

GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI AD ILLUSTRANDAM
NOTIONEM GEOLOGICAM ET PALAEONTOLOGICAM
REGNI HUNGARIAE

SERIES GEOLOGICA

TOMUS IV

1-19 UND 1-365 PAGINAE. I-X TABULAE, 82 FIGURAE TEXTI INSERTAE

VENDL A.:

A Szászvárosi és Szebeni Havasok kristályos területe.

A. VENDL:

Das Kristallin des Sebeser- und Zibins-Gebirges.

EDIDIT

INSTITUTUM REGNI HUNGARIAE GEOLOGICUM
BUDAPESTINI 1932

Geol. Hungarica ser. geologica	IV	1-19 1-365	Budapestini, 10. X. 1932.
-----------------------------------	----	---------------	---------------------------

MANUSCRIPTUM CONCLUSUM 15. II. 1932.
DATUM EDITIONIS 10. X. 1932.

STADIUM SAJTÓVÁLLALAT R. T., BUDAPEST,

A Szászvárosi és Szebeni Havasok
kristályos területe.

Írta: Dr. VENDL ALADÁR

A Szászvárosi és Szebeni Havasok¹⁾ a Déli Kárpátoknak az a része, melyet Ny., É. és részben K. felé az erdélyrészi nagy neogén medence vesz körül, D. felé pedig az ország határáig, illetőleg a nyugati részen a Zsijec vidékéig terjed. Keleten az Olt vöröstoronyi szorosa választja el a Fogarasi Havasoktól. Magas hegység, melynek legmagasabb kiemelkedései a 2200 métert meghaladják. A Sebes D.-ről É. felé haladó szűk völgye a délen még egységesen összefüggő térszint két részre osztja szét: a nyugati kudzsiri (szászsebesi) s a keleti szebeni hegytömegre.

Ez a magas hegység erősen tagolt: sok mélyen bevágódott, meredek lejtőjű völgy szeldeli keresztül. A szűk völgyeknek jegy része teljesen járhatatlan. A gyalogutak főként a hegyek gerincén s a szélesebb völgyekben vezetnek. Kocsival ártható útvonalak csak a tágasabb völgyekben vannak. A legmagasabb hegytetőket sok helyen törpefenyő fedi, mely a megfigyeléseket gyakran megghiusítja.

A legmagasabb, 2000 m körüli kiemelkedések összefüggő gerincrendszerek alakjában húzódnak a hegység déli részében: Surián (2061 m), Vârful Auşelul (2013 m), Cârpa (2014 m), Vârful lui Petru (2133 m), Clăbucetul (1907 m), Pârva (1905 m), Gunguresul (1946 m), Dealul Şerbota mare (2016 m), Frumoasa (2205 m), Cindrel (2245 m), Foltea (1971 m), Steflistye (2244 m), Kristestye (2204 m), Piatra alba (2180 m), Nikolestye (2036 m), Rozdestye (1950 m), Beşineul (1963 m), Bătrîna (1840 m), Conţul mare (2083 m), Bălândrul mare (2210 m), Vârful Negovanul mare (2136 m), Dealul Clăbucetului (2056 m), Negovanul mare (1905 m), Vârful Jidului (2095 m), Vârful Dobrunului (1980 m), Voineagul Căţănesei (1850 m), Vârful Căcaci (1961 m), Vârful Sterpului (2146 m), Vârful mare (2034 m).

Ezek az 1800 m-nél jóval magasabbra kiemelkedő területek csaknem mind laposak. Ott, ahol a glaciális erózió nyomai hiányzanak, az alpesi formát teljesen nélkülözik. Ezek régi tönkfelületnek maradványai, melyeket csak a mélyen bevágódott völgyek szakítottak szét. A lapos tetők a DE MARTONNE-féle Boreszkó-típusú tönkfelülethez tartoznak. Az említett magas kiemelkedésekből összetett gerincrendszer nagy kiterjedésű vízgyűjtő területeket választ el egymástól, melyek a Sebest, a Sztrigyet, illetőleg közvetlenül a Marost, továbbá a Zsilt, a Lotrut s az Oltot táplálják vizükkel.

Egy másik, alacsonyabb penepménhez tartozó részletek azok az átlag 1460–1600 m magas területek, melyek egyes helyeken igen jellemző alakban maradtak meg: a Râul Prigona, Sebes, Frumoasa és Salanile összeszögellésének területe körül, a Ciuciula (1630 m), a Dealul Casile (1603 m), Tortura (1524 m), Picioarele Cailor (1586 m), Mijlocia (1476 m), Guga mare (1390 m) stb. környékén. Ezeket a területeket mind pompás fenyőerdők fedik, melyeket csak itt-ott szakítanak meg rétek (Poiana). Egyébként többé-kevésbé összefüggő gerincek s egyszerűen a vidék főbb közlekedési irányai.

A fenti, alacsonyabb penepménbe vágódtak bele a bővizű hegyi patakok. A patakok völgye általában szűk. A terület legnagyobb folyója, a Sebes Szászsebesig 82 kilométert folyik a hegységben s Szászsebesnél

¹⁾ Mások szerint Kudzsiri és Szebeni, vagy egyszerűen csak Szebeni Havasok. A „Szászvárosi és Szebeni Havasok” elnevezést Lóczy Lajos: Vezető a m. kir. Földtani Intézet múzeumában című munka (Budapest, 1909.) 111. lapjáról vettem át.

éri el a hegység lábát. De már 50 km-rel a város fölött 1000 m mélységig erodálta völgyét átlag 1600 m magas hegyek között. Forrásvidéke 2000 m-en felül van. A Kudzsiri patak még mélyebben bevágódott és Kudzsir mellett 43 km-nyi út után 300 m magasan hagyja el a hegységet, mely itt a peremen 700–800 m magas.

Csak ritkábban szélesedik ki a patakmeder annyira, hogy a víz benne hosszabb-rövidebb szakaszon középszakasz-jellegűen meanderekben kanyarog, mint pl. a Salanile legalsó folyásában a Sebessel való egyesülése körül, a Valea Curpatuluiban, a Râul Prigona felső folyásán stb. Az ilyen helyeken vékonyabb-vastagabb alluvium üledett le.

*

A hegységben a jégkorszak nyomai kétségtelenül felismerhetők. Legelőször LEHMANN mutatott rá a hegység néhány glaciális területére 1885-ban. INKEY bizonytalan állásponton volt e kérdésben. 1912 és 1913-ban LIFFA AURÉL és VENDL ALADÁR határozottan kimutatták az egykori eljegesedés nyomait a terület néhány pontján. KRAUTNER elfogadta LEHMANN állításait. Ezzel szemben CHOLNOKY JENŐ a következőket mondja: „A Szebeni havasok nem emelkednek olyan magasra, hogy rajtuk glaciális jelenségeket találhatnánk.“ (LOCZY L.: A magyar szent korona országainak leírása; Budapest, 1918, 67. lap.)

A pleisztocén glaciális nyomok a helyszínén azonnal szembeötínnak: a lapos Boreszkó-típusú penepeln legmagasabb részeibe vágódtak bele meredek fallal elhatároltan a kárfülkék. A profil mindig olyan, hogy a csaknem teljesen vízszintes felszint a kár igen meredek fala szakítja meg.

A terület legmagasabbra kiemelkedő s legnagyobb tömege a Frumoasa—Cindrel, mely a 2245 m-t eléri. A Cindrel keleti oldalába mélyed bele a Caldarea Canai nevű kár. Északkeleti oldalában találjuk a Nagy tó (Jeserul mare) és a Kis tó (Jeserul mic) kárját. Ezek 200 m magas meredek fallal mélyednek bele a csaknem vízszintes térszínbe és félköralakban magas fal veszi körül őket.

A Steflistyén (2244 m) két kárfülke ismerhető fel. A nagyobbik ÉK. felé nyílik, a kisebbik ÉÉK. felé. Tó egyikben sincs.

A Kristestyé (2204 m) és a Pietra alba (2180 m) közt húzódó gerincen két kárt lehet felismerni, mind a kettő KDK., illetőleg DK. felé néz. A kettőt nagyon keskeny gerinc választja el egymástól.

A Dealul Balului (2031 m) oldalába mélyesztve kis függő kárt találunk, mely a hegy DK.-i részében alakult ki. Ez egyúttal a legmélyebben fekvő kárfülke, melyet a hegységben észleltem: a fülke felső széle nem éri el egészen a 2000 métert.

A Surián (2061 m) keleti oldalán a Nagy tó (Jeserul mare) kárja mélyed bele a lapos tetőbe, északkelet felé nyílik a Kis tó (Jeserul mic) kárja.

A károknak a tetőkhöz legközelebb levő részeiben a hó maradékai még augusztus hó közepén, egyes pontokon még augusztus végén is megvannak.

*

A Szászsebesi és Szebeni havasok túlnyomó része kristályos kőzetekből áll. Csak a peremi részeken fordulnak elő üledékek, valamint a kristályos pala területén Petrillától ÉNy.-ra és Várhely mellett tiffon—neokom mészkövek. Várhelynél a felső kréta is megvan.

BOCKH JÁNOS érdeme (1878), hogy a Déli Kárpátok kristályos paláit petrográfiai tulajdonságaik alapján sikerült csoportokba foglalni. Ő három csoportot különböztetett meg: az I. csoportba főként gnájszokat, a másodikba főleg erősen csillámos gnájszokat és csillámpalákat sorolt, a harmadikba kevésbé metamorfizált kőzeteket, főleg filliteket, kloritpalákat stb. foglalt össze. Ugyancsak az ő érdeme annak a diszkordanciának felismerése, mely a Krassószövényi középhegységben az ő második csoportja és különösen az első csoportja között észlelhető oly módon, hogy a második csoport kőzetei részben rajta fekszenek a többi kristályos palán.

Később kitűnt, hogy az Orsovai-hegységen kívül az első csoport nem fordul elő. Ennek alapján SCHAFARZIK FERENC (1903) kimutatta, hogy az első csoport a harmadik csoportnak eruptív kőzetekkel erősen injiciált, vagy esetleg teljesen eruptív kőzetekből álló része. Tehát szerinte csak két csoportot lehet megkülönböztetni: a) csillámpalacsoportot és b) fillitcsoportot.

Közben MRÁZEC (1897) is kimutatta, hogy e területen lényegében az említett két csoport különböztethető meg. MURGOCI (1905) megállapította, hogy a csillámpalák csoportja rátolódott a Páring fillitcsoportjára. SCHAFARZIK is általánosan észlelte, hogy a csillámpalák csoportja a többi kristályos palával (fillitcsoporttal) szemben több helyen takaró alakjában áttüremlett.

STRECKEISEN (1929) megerősítette annak a felfogásnak helyességét, hogy a csillámpalacsoport kőzetei takaróként rátolódtak a Páring autochtonjára.

Ismeretes, hogy a csillámpala- és fillitcsoport kőzetei a Déli Kárpátokban paleozóos, sőt ópaleozóos korúak; förmelékeik már a karbon konglomerátokban előfordulnak.

A Szászvárosi és Szebeni Havasok részletes geológiai felvételét HOFMANN KÁROLY (1869) és INKEY BÉLA (1883) kezdte meg a hegység délnyugati szegélyén. A felvétel célja Petrozsény és a Vulkánszoros vidékének tanulmányozása volt és a Szászvárosi és Szebeni Havasokból csak azt a részt vették fel, ami a „Petrozsény vidéke“ és a „Vulkánszoros vidéke“ című 1:75.000 lap területére esik. Ez a két térkép a M. kir. Földtani Intézet kiadásában megjelent (1885–1886). Később HALAVÁTS GYULA kezdte meg újból a hegység felvételét még a múlt század kilencvenes éveinek vége felé. Szászsebes és környékének 1:75.000 geológiai térképe, javarészen HALAVÁTS, kisebb részben T. ROTH LAJOS felvétele alapján — a hozzávaló térképmagyarázóval együtt — a M. kir. Földtani Intézet kiadásában meg is jelen (1910). 1906-ban LACKNER ANTAL is dolgozott a Kudzsirtól D.-re levő területen. HALAVÁTS még később is dolgozott a hegység szegélyén, de a kristályos területet már nem érintette. 1912–1914-ben LIFFA AUREL és e sorok írója végzett részletes felvételeket, melyeknek a világháború vetett véget. Az utóbbi felvételek a 23. öv, XXIX. rovat ÉNy., ÉK., DNy., DK.-i 1:25.000 lapjára, a 23. öv, XXX. rovat ÉNy. és DNy.-i lapjára, továbbá a 24. öv, XXIX. rovat ÉK.-i és a 24. öv, XXX. rovat ÉNy.-i lapjára terjedtek ki egészen a határig. Tehát a részletes felvételi terület a hegység legnagyobb részét felfoalta. Ezenkívül a hegység különböző részeiben tanulmányoztunk egyes szelvényeket.

A világháború után LIFFA kollégámat a M. kir. Földtani Intézet igazgatósága más munkakörbe osztotta be, úgyhogy a hegységről gyűjtött adatok feldolgozását magam végeztem.

A Szászsebesi és Szebeni Havasok túlnyomó részét a kristályos paláknak csillámpalacsoportja építi fel. A csoport kőzetei e területen egyetlen tektonikai egységbe foglalhatók össze, mely igen különböző kőzetekből áll. Ezek összességét a Sebes-folyó után, mely az egész rétegsort a csapásra merőleges irányban feltárja, Sebesi kristályos tömegnek nevezem. Kőzetei üdék, legfeljebb igen gyenge

kataklázis nyomai látszanak rajtuk és főként mezozóna-jellegűek. Átmenetek a kata- és az epi-zóna felé szintén jellemzők.

Már 1912—1914-ben megkíséreltem a Sebesi kristályos tömeg kőzeteit csoportokba foglalni. Későbbi mikroszkópi vizsgálatok e beosztást még bővítették, úgyhogy e kőzetek a következő csoportokba foglalhatók össze:

1. Csillámpalák. Ezek rendszeren muszkovit- és biotit-tartalmúak s főbnyire kevés savanyú plagioklász is előfordul bennük. Igen gyakran tartalmaznak porfiroblasztok gyanánt *gránátot*, valamint ritkábban *sztaurolitot*, *disztént*, néha *turmalint*.

2. Vékony, geomorfológiai szempontból jelentéktelen kvarcitbetelepülések főleg a csillámpalában fordulnak elő. Ezek túlnyomórészt kvarcból állanak s ezenkívül lényegileg csak igen kevés csillámot tartalmaznak.

3. Mangán- és vastartalmú szilikátok főbnyire kvarccal együtt lencseszerű vékony közbeteledések alakjában jelentkeznek a csillámpalában. E szilikátok oxidációs zónájában oxidos mangán- és vasérc képződtek.

4. Gránitgnájszok szintén közbetelepülésekként fejlődtek ki a para-kőzetekben, részben biotit-gránitgnájszok, részben amfibolgránitgnájszok alakjában. Idetartoznak a ritkábban előforduló aplitgnájszok is.

5. Paragnájszok és injekciós gnájszok vékony közbetelepülések, vagy vastagabb zónák a csillámpalák között. Jellemző, hogy igen savanyú plagioklász (10—20% An) tartalmaznak. A csillámok közül vagy biotit, vagy biotit és muszkovit, vagy csak muszkovit fordul elő bennük. Külön kiválasztható volt a dobra-gnájsz.

6. Szemes gnájszok „mikroklinszemek”-kel több ponton a para- és az injekciós kőzetek közé iktatva fordulnak elő.

7. Leukokrát telérek kőzetek főleg a pegmatitok s valamivel alárendeltebben az aplitok. A para-kőzeteket igen sok pegmatit- és aplitinjekció tarkítja, többször egész injekciós zónák alakultak ki. A pegmatitok kissé nagyobb telérekben és fészkekben is előfordulnak, melyek a térszín kialakulására is befolyással voltak.

8. Az amfibolitok betelepülések a csillámpalákban és a gnájszokban. Kifejlődésük igen változatos és többféle típusú.

9. Pyroxenitok, peridotitok és grammatititok — részben szerpentinisedve — csak kisebb mennyiségben fordulnak elő.

10. A szerpentinek több ponton fordulnak elő, de csak kisebb tömegek alakjában. A Surián-tól ÉNy.-ra hosszabb vonulatot alkotnak. Egyesek úgyszólván csupán csak szerpentinből állanak, mások az eredeti ásványokból is többet vagy kevesebbet tartalmaznak.

11. Kvarcporfirritok a Surián—Cindrel vonaltól északra vékony telérek alakjában fordulnak elő. Geomorfológiai jelentőségük lényegtelen, mert igen kis méretűek, főbnyire csak néhány méter vastagok.

12. A hegység legészakibb részén. Kápolnától délre, délkeletre, délnyugatra vékony kristályos mészkő betelepülések fordulnak elő. HALAVÁTS GYULA a kristályos paláknak ezen a területen fellépő részét is a csillámpalacsoportba sorolta a kristályos mészkő-közbetelepüléssel együtt.

A részletesen tanulmányozott terület túlnyomó része s általában a Szászsebesi és Szebeni Havasok legnagyobb része a Sebesi kristályos tömegből áll. A részletesen feldolgozott területnek csupán csak

az északkeleti szegélyén Guraro és Resinár vidékén találunk más jellegű kőzeteket, nevezetesen a Fogarasi kristályos tömeg kőzeteit. Ezek azonban e területen igen kis szerepűek. Tovább kelet felé, a Vöröstoronyi szoros felé azonban déli irányban kiszélesednek s a szoroson túl a Fogarasi Havasok láncaiban folytatódnak tovább. A régebbi magyar geológusok az itt előforduló kőzeteket egyszerűen fillit-csoportnak tekintették.

E kőzeteket általánosan jellemzi, hogy sokkal kevésbé metamorfizáltak, mint az előző csoport kőzetei. A Fogarasi kristályos tömeg kőzetei az epizóna jellemző bélyegeit viselik magukon. Szericit, chlorit, albit a jellemző ásványok e csoport kőzeteiben. A jellemző kőzetek a következők: szericitfillitek, chloritos szericitfillitek, grafitosfillitek, meszes kloritfillitek, kvarcfillitek, kloritpalák, amfibolitok, amfibolpalák. A fillitek rendszeren több-kevesebb albitot is tartalmaznak. Resinár mellett a fillitbe konkordáns helyzetben kristályos mészkővonulat települt.

A Fogarasi kristályos tömeg kőzetei konkordánsan rajta fekszenek a Sebesi kristályos tömegben, mely a krétában (posztneokom—antecenomán) a Páring autochtonjára tolódott.

A Sebesi kristályos tömegben az uralkodó kőzetek a csillámpalák s a közbeiktatott paragenetikus és injekciós gnájszok. A kőzetek dőlése a terület déli részén lankás: $10-35^\circ$; a terület északi részén a rétegállás jóval meredekebb, $40-60-80^\circ$ dölések mérhetőek Resinár, Guraró, a Dealul Grindii környékén stb. Az általános csapásirány nyugat-keleti. A keleti részen, Guraró—Resinár környékén a csapás DK. felé kanyarodik. Viszont a Suriántól nyugatra levő területen a csapásirány délnyugatívá válik.

A hegység északi részében HALAVÁTS GYULA több-kevesbé jól megállapítható szinklinálist mutatott ki. Ez a szinklinális HALAVÁTS megállapítása szerint nagyjában K.—Ny.-i csapású s alkotásában a kristályos mészkő is résztvesz. A szinklinális szerinte Kápolná-tól, Kerpenyes-től, Doborká-tól D.-re húzódik, közel a kristályos terület széléhez és áthalad a Dealul Tonii tájékán, a Dealul Cercului-n, a Dealul Vurului-n és a Frunzberg-en. A kristályos mészkő a Sebes bal oldalán levő Dealul Tonii területén $45-60^\circ$ alatt D. felé dől. A Sebestől K.-re, a Dealul Vurului-n s azon túl további keleti folytatásában pedig É.-i dőlésű $55-70^\circ$ alatt. A kristályos mészkő keleten Nagypöld-től D.-re kezdődik, itt azonban két párhuzamos vonulatot alkot, ami HALAVÁTS szerint vetődés következménye. A mészkő a Dealul Tonii-tól nyugatra levő területen jó darabon hiányzik s csak jóval távolabb nyugatra, Kudzsirtól D.-re keresztezi a Vârful Tomnatecului gerincét. Itt, a Dealul Tonii-tól nyugatra, a csapás délnyugati irányúvá változott. Kudzsirtól ÉK.-re, azaz Csórá-tól K.-re, tehát a Vârful Tomnatecului-tól mintegy 10 km-re ÉK.-re ismét megtaláljuk a kristályos mészkövet. HALAVÁTS ezt a jelenséget nagy, É. felé való elvetődéssel magyarázza meg, ami valószínűleg a Várhelyi vetődéssel függ össze.

Antiklinális húzódik a Surián—Cindrel-en át húzott vonaltól északra mintegy 16 km-re. Ez az antiklinális Gurarótól D.-re igen jól felismerhető s Guraró-antiklinálisnak nevezhetjük. Gurarótól kevéssel D.-re találjuk meg tengelyét s innen az antiklinális DK. felé húzódik a Dealul Plaiului (1190 m) tetején át, majd DK.-i irányban halad tovább, azután keleti irányúvá válik s a Medirvölgy torkolatától északra keresztezi a Vöröstoronyi szorost. Ezen a keleti részen azonban már a Fogarasi kristályos tömeg kőzeteiben halad.

Gurarótól nyugat felé még ÉNy.-i irányban folytatódik az Orláttól mintegy 1,5 km-re délnyugatra levő Dealul Visirului (749 m) tetején keresztül, majd innen nyugati irányba kanyarodik. Ebben az

irányban áthalad az antiklinális tengelye a Dealul Grindii (1281 m) északi részén, a Dealul lui Ivan baiu (1278 m) északi részén, a Dealul Captan (1227 m) északi területén, majd a Sugág és Dobra összefolyásától É.-ra folytatódik és Sugág községe felé halad tovább, nagyjában nyugat felé. Majd enyhén DNy. felé hajlik, áthalad a Curota (1328 m) és a Dealul lui Petru (1360 m) között a Piscul Glivii (1153 m) irányában. Itt erősebben DNy. felé kanyarodik s Várhely felé húzódik.

Ettől az antiklinálistól délre átlag mintegy 10 km távolságban többé-kevésbé összefüggően szinklinális mutatható ki. Ez nagyjában párhuzamosan halad a vázolt antiklinálissal. Ez a szinklinális a Foltea északkelet felé húzódó gerincén 1659 m és 1544 m között jól megállapítható. Ezért Foltea-szinklinálisnak nevezhetjük. Innen nyugat felé a szinklinális tengelye áthalad a Vârful Strâmba mare-n (1831 m), az Isvorul Tortura mentén tovább húzódik nyugati irányban a Dealul Casile-től (1603 m) északra. A Mijlociá-tól D.-re keresztezi a Sebes völgyét, áthalad a Bale (1649 m) területén, a Dealul Paltinei (1647 m) északi részén, a Dealul Mlacile (1798 m) és a Sinca (1728 m) közt délnyugat felé kanyarodik s ebben az irányban halad tovább a Dimpul (1495 m) s a Malea (1419 m) között. A Folteától kelet felé a Stâna Nicolescilor-on át húzódik a szinklinális, majd délkeleti irányúvá lesz a Besineul-tól (1963 m) délre s DK.-i irányban halad a Stâna din Bătrina mare tájékán keresztül.

A Guraró-antiklinális NOPCSA porkaréti antiklinálisának felel meg. Ebből ágazik ki Sugágtól délre NOPCSA szerint a dobokai antiklinális. A hegység nyugati részében halad DNy.—ÉK.-i irányban a Várhelyi vetődés. ÉNy. felől a hegységet a Kudzsiri vetődés szegélyezi, mely ÉK.-i irányban húzódik; ÉK. felől pedig az Erdélyi medence felé a Kőrös-talmácsi vetődés határolja.

Kisebb ráncok több helyen észlelhetők, így pl. a Sebes völgyében Sugágtól délre, Tautól délre, a Dealul Seracinu környékén stb. Kisebb vetődések, néhol elfenődött kőzetekkel, helyenként szintén előfordulnak.

A területnek legdélibb része a régi román határra esik. Minthogy nem volt módom a szomszédos területet Romániában elég nagy terjedelemben s kellő részletességgel tanulmányozni, erről a legdélibb vidékről áttekintő tektonikai képet nem vázolhatok.

*

A munka következő része a Sebesi kristályos tömeg kőzeteinek részletes leírása.

1. Csillámpala. A terület túlnyomó részét csillámpala borítja. Rendesen kétcsillámú. Többnyire több-kevesebb albitot is tartalmaz s így átmenet lehet a gnájszok felé. A legnagyobb kiterjedésben s a legjellemzőbben kifejlődve a terület déli részén találjuk (Cindrel, Kristesty, Pietra alba, Gotia, Conțul mare, Bălândrul mare, Vârful Negovanul mare, stb. Még ezeken a helyeken is azonban vékonyabb paragnájsz közbetelepüléseket tartalmaz. Az átmenetek és közbetelepülések folytán a térképezéskor teljesen pontos határral elkülöníteni nem lehet.

A Sebesi kristályos tömeg összes kőzeteit s így a csillámpalákat is jellemzi, hogy üdék, erősebb kataklázisos hatás nem látszik rajtuk, azaz főként posztt tektonikusan kristályosodtak ki. Kisebb mértékű kataklázis nyoma azonban főként a kvarcsemeken úgyszólván minden kőzetben látszik és pedig a gyakran kissé hullámos kioltáson, vagy a mezőkre való gyenge szétváláson.

A csillámpala majdnem mindig tartalmaz kisebb-nagyobb mennyiségben *gránátot*. A gránát szemek nagysága változó, néhol a szemek aprók, máshol mogorónyi, ritkábban diónyi nagyságúak. Igen gyakran tartalmaz a csillámpala *sztaurolitot*, *disztént*. A sztaurolit jelenléte arra vall, hogy az eredeti kőzet, melyből a csillámpala képződött, vasban dús volt, a disztén megjelenése pedig az eredeti kőzet nagy alumínium-tartalmára vezethető vissza. A két utolsó ásvány néha a szokott párhuzamos összenövésben fordul elő. A sztaurolit néha 2–3 cm hosszúságot is elér, a disztén ritkábban 8–10 cm-t is.

A csillámpalának rendes elegyrésze még a *rutil* is, néha több centiméter nagyságot elérő porfiroblasztokban. Legtöbbnyire azonban csak apró szemekben fordul elő. Miként a Schwarzwald „rench”-gnájszaira jellemző a rutil a szedimentumos származást illetőleg, e csillámpalákban is elég fontosnak tekintetjük fellépését.

A csillámpalának valamivel ritkább ásványa a *turmalin*. Rendesen csak kisebb területeken fordul elő nagyobb mennyiségben s porfiroblasztjai néhol több centiméter nagyságot is elérnek. A turmalin főként ott fordul elő nagyobb mennyiségben és nagyobb kristályokban, hol muszkovittartalmú pegmatitok sűrűbben lépnek fel a csillámpala-területen (Steffistye, Piatra alba, Gotia stb.). Ezeken a területeken a pegmatit maga is gyakran turmalinos.

A turmalin képződése karöltve járt a pegmatittelére, pegmatiterek és pegmatitfészkek kialakulásával. A csillámpala számos helyen tartalmaz vékonyabb-vastagabb pegmatitereket. A pegmatitos injekciók helyenként olyan vékony rétegecskékben járnak át a csillámpalát, hogy a csillámpalához tartozónak látszanak. Az ilyen kőzet a benne levő kvarcföldpátcsomóknál fogva néha a szemes gnájszra emlékeztető texturájú.

A pegmatit savanyú magmájának igen higan folyósnak kellett lennie, mert másként ilyen egészen vékony erecskékben nem nyomulhatott volna a csillámpala rétegei közé. Ez pedig a kvarc-földpát-eutektikumban csak úgy volt lehetséges, hogy a magma gázokban igen dús maradékmagma volt. Fontos szerepe volt a bőrvegyületeknek is. A turmalin fellépése a csillámpalában ennek a gázokkal telített pegmatitos magmának következménye.

A csillámpala néhol oly vékony amfibolitrétegecskéket tartalmaz, hogy amfibolitartalmunak látszik. Ily vékony (0.1–10 mm vastag) amfiboliterecskés a csillámpala pl. a Guga mare-től északra egészen lokálisan néhány ponton.

A hegység legmagasabb területei pegmatitteléreket és fészkeket tartalmazó csillámpalákból állanak. E területeken a gránát, sztaurolit, disztén és a turmalin általában jellemző ásványai a csillámpalának.

A csillámpala kémiai összetételére jellemző a közepes SiO_2 -tartalom (mintegy 56% körül.) Az alumínium mennyisége nagy, úgyhogy mindig alumíniumfelesleg marad. Ez a felesleg részben a csillámpalában foglaltatik, főleg azonban a diszténben. A csillámpala sok vasat is tartalmaz, ami a sztaurolit képződéséhez vezetett. Az (*al-alk*): *c*-diagrammban a csillámpala projekciópontja a sztaurolitos kőzetek mezéjébe kerül bele.

A csillámpala olyan agyagos üledékből képződött, mely átlagban aránylag sok alumíniumot és vasat tartalmazott. Összetétele azonban ingadozó volt: néhol sztaurolit, disztén képződhetett nagyobb vas- és alumíniumtartalmánál fogva, máshol — ha a vas, illetőleg az alumínium mennyisége kisebb volt — az említett ásványok képződéséhez nem voltak meg a kémiai feltételek.

2. **Kvarcit.** Az eredeti üledéknek az a része, mely erősen kvarctartalmú, homokos volt, *kvar-*

cittá metamorfizálódott. A kvarcit csak igen alárendelt szerepet játszik vékonyabb közbetelepülések, vagy csak egyes padok alakjában, melyek hamar kiékelődnek. Néhány fontosabb előfordulása a következő: a Plaiul Fruntilor gerincén, a Dealul Comarnicelul (1895 m) ÉNy.-i oldalán, a Poiana Ditei közelében, a Pietra alba Steaja nevű részletének a 2149 m kúptól K.-re levő részén, a Preaja DNy.-i oldalán, a Tarnea területén, a Dealul Cibanelul ÉNy. felé húzódó gerincén, a Bălândrul mare (2210 m) kúpjától ÉNy.-ra, a Dealul Plaiului (1198 m) ÉNy.-i részén stb. Előfordulása teljesen szabálytalan.

A kvarcított túlnyomó részben kvarc alkotja; ezenkívül kicsi és igen változó mennyiségben muszkovit, biotit, esetleg chlorit, ritkábban zirkon figyelhető meg benne. Palássága mindig határozottan kifejezett, többnyire már szabad szemmel is jól észlelhető, csiszolatokban pedig a muszkovitlemezek párhuzamos elhelyezkedése folytán igen erősen szembetűnik.

A kvarcitok települése mindig konkordáns az őket körülvevő csillámpaláéval.

3. **Mangán- és vasdús szilikátbetelepülések**, melyekből az oxidációs zónában oxidos mangán- és vasércsek képződtek, csak kisebb területeken fordulnak elő a csillámpalákban. Ilyen területek pl. a Magura nyugati oldala a Kudzsirpatak felé, a Sipciá-tól délre levő Bătrina (1794 m) déli és délnyugati lejtője, a Steaua mare (1734 m) ÉK.-i gerince, a Mijlocia (1474 m) északi és KÉK.-i része, a Runcul Cailor (1475 m) területe (a bisztrai erdőőri háztól 2 km-re DK.-re), a Strâmba mare (1831 m) teteje, a nyegováni erdőőri háztól D.-re a Valea Sadurelul jobb lejtője 1400 és 1480 m magasan stb.

E területek nagyjában olyan övben helyezkednek el, melynek iránya közelítőleg összeesik a kristályos palák általános csapásirányával.

A Kudzsirpatak és a Steaua mare környékén a *mangánpiroxén* az uralkodó. A Runcul Cailoron a *spessartin* a jellemző ásvány, melynek bőséges kísérője a kvarc.

4. **A gránitgnájszok** kifejlődése különböző: néha inkább gránitra emlékeztető, első tekintetre csaknem tömegesnek látszó kőzetek (gránitgnájsz), máskor meg a palásság erősebben látszik. Ez utóbbiakat ortognájsz néven foglaltam össze.

Jellemző, hogy csak kisebb, rendszerint konkordáns közbetelepülések a para-közetsorozatban. Vastagságuk néha csak néhány méter, a legvastagabbak is csak néhány száz métert érnek el. Csak a terület mélyebb részein, főként a völgyekben bukkanak ki a felszínre. Halavány rózsaszínű *kálicföldpátot* (*mikroklin*) tartalmaznak s e színnél fogva könnyen felismerhetők. Néhol többé-kevésbé pegmatitos, durvaszemű kifejlődésűek s gyakran pegmatitokkal függnek össze. Valószínű, hogy mélyebben nagyobb összefüggő tömegekben fordulnak elő.

Kőzettani kifejlődésük alapján ezek az ortogenetikus kőzetek két csoportba foglalhatók össze: a) biotitgránitgnájszok (*suriángnájsz*) és b) amfibolgránitgnájszok (*cindrelgnájsz*). Az elsőt a rózsaszínű *mikroklion* kívül igen *savanyú plagioklász* (savanyú *oligoklász*) és *biotit* jellemzi. Ez a kőzet amfibolt vagy egyáltalán nem tartalmaz, vagy csak nagyon alárendelt kis mennyiségben. A második kőzetben a biotitot teljesen vagy részben *amfibol* helyettesíti. Az amfibol igen erősen pleochroos: α = zöldes-sárga, β = zöld, γ = kékeszöld, különböző árnyalatokban. $\gamma : c = 20-22^\circ$ körül. Az akcesszorikus ásványok közül mind a két típus kőzeteiben elég gyakori a *titanit*.

Ezek a kőzetek vékonyabb-vastagabb injekciók alakjában is előfordulnak a parakőzetek rétegei

közt, úgyhogy sokszor igen nehéz a határt pontosan megvonni. A *biotitgránitgnájsz* néhány fontosabb kibúvási helye a következő: a Galbina-völgy felső szakasza (Petriillától ÉNy.-ra), a Valea Petrosului 931 és 1000 m közt levő szakasza, a Stâna Rovinei környéke, az Auşel-völgy 1245—1345 m közötti része, a Dealul Seracinu déli gerincén, az 1476 m kúpon, a Bisztra völgyében 500 és 700 m magasság közt, a Sebes völgyében a Valea Balelor torkolatától DK.-re a Dimbul Serpilor keleti szélén, továbbá közvetlenül a román határ előtt, a Foltea DK.-i gerincén stb.

Az *amfibolgránitgnájsz* valamivel kevésbé gyakori, néhány előfordulása a következő: a leg-nagyobb terület a Frumoasa felső folyásának mentén, a Frumoasa-hegy déli oldalában, a piatra albai csendőrlaktanyától északra található, hol több-kevesebb megszakítással mintegy 6 km kelet—nyugati hosszúságban és mintegy 3 km szélességben nyomozható. Sok helyen pegmatitlélekkel és fészkekkel, esetleg aplittal van megszakítva. A Santa-teleptől nyugatra a Râul Stesii 1000 és 1200 m magasságban levő szakaszában sok pegmatittal együtt fordul elő. A Pârâul Clăbucetului-nak az Auşel-patakba való torkollása előtt egy kisebb előfordulás ismeretes.

Kémiai összetételük szempontjából e kőzetek a savanyú és semleges kőzetek határán vannak. A biotitgránitgnájszok összetétele nagyjában a normálgránitos magma összetételével megegyező. Az amfibolgránitgnájszok kémiai összetétele a granodioritos—kvarcdioritos magmák összetételével egyezik meg.

Az *aplitgnájszok* vékonyabb betelepülések a csillámpalában, vagy a paragenetikus és injekciós gnájszokban. Fehér színűek, vagy igen világosak. Első tekintetre a helyszínen aplithoz hasonlítanak, de palás texturájúak. A palás szerkezet a csillámlemezek, vagy a magnetitszemek elhelyezkedése folytán többnyire már szabad szemmel többé-kevésbé megállapítható. A kvarcsemek is gyakran összefüggő rétegekben láthatók.

Lényeges ásványaik: *mikroclin*, *albit*, *kvarc* és igen kevés *csillám* (*muszkovit*, esetleg *biotit*), néha *magnetit* (2% is).

E kőzetek struktúrája krisztalloblasztos s lehet, hogy ez a struktúra részben még a kőzet megmerevedése közben beállott differenciálódási mozgás eredménye, azaz a kristályosodási folyamat még akkor történt, mielőtt a magma nyugalmi helyzetbe tért volna. A kristályosodási folyamata közben a már megszilárdult elegyrészeknek a differenciálódási mozgáshoz kellett alkalmazkodniuk. E kőzetek képződésekor talán még az általános metamorfózis sem fejeződött be és az egyoldalu nyomás is lényeges szerepet játszott.

5. Injekciós gnájszok és paragnájszok. A két csoport kőzetei átmennek egymásba s megkülönböztetésük egymástól sokszor igen nehéz. Néhol gránitgnájszok szélein fejlődtek ki s akkor a kontaktus közelében a gránitgnájsz magmájából származó rózsaszínű mikroclinok már első tekintetre szembetűnnek. Sokszor azonban a megkülönböztetés nem ily egyszerű. A paragnájszokban azonban nincs mikroclin, hanem a földpátok közül csak igen savanyú plagioklás (A_{n10} — A_{n20}).

Mindezek a gnájszok sokkal kevésbé egyenletes kifejlődésűek, texturájuk nyugtalan s összetételükben is gyakran lépésről-lépésre változnak. Sokszor erősebben kvarcos közbetelepülésekkel megszakítottak, gyakran tiszta kvarcrétegeket, vagy kvarclencsüket tartalmaznak.

Az injekciós kevert gnájszokban a következő ásványok a főalkotórészek: *mikroclin*, *plagioklás*, *kvarc*, *biotit*; gyakran a biotit mellett *muszkovit* is előfordul. Egyes féleségekben lényegileg csak a *muszkovit* van jelen a csillámok közül (*muszkovitgnájsz*). Az utóbbiak pegmatitok injekciós hatása folytán

állottak elő. Ide tartozik a többi közt a *dobra=gnájsz*, mely a Dobra völgyében fordul elő legszebb kifejlődésben. Ez két csillámú és a szemes gnájszokkal is kapcsolatban van.

Az injekciós gnájszok kémiai összetétele néha teljesen eruptív kőzet összetételéhez hasonlít. Más injekciós gnájszok ellenben az eruptívközetek összetételéből eltérő kémiai összetételűek. E viszonyok részletezésére itt nem térhetek ki, de utalok a német szövegben levő táblázat adataira.

A paragnájszok gyakran a csillámpalában csak igen vékony közbetelepülést alkotnak (pl. *Piatra alba teteje*). Máskor széles zónában fejlődtek ki. Némelykor a plagioklász mennyiségének megcsökkenése folytán fokozatosan átmennek apróbbszemű csillámpalába. A paragnájszok ritkán kevés zöld amfibolt is tartalmaznak.

A paragnájszok kémiai összetétele gyakran teljesen elüt az eruptív kőzetek kémiai összetételétől. Némelyik kőzet azonban eruptívum összetételéhez hasonló kémiai összetételű. A paragnájszok legnagyobb részében az (*al—alk*) értéke nagy. (A részletekre vonatkozólag lásd a német szöveget.)

6. **Szemes gnájszok** csak néhány kisebb területen fordulnak elő a Surián—Cindrel vonalától északra levő részen. A Sebes völgye Sugágtól délre, a Gura Bisztrától északra szel át szemesgnájsz-vonulatot. A Sugág=patak mentén találjuk a második szemes gnájsz=területet, Orlától délre fordul elő a harmadik szemes gnájsz=betelepülés. Mindezek nagyjában az antiflinális tengelyének mentén helyezkednek el, további előfordulásuk még, melyeket már HALAVÁTS is ismert: Szászc sőr és Kápolna közt, továbbá Gradistye és Kostesd között. Mindezek a helyeken a szemes gnájszok a csillámpalák, a csillámos injiciált gnájszok és a paragnájszok közt fordulnak elő.

Jellemző, hogy ezek a gnájszok *mikroclin* porfiroblasztokat tartalmaznak, melyek nagysága különböző, néha 6—9 cm-t is elér. Ezen kívül *savanyú plagioklász* ($A_{n10}—A_{n20}$), *kvarc*, *biotit* és *muszkovit* a lényeges ásványok. A mikroklinszemek e kőzetekben gyakran karlsbadi ikrek. Néha a látszólag egységes szem a mikroclinon kívül sok plagioklászt, kvarcot, esetleg csillámot is tartalmaz.

A szemes gnájsz kifejlődése különböző, néhol kis területen belül is gyorsan változik a szemek nagysága. Néha fokozatosan átmegy normális (nem szemes) gnájszba. Ezek a különbségek igen jól látszanak a Sebes bevágásában s az Orlától délre levő területen is.

Ezeket a szemes gnájszokat nem tekinthetjük tisztán ortogenetikus kőzeteknek. E felfogás ellen vallana nyugtalan kifejlődésük s szoros kapcsolatuk a pegmatitokkal injiciált csillámpalákkal. A szemes gnájszok minden valószínűség szerint káliföldpáttartalmú pegmatitos magmával átítatott üledékekből képződtek, melyek a magma hatására annyira fellágyultak, hogy a mikroclin kristályosodása úgy mehetett végbe, mintha tisztán magmatikus olvadékból történt volna a kristályosodás.

Kémiai összetétel szempontjából a kőzetek *engadinitgránitos* jellegűek. Kavasvartartalmuk 73% körül ingadozik. (Az orláti kőzetben 73,54% SiO_2 .)

7. **Pegmatitok és aplitok.** A csillámpalákat, az orto=, kevert és paragenetikus eredetű kőzeteket egyaránt diasiszt leukokrat=telérkőzetek: túlnyomó részben pegmatitok, alárendeltebb mennyiségben aplitok járják át. A két csoport között gyakran nincs éles különbség.

A pegmatitok két csoportba foglalhatók össze: 1. rózsaszínű mikroclint tartalmazó biotitos=pegmatitok; 2. muszkovitos pegmatitok.

Az első csoportba tartozó biotitos pegmatitok muszkovitot vagy egyáltalában nem tartalmaznak, vagy csak igen kis mennyiségben. Némelykor *epidotot* találunk bennük. Az epidotot a pneumatohidatogen—

hidrotermális fázisban, a pegmatit kialakulásával kapcsolatban képződött, javarészen a káliföldpát (mikroklín) rovására és nem mállási termék. Ezek a pegmatitok az ortogenetikus gnájszokkal és gránitgnájszokkal kapcsolatban fordulnak elő azoknak rendes kísérői gyanánt. Az amfibolgránitgnájszban megjelenő pegmatitban a biotit kisebb-nagyobb mennyiségét amfibol helyettesíti.

A csillámpala-sorozatban s a vele összefüggő paragnájszokban és injiciált gnájszokban a muszkovit pegmatit a jellemző. Benne biotit csak igen alárendelten kis mennyiségben fordul elő, vagy teljesen hiányzik. Ezek a pegmatitok gyakran tartalmaznak *turmalint* (Piatra alba, Gotia, Hanesul stb.) A turmalin fészkekben fordul elő a pegmatit földpátjai és kvarcai között. Néha kvarcban lép fel zárvány gyanánt, de kristályai ekkor is lehetnek néhány cm nagyok. A muszkovitpegmatitoknak kialakulása kétségtelenül együtt járt a csillámpala pneumatolitos ásványainak képződésével.

Már említettem, hogy a terület legmagasabbra kiemelkedő részei csillámpalából állanak. E helyeken a csillámpala rendszeren több-kevesebb pegmatittalért, vagy fészket tartalmaz. Mivel a pegmatitok a csillámpalánál ellentállóbbak, az őket tartalmazó csillámpalák is jobban megmaradtak. Sok helyen azt látjuk, hogy e magas területek legkiemelkedőbb pontjai pegmatitból állanak: Scârna, Vârful lui Petru, Vârful Auşelul stb. Ezek a pegmatitok néhol több száz méter hosszúságban követhetők.

A pegmatitok texturájára jellemző, hogy sok helyen — különösen a biotitos pegmatitokban — határozottan parallel jelleg észlelhető főként a csillámpalák elhelyezkedésében. Ez a jelenség mindenesetre arra vall, hogy képződésükkor — legalább is kisebb mértékben — még mindig azok a nyomási viszonyok uralkodtak, melyek az egész kristályos tömeg metamorfózisát befolyásolták. Ilyen kifejlődésűek a pegmatitok a Frumoasa völgyében. Máshol ellenben a pegmatit határozottan teljesen tömeges megjelenésű, annak jeléül, hogy a gnájszok texturája akkor már jórészen kialakult, mikor a pegmatit kirajzolt. A pegmatit helyenként igen sűrűn átjárta vékonyabb-vastagabb injekciók alakjában a csillámpalát, miként pl. a dus-frumoasa-i út mélyebb kimosásaiban észlelhető, hol sok vékony pegmatitér szeli át az utat.

A pegmatitok igen savanyú kőzetek ($\text{SiO}_2 = 73\%$) körül). Az elemzés adatai alapján a kémiai összetétel az *engadinitgránitos*—*yosemitgránitos magmák* összetételéhez hasonló.

8. **Az amfibolitok** főként a csillámpalában, a paragenetikus és az injekciós gnájszokban lépnek fel aránylag kisebb betelepülések alakjában. E betelepülések geomorfológiai szempontból csak kisebb jelentőségűek, mert vékonyak, ritkán érik el a száz méter, vagy még nagyobb vastagságot. Általában a csillámpaláknál ellentállóbb kőzetek s ezért néha kimeredő kúpokat formálnak, melyek gyakran szembeszökők.

Néhol, pl. Dus környékén, a Dobra völgyének északi oldalán stb. az amfibolitok vékony, gyakran csak néhány cm vastag rétegekben váltakoznak a csillámpalák vagy gnájszok rétegeivel. Ilyenkor a kép a helyszínén olyan, mintha ezek a vékony amfibolitrétegek eredetileg injekciók lettek volna. Jellemző az is, hogy az amfibolitok gyakran szerpentinek, vagy peridotitok, illetőleg ezekkel rokon bázisos kőzetek kíséretében fordulnak elő. Így a Dealul Clăbucetului (2063 m) az amfibolit olivinogrammatit mellett telepszik a gránátos, sztaurolitos, cianitos csillámpalában. A Gyhán tetején (1416 m) az amfibolitot szerpentin kíséri.

A Resinától D-re levő Valea Muntelui-ban 800 és 900 m t. sz. f. magasságban diallag-peridotit telepszik. A peridotit egész tömegében kisebb vagy nagyobb mértékben szerpentesedett. A peridotit ÉK-i és DNy-i oldalán vékony epidotos chloritpala közvetítésével átmegy amfibolitba. Az összefüggés a peridotit—szerpentin és az amfibolit közt itt igen határozottan látszik.

Az amfibolitok fellépése szabálytalan, az előfordulásra vonatkozólag törvényszerűséget nem sikerült megállapítani.

Kőzettani szempontból a következő típusokat lehet megkülönböztetni: 1. *plagioklászamfibolitok*, 2. *piroxénamfibolitok*, 3. *eklogitamfibolitok*, 4. *gránátamfibolitok*, 5. *biótitamfibolitok*, 6. *epidotamfibolitok*. A legelterjedtebbek az epidotamfibolitok. A különböző típusok nem különülnek el élesen egymástól, hanem átmenetekkel függnek össze. Mind kitűnően krisztalloblasztos strukturájúak, de szöveti kifejlődésük különböző s a texturabeli különbségek igen nagyok. Némely amfiboliton szabad szemmel a palás texturát nem lehet megfigyelni, vagy esetleg csak igen gyengén látszik s az ilyen amfibolit inkább tömeges kőzetre emlékeztet. A legtöbb amfiboliton azonban a paláság első tekintetre feltűnik: földpátdús, világosabb színű vékony rétegek váltakoznak amfiboldús, sötétebb színű rétegecskéekkel.

A Piatra Tomnatecului gerincén (a Sebestől K.-re, Bisztrától DNy.-ra) az 1272 m kúpon az amfiboliton vékony (néhány cm vastag) pegmatiterek járták át. Ezeken a pegmatiterekén gyakran ptygmatitos hajlás, meanderszerű lefutás látszik. A pegmatiterek szélén a kontaktuson *epidot* képződött, mely az amfibolitba is mélyen behatolt.

A piroxén- és az eklogitamfibolitok a katazónából a mezozónába átvezető átmenetnek tekinthetők.

Az amfibolitfáciest, — mely tulajdonképen a mezozónának alkotórésze, — jellemzi, hogy — ha a kémiai összetétel megengedi — mindig valamely amfibol alakult ki. Az említett fációs jellemző ásványai még a *mikroklin*, *plagioklász*, *muszkovit*, *andaluzit*, *cordierit*, *almandin*, *antofillit*, *cummingtonit*, *diopszid*, *wollastonit*, *grosszulár—andradit*, *olivin*.

A zöldpalafáciest, — mely az epizonára jellemző — a következő sorozat ásványai alkotják: albit, szericit, chlorit, talk, szerpentin, epidot, kalcit, dolomit; különösen jellemző a muszkovit—chlorit és az albit—epidot ásványtársaság. Az albit mellett még az oligoklász is jellemző, mely az albitot gyakran teljesen helyettesíti.

Az eklogitfációs a katazónára jellemző s sajátága, hogy az idetartozó kőzetekben a gránát igen piropdús (több mint 30% piroptartalom), a monoklin piroxén jadeittartalmú omphacit. Disztén és rutil is gyakori ásvány. Az eklogit s általában az eklogitfációs kőzetei magas hőmérsékleten és egyúttal nagy nyomáson képződtek.

Az epidotamfibolitok nem felelnek meg az amfibolitfációs követelményeinek. Ezek a kőzetek az amfibolon s a savanyú plagioklász (oligoklászandezin) kívül epidotásványt tartalmaznak nagyobb mennyiségben. Itt az epidot nem szekunder bomlási termék, hanem a többi ásvánnyal teljesen egyenlőértékű elegyrész. Ez az ásványtársaság nem illeszkedik bele sem az amfibolitfációsbe, sem a zöldpalafációsbe.

A fenti kőzetekre sem az amfibolitfációs, sem a zöldpalafációs jellemző tulajdonságai nem érvényesek. Az epidotamfibolitok a két fációs között helyezkednek el épen úgy, mint az Alpok epidottartalmú amfibolitjai. Legcélszerűbb volna e kőzeteket külön fációsbe, az epidotamfibolitfációsbe sorozni. Ez az új fációs átmenetnek tekintendő az amfibolitfációs és a zöldpalafációs között.

Az összes amfibolitok kémiai összetétele a gabbró-magmák összetételével megegyező. Gabbrodioritos, normál gabbroidos, noritos, osszipitgabbroidos, piroxenit — hornblenditgabbroidos összetételű amfibolitok egyaránt előfordulnak. A megelezett amfibolitok közt egyetlenegy sem volt, melynek kémiai összetétele nem egyezett volna valamelyik gabbró-magma összetételével.

A kémiai összetétel s a geológiai viszonyok alapján (peridotit, szerpentin kíséretében való előfordulás) az elemzett amfibolitok ortogenetikus eredetűeknek, a gabbró-magma származékainak tekintendők.

Igen alárendelten, csak egy-két ponton fordulnak elő *amfibolpalák*. Ezekben lényeges ásványok gyanánt amfibolit és chloritot találunk. E kőzetek már inkább az epizónára jellemzők.

9. **Piroxenitok, peridotitok és grammatitok.** Csak kisebb tömegekben és csak néhány ponton fordulnak elő. Típusos, durvaszemű *bronzitit* a Poiana Ditein levő Stâna din Poiana Ditei mellett található.

Resinártól délre a Valea Munteluiban az említett helyen *diallagperidotit* fordul elő, melyet amfibolit vesz körül. A peridotitban vékony, csak néhány cm vastag erekben *piroxenit* található, mely lényegében *diallag*-ból és *amfibol*-ból áll.

A Cindreltől északra a Frumoasa keskeny, észak felé húzódó gerincén az 1917 m magas kúp *bronzitperidotit*-ból áll. Ez a kőzet *kelifit*zónával körülvevett *pirop*-szemeket tartalmaz. A kelifit túlnyomó része *barna amfibol*, mely a kelifiten kívül is előfordul kisebb mennyiségben. Az *olivin*-szemek részben szerpentiné alakultak át. Helyenként a szerpentin mennyisége tetemes, úgyhogy a kőzetet szerpentine-sedett peridotitnak kell tekinteni.

Érdekes és sajátos összetételű kőzetek azok, melyeket *grammatit* néven foglaltam össze. Ezek jellemző típusa az az *olivingrammatit*, mely a Dealul Clăbucetului (2056 m) nyugati gerincén a 2027 m ponttól mintegy 140 m-re délnyugatra fordul elő. Ez a kőzet *olivin*-ből és *grammatit*-ből áll. Az olivin üde, nem szerpentine-sedett.

A Valei Dobrei-ban lényegében csak grammatitból álló kőzet fordul elő.

Mindezek a kőzetek geomorfológiai szempontból csak alárendelt szerepűek. A szerpentinek genezise szempontjából azonban nagyjelentőségűek.

A bronzitit kémiai összetétele a *piroxenitos* és *peridotitos magma* összetételével egyezik meg (38.77% SiO_2). A bronzitperidotit is a *piroxenitos* és *peridotitos magmából* származik ($\text{SiO}_2 = 37.83\%$). Az olivingrammatitit kémiai összetétele szintén a *peridotitos* és *piroxenitos magma* összetételével egyező ($\text{SiO}_2 = 45.27\%$).

A piroxenitok és peridotitok típusos eruptív kőzetek. Az olivingrammatitit és a grammatitit nem tekinthető primer eruptívknak. Ezek már metamorf eredetűek, bár a jellemző kristalloblasztos struktúra nem látszik rajtuk.

10. **A szerpentinek** sokkal nagyobb jelentőségűek a hegység felépítésében, mint az előbbi csoport kőzetei. A legnagyobb szerpentinvonulat a Suriántól ÉNy-ra a kristályos terület csapásának irányában húzódik a Stâna Boului tájától a Titianul-on, a Dealul Negru-n (1866 m), a D. Paltinei (1647 m) északi részén át egészen a Dobra völgyéig. Ebben a vonulatban több kisebb-nagyobb szerpentin-tömeget választottunk ki. Köztük fordul elő az említett bronzitit is. A vonulat mintegy 20 km hosszú. A szerpentin mindenhol keskeny gerincek, vagy kúpok alakjában fordul elő, melyek alakjuknál s sötét színüknél fogva már messziről szembetűnnek. Mivel a szerpentin ellentállóbb, mint a csillámpalák s a gnájszok, rendszeresen erősen kimeredő térszínen találjuk. Völgyekben csak néhány ponton lehetett a szerpentine megállapítani.

Az említett vonulaton kívül is több ponton találunk szerpentine. A kisebb terjedelmű előfordulások igen jellemzők a területre.

A szerpentin általában rostos α -szerpentin. Gyakran az eredeti kőzet bizonyos ásványaiból többkevesebb reliktum gyanánt megmaradt (olivin, grammatit). A szerpentin kifejlődése a következő: rendszert meg lehet különböztetni egy „tengelyt”, amely gyakran apró magnetitszemek megszakításokkal összefüggő sorából áll. A tengely körül — madártoll szerkezetéhez hasonlóan — helyezkednek el a szerpentinrostok oly módon, hogy vagy közelítőleg merőlegesek a tengelyre, vagy ferde szög alatt hajolnak hozzá. A rostok lefutása rendszeren kissé hullámos.

Gyakran két vagy több tengely egy pontban fut össze, vagy a tengelyek sokszögletű mezőket zárnak közbe. Ekkor a mezők középső részében a szerpentinrostok lefutása gyakran szabálytalan vagy divergáló.

Néha két vagy több, nagyjában párhuzamos helyzetű, rendszeren kissé hullámosan hajolt tengelyt találunk, melyek oldalán az említett módon helyezkednek el az α -rostok. Ebben az esetben a több tengelyből összetett sáv olyan széles, hogy szabad szemmel is látszik.

Ott, hol még az eredeti olivin roncsai megvannak, jól látszik, hogy a tengelyek milyen helyzetet foglalnak el az olivinszemcsékhez képest: az olivin eredeti repedésében, a két olivinrészlet közt válik ki a szerpentinésedéskor az olivin vastartalma magnetit alakjában. A magnetit szemecskéi többé-kevésbé a hézag középvonalaiban sorakoznak egymáshoz, azaz nagyjában párhuzamosan a hézagot két oldalról határoló olivinszemcsék szélével. A képződött szerpentin rostjai közel merőlegesen, vagy esetleg ferdén helyezkednek el a hézagot határoló szemecskék szélére s egyúttal a magnetittengelyre.

Mivel az eredeti olivinkristályt több, szabálytalanul elhelyezkedő repedés járja át s mindegyik repedésben többé-kevésbé kialakul a tengely, sokszögletű mezők képződnek. Néha a mezők közepén még az olivin szemecske igen kicsi maradéka megtalálható.

A szerpentinben és a magnetiton kívül úgyszólván mindegyik szerpentin-kőzet tartalmaz chloritot, talkot, némelyik grammatitot is.

A szerpentinek származására vonatkozólag kétségtelenül megállapíthatók a következők. A szerpentinek kisebb része *peridotit*-ből képződött. Erre utal különösen a fentebb említett bronzitperidotit, mely részben szerpentiné alakult át. Legnagyobb részük azonban *olivingrammatit*-ből képződött. Legjobban kitűnik ez a képződés abból a jelenségből, hogy a hegység legtöbb szerpentinjében kisebb-nagyobb mennyiségben olivin és grammatit fordul elő. A vékonycsiszolatokban jól látni, hogy a szerpentin főként az olivin rovására képződött. Kisebb mértékben azonban a szerpentinésedés a grammatit repedései mentén is végbemegy.

Némely szerpentinben, vagy legalább is e szerpentinek némely kézi példányában, az eredeti ásványokból semmi sem maradt meg. Az ilyen kőzetek is azonban ugyanolyan szerkezetűek, mint azok, melyek olivingrammatitból képződtek. Bizonyosra vehető tehát, hogy ezek a szerpentinek is olivingrammatitokból képződtek.

Némely szerpentinben igen rövid szálú szerpentinazbeszt is előfordul. Az azbesztszálak hosszanti iránya γ -nak felel meg.

A szerpentinek kémiai összetétele kissé változó. Sok szerpentin összetétele teljesen olyan, mint a *piroxenitos* és *peridotitos magmáé*. Mások kémiai összetétele peridotitos ugyan, de aluminiumban dús, vagy általában sesquioxidús. Mindezek olyan típusok, melyek az Alpokban a pennini takaró bázisos kőzetei közt is előfordulnak.

11. **Kvarcporfiritek.** E kőzetek vékony, — főbnyire csak egy-két méter vastag, — telérek alakjában fordulnak elő főleg a terület északi részében, a Surián és Cindrel vonalától északra. Kápolnától D.-re valamivel sűrűbben találkozunk velük. A legdélibb pont, hol megtaláltam, a Suriántól K.-re, a Prigona-patak völgyében s attól néhány száz méterre délre fekszik. Geomorfológiai jelentőségük — kicsi terjedelmüknél fogva — alig van.

E kőzetek *oligoklászból, kvarcból, kevés biotitból*, esetleg igen kis mennyiségben *zöld amfibolból* állanak; a felsorolt ásványok porfiros kiválások. Az alpanyag lényegében ugyanezekből az ásványokból tevődik össze, csak a biotit igen kevés benne. Az alpanyag holokristályos. *Apatit, magnetit, pirit* igen kis mennyiségben s *epidot* mint utólagos képződmény fordul elő bennük.

Kémiai összetételük az igen savanyú kvarcporfiritek összetételéhez hasonlít ($\text{SiO}_2 = 72\%$).

*

A munka utolsó része a felvett területen csak igen jelentéktelen szerepű *Fogarasi kristályos tömeg* kőzeteivel foglalkozik:

E kőzetek rajta nyugszanak a Sebesi kristályos tömegen. Ki kell emelnem, hogy ezeken a kőzeteken az *epizóna* jellemző sajátságai állapíthatók meg.

A részletesen bejárt területen uralkodók a *fillitek*, melyek különböző típusokba tartoznak. Meg lehet különböztetni *chlorit=szericit=albitfillitet, szericit=albitfillitet, chlorit=albitfillitet, kalcitos—chlorit=albitfillitet, grafitfillitet, kvarcfillitet*. Mindezekre jellemző, hogy több=kevesebb albit van bennük, mely gyakran *porfiroblasztok* alakjában fordul elő. Néhol (Dealul Scheiului) limonitrétegeket tartalmaznak.

E kőzetekben a kvarcokon elég erős kataklázis látszik, ami mezőkre való oszlásban és hullámos kioltásban jelentkezik. Ritkábban az albitok ikerlemezei gyengén hajlottak.

Jellemző Resinár mellett a *kristályos mészkő* vékony közbetelepülése, mely a meredeken ($45-70^\circ$ alatt) északkelet felé dőlő fillitek között helyezkedik el s csapásirányban mintegy 3 km hosszúságban nyomozható. A mészkő túlnyomó részben ikerlemezes kalcitszemekből áll. Ezenkívül még kevés kvarc és magnetit is előfordul benne.

Az e csoportba tartozó kőzetek csak tovább kelet felé, a Vöröstoronyi szoros felé, foglalnak el nagyobb területet s a szoroson túl a Fogarasi Havasok alakjában emelkednek ki 2536 métert eltérő magasságokig.

* * *

Ez a vázlat csak nagyon hiányos képet nyújt. A munka teljes megértéséhez az egész német szöveg olvasása szükséges.

Das Kristallin
des Sebeser- und Zibins-Gebirges

Von

Dr. ALADÁR VENDL

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Verzeichnis der Tafeln	5
Verzeichnis der Textfiguren	7
Einleitung	9
Morphologische Übersicht	13
Spuren der pleistozänen Glazialerosion	17
Gliederung und tektonische Züge des Kristallins	33
Sebes-Kristallin	41
Glimmerschiefer	41
Allgemeine Übersicht	41
Physiographie der Glimmerschiefer	45
Chemische und genetische Verhältnisse	57
Quarzite	61
Allgemeines	61
Physiographie der Quarzite	62
Einlagerungen von Mangan- und Eisenerzen	63
Die Granitgneise	67
Allgemeines	67
Physiographie der Granitgneise	70
Beziehungen zwischen den Typen mit Biotit und Hornblende	82
Die Biotitgneise (Orthogneise)	83
Mischgneise (Injektionsgneise) und Paragneise	89
Allgemeines	89
Physiographie der gemischten (injizierten) Gneise	90
Biotitgneise, meist mit Hornblende	90
Muskovitgneise	101
Physiographie der Schiefergneise (Paragneise)	110
Die Augengneise	132
Allgemeine Übersicht	132
Physiographie der Augengneise	135
Über die Genese der Augengneise	143
Bemerkungen über die Kalifeldspate des Kristallins	145
Aplitgneise	146
Chemische und genetische Verhältnisse der Serie: Granitgneise, gemischte Gneise, Paragneise, Augengneise, Aplitgneise	152
Pegmatite und Aplit	157
Geologische Übersicht	157
Physiographie der Pegmatite	169

	Seite
Biotitpegmatite	169
Muskovitpegmatite	177
Aplit	187
Epidot aus Pegmatit	188
Amphibolite	190
Allgemeines	190
Physiographie der Amphibolite	200
Plagioklasamphibolite	201
Pyroxenamphibolite	217
Eklogitamphibolite	221
Über die Faziesverhältnisse	225
Granatamphibolite	226
Biotitamphibolite	238
Epidotamphibolite	241
Allgemeine Betrachtungen über die Amphibolitfazies	241
Beschreibung der Epidotamphibolite	243
Anhang zu den Amphiboliten	272
Chemische und genetische Verhältnisse der Amphibolite	274
Die Amphibolite als Glieder einer magmatischen Serie	282
Mineralbestand und Tiefenstufenverhältnisse der Amphibolite	287
Pyroxenite, Peridotite und Serpentine	290
Allgemeine Übersicht	290
Physiographie der Gesteine der Pyroxenit-, Peridotit-, Serpentin-Reihe	296
Bronzitit	296
Serpentinisierter, granatführender Bronzitperidotit	299
Serpentinisierter Diallagperidotit	302
Pyroxenit und dessen Umwandlungsprodukte	303
Olivingrammatitit	304
Grammatitit	307
Serpentine	308
Chemische und genetische Verhältnisse der Gesteine der Pyroxenit-Peridotit-Serpentin-Reihe	333
Quarzporphyrite	338
Allgemeines	338
Physiographie der Quarzporphyrite	341
Phyllitgruppe (Fogarascher Kristallin)	349
Serizit-Chlorit-Albitphyllit	349
Phyllit	352
Graphitphyllit, Kalkphyllit, Serizitquarzit, Chloritquarzit	353
Kristallinischer Kalkstein	354
Analysentabelle	356
Literatur	360

VERZEICHNIS DER TAFELN.

- Taf. I. Tektonische Kartenskizze des Sebeser- und Zibins-Gebirges.
- Taf. II. Geologische Kartenskizze des zentralen Teiles des Sebeser- und Zibins-Gebirges.
- Taf. III. 1. Mikroklinauge aus Augengneis, Sebes-Tal, 40. km. Natürliche Grösse.
 2. Augengneis, rechts unten Mikroklinauge. Sebes-Tal, 40 km. Natürliche Grösse.
 3. Loser Disthen aus Glimmerschiefer, die rechte Hälfte nach (100) abgespaltet. Stâna din Tortura. Natürliche Grösse.
 4. Rutil in Glimmerschiefer. Cristesti. Natürliche Grösse.
 5. Kontakt von Pegmatit und Gneis. Der Gneis wurde durch den Pegmatit injiziert. Frumoasa-Tal, wo der Bach nach N einbiegt. Natürliche Grösse.
 6. Pegmatitinjektion in Gneis. Frumoasa-Tal, neben der alten rumänischen Grenze. Natürliche Grösse.
- Taf. IV. 1. Augengneis, Valea Orlatului. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
 2. Magnetitaplitgneis. Sebes-Tal. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
 3. Serpentin mit gelben Streifen, die am Bild ungefähr vertikal verlaufen. Dealul Paltinei. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
 4. Amphibolit mit Pegmatitinjektionen. Am Kontakt zwischen Pegmatit und Amphibolit hat sich Epidot gebildet. Piatra Tomnatecului. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
 5. Injizierte Gneisschollen im Pegmatit und Biotitgranitgneis. Frumoasa-Tal, an der alten rumänischen Grenze. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
 6. Pegmatit mit Turmalin. Gotia. Etwa $\frac{3}{4}$ nat. Grösse.
- Taf. V. 1. Almandin-Porphroblast in Glimmerschiefer. Steflesti. Rechts unten fein zwillingslamellierter Plagioklas. Lineare Vergrößerung: 15.
 2. Sehr kleine Muskovitschüppchen im Quarz. Glimmerschiefer, Steflesti. Lineare Vergrößerung: 15. Nicols: ×.
 3. Strukturbild des Glimmerschiefers vom Steflesti. Man sieht die regellos umgrenzten, nach der Schieferungsfläche abgeplatteten, gestreckten Quarzkörner, ferner die Muskovit- und Biotitlamellen. Lineare Vergrößerung: 16·5. Nicols: ×.
 4. Oligoklas-Albit in Glimmerschiefer. Cristesti. Lineare Vergrößerung: 16. Nicols: ×.
 5. Granitgneis (Suriangneis). Valea Petrusului, nordwestlich von Petrilla. Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit. Lineare Vergrößerung: 16·5. Nicols: ×.
 6. Mikroklin in Hornblendegranitgneis, SW-liche Lehne des Căndreleu. Lineare Vergrößerung: 63. Nicols: ×.
- Taf. VI. 1. Biotitgneis aus dem Sebes-Tal, zwischen 1195 und 1210 m ü. d. M. Mikroklin, typisch gegittert, Plagioklas, Quarz, Biotit. Die Struktur ist granoblastisch. Lineare Vergrößerung: 25. Nicols: ×.
 2. Muskovitgneis, Pârâul Petrusului, 1290 m ü. d. M., südlich vom Vârful Așelul. Mikroklin (gegittert), Plagioklas, Quarz, Muskovit. Lineare Vergrößerung: 16·5. Nicols: ×.
 3. Biotit-Muskovitgneis (Dobra-Gneis), Dobra-Tal. Lineare Vergrößerung: 31. Nicols: ×.
 4. Biotitgneis (mit wenig Hornblende) aus dem Graben zwischen Dealul Cioaca und Vârful Chicei, nahe der Mündung in die Taja. Mikroklin, Plagioklas, Quarz, Biotit, Hornblende. Lineare Vergrößerung: 25·6. Nicols: ×.
 5. Biotitgneis (Schiefergneis). Piatra alba, am Gipfel. Lineare Vergrößerung: 26. Nicols: ×.
 6. Biotit-Muskovitgneis (Schiefergneis) zwischen Stâna Șerbota mic und Stâna Șerbota mare (Typus Șerbota). In der Mitte des Bildes Plagioklas mit Zwillingslamellen nach den Albit- und Periklingesetzen. Lineare Vergrößerung 16·5. Nicols: ×.
- Taf. VII. 1. Biotit-Muskovitgneis (Schiefergneis) Frumoasa, Südabhang. (Typus Șerbota). Lineare Vergrößerung: 16. Nicols: ×.
 2. Augengneis, reich an Mikroklin. Valea Orlatului. Lineare Vergrößerung: 16·5. Nicols: ×.
 3. Mikroklin mit Albit perthitisch durchwoben in Pegmatit. Râul mare (Kudsir-Bach), bei der Magura-Klause. Lineare Vergrößerung: 16. Nicols: ×.
 4. Albit in Mikroklin (dunkel), aus granatführendem, turmalinreichem Pegmatit, Westseite des Tarnea-Berges. Lineare Vergrößerung: 20. Nicols: ×.
 5. Turmaline (schwarz) in sehr quarzreichem Pegmatit. Piatra alba. Lineare Vergrößerung: 15.
 6. Apatit (das grosse Korn in der Mitte des Bildes) im quarzreichen, turmalinführenden Pegmatit vom Gotia-Berg. Lineare Vergrößerung: 28.

- Taf. VIII. 1. Apatit (in der Mitte des Bildes), Turmalin (schwarz) und Quarz. Quarzreicher, turmalinführender Pegmatit. Piatra alba. Lineare Vergrößerung: 56.
2. Amphibolit, Salanele. Plagioklas (weiss) und Hornblende (schwarz). Lineare Vergrößerung: 23.
3. Granoblastische Struktur des Amphibolits vom Salanele. Lineare Vergrößerung: 55. Nicols: \times .
4. Amphibolit von Dus, nordöstlich von der Kuppe 1475. Granoblastische Struktur. Oben links ein kleines Granatkorn. Lineare Vergrößerung: 17. Nicols \times .
5. Granat mit Kelyphithülle im Eklogitamphibolit vom Pârâul Rescoalei. Lineare Vergrößerung: 23.
6. Amphibolit bei der Stâna Frumoasa. Die Plagioklase sind voll von kleinen Epidotkörnchen. Die Plagioklassubstanz, in welcher die Epidote eingebettet sind, ist sehr frisch. Lineare Vergrößerung: 16.
- Taf. IX. 1. Plagioklas mit etwas gebogenen Zwillingslamellen. Albit- und Periklinzwillinge. Amphibolit, Stâna Frumoasa. Lineare Vergrößerung: 16. Nicols \times .
2. Amphibolit, Valea Dobrei 1390 m ü. d. M. Klinzoisit und Zoisit in Form von kleinen, prismatischen Körnern. Lineare Vergrößerung: 23.
3. Amphibolit, Valea Ditei, nahe zur Einmündung dieses Tales in die Taja. In der oberen Hälfte des Bildes sieht man die Epidotmineralien. Lineare Vergrößerung: 50.
4. Pyrop mit Kelyphithülle im serpentinierten Bronzitperidotit von der Foltea. Lineare Vergrößerung: 14.
5. Kelyphithülle um den Granat im serpentinierten Bronzitperidotit von der Foltea. Lineare Vergrößerung: 16. Nicols \times .
6. Serpentin, südlich von der Poiana Ditei. Rechts oben Grammatit. Lineare Vergrößerung: 30.
- Taf. X. 1. Serpentin, südlich von der Poiana Ditei; olivinreiche Partie. Zwischen den Olivinkörnern liegt die Serpentin-substanz (schmale, weisse Streifen), im mittleren Teil oft mit „Achse“ aus Magnetitkörnchen. Lineare Vergrößerung: 59. Nicols: \times .
2. Serpentin von der östlichen Seite der Stâna Gruiușoara. Der faserig ausgebildete Serpentin enthält „Achsen“ meist aus Magnetitkörnchen. Ein Schnitt durch nicht parallele Achsen ergibt Vielecke. Lineare Vergrößerung: 116. Nicols: \times .
3. Serpentin von der östlichen Seite der Stâna Gruiușoara. Oberhalb der Mitte des Bildes enthält die Serpentin-substanz drei, ungefähr parallele Achsen. Links kann man Chloritblättchen beobachten. Lineare Vergrößerung: 108. Nicols \times .
4. Serpentin; Bistra, vom Runcul Cailor. Die linke Hälfte des Bildes zeigt die wellenförmige, schwache Bänderung der Serpentin-substanz. In der rechten Hälfte sind verschieden orientierte, von faserigem Serpentin umhüllte Achsen sichtbar. Lineare Vergrößerung: 62.5. Nicols: \times .
5. Serpentin; Bistra, vom Runcul Cailor. Oben: Faseriger Serpentin mit „Achsen“, welche oft in einem Punkt zusammenkommen. In der unteren Hälfte des Bildes sind Chloritlamellen zu beobachten. Lineare Vergrößerung: 62.5. Nicols: \times .
6. Albitporphyroblast in Serizit-Chlorit-Albitphyllit von Resinâr. Die schmalen Zwillingslamellen sind etwas gebogen. Lineare Vergrößerung: 78. Nicols: \times .

VERZEICHNIS DER TEXTFIGUREN.

- Fig. 1. Ausblick vom Şurianu (Reste der Borecsu-Rumpflähe).
- Fig. 2. Die Umgebung des Picioarele Cailor von der Frumoasa aus gesehen. (Tiefere Rumpflähe).
- Fig. 3. Mäander des Salanele-Baches in 1210 m Seehöhe.
- Fig. 4. Topographie des Cändrelu.
- Fig. 5. Das grosse Kar am Cändrelu.
- Fig. 6. Topographie der Umgebung des Steflesti.
- Fig. 7. Topographie der Gegend zwischen Piatra alba und Steflesti.
- Fig. 8. Kare zwischen Steaja (Piatra alba) und Cristesti, vom Kreuz oberhalb der Stăna Hancului aus gesehen. (Gezeichnet am 14. Juli, 1913).
- Fig. 9. Schneeflecken am oberen Rand des Kars des Steaja-Gipfels.
- Fig. 10. Topographie des Dealul Balului.
- Fig. 11. Topographie der Umgebung der Stăna din Bălândrul mare
- Fig. 12. Topographie der Gegend des Şurianu.
- Fig. 13. Der Kleine See (Jeserul mic) am Şurianu.
- Fig. 14. Schematisches Profil durch Piatra alba, Frumoasa, Curmatura Foltei, Strâmba, Valea Dobra. 1 = Schiefergneis; 2 = Dobra-Gneis; 3 = Glimmerschiefer; 4 = Quarzit; 5 = Feldspatführender Glimmerschiefer bis Schiefergneis; 6 = Hornblendegneis; 7 = Pegmatit; 8 = Amphibolit; 9 = Serpentin.
- Fig. 15. Profil durch Valea Şaşa, Dealul Plaiului, Dealul Schialui und Resinár. Kontakt zwischen Sebes-Kristallin und Fogarascher Kristallin. 1 = Schiefergneis; 2 = Phyllit (Fogarascher Kristallin); 3 = Glimmerschiefer; 4 = Pegmatit; 5 = Amphibolit; 6 = Serpentin und Pyroxenit.
- Fig. 16. Profil durch das Lotru-Tal, Dealul Seracinu, Dealul Balului, Piatra alba, Cristesti. 1 = Glimmerschiefer und Schiefergneiseinlagerungen; 2 = Granitgneis; 3 = Pegmatit; 4 = Amphibolit.
- Fig. 17. Glimmerschiefer (feldspatführend) am Weg südlich von Dus.
- Fig. 18. Charakteristische Glimmerschieferlandschaft am Gipfel des Cristesti: vorne schwache Wiese, im Hintergrund Glimmerschieferfelsen.
- Fig. 19. Von Amphibolit und Quarzinjektionen durchsetzter, gefalteter Glimmerschiefer aus dem Sebes-Tal.
- Fig. 20. Glimmerschiefer, sanft wellig gefaltet, Piatra alba, einige Schritte südlich vom Gipfel.
- Fig. 21. Stark gefalteter Glimmerschiefer im südlichen Teil des Gebietes, im Bett des Isvorul Steaja.
- Fig. 22. (al-alk) - c-Diagramm der Glimmerschiefer.
- Fig. 23. Profil quer durch das Bistra-Tal. 3 = Glimmerschiefer; 4 = Biotitgranitgneis; 6 = Mangan-Eisenerz.
- Fig. 24. Aufschluss von Granitgneis im Frumoasa-Tal, etwas nördlich von der alten rumänischen Grenze.
- Fig. 25. Granitgneis im Tal des Kudsir-Baches, etwa 1025 m ü. d. M.
- Fig. 26. Profil durch Râul Frumoasa, Dealul Podelul mare, Cändrelu und Caldarea Cănaii. 1 = Schiefergneis; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Biotitgranitgneis; 4 = Hornblendegranitgneis; 5 = Pegmatit.
- Fig. 27. Myrmekit im Mikroklin. Q = Quarz; E = Epidot; m = Mikroklin. Lineare Vergrößerung; 52.
- Fig. 28. Myrmekit. P = Plagioklas; Q = Quarz; m = Mikroklin. Lineare Vergrößerung; 25.
- Fig. 29. Myrmekit im Biotitgneis. Q = Quarz; P = Plagioklas; B = Biotit; m = Mikroklin. Lineare Vergrößerung; 45.
- Fig. 30. Myrmekit im Biotitgneis, Q = Quarz; P = Plagioklas; B = Biotit; m = Mikroklin; A = Apatit. Lineare Vergrößerung; 55.
- Fig. 31. Augengneis im Sebes-Tal.
- Fig. 32. Augengneis im Sugăg-Tal.
- Fig. 33. Profilskizze über die Lagerung von Augengneis im Zibin-Tal zwischen Ciuraro und La Pisc. 1 = Schiefergneis; 2 = Augengneis; 3 = Amphibolit; 4 = Pegmatit.
- Fig. 34. Strukturskizze des Aplitgneises. Lineare Vergrößerung: 20.
- Fig. 35. Variationsdiagramm der Gesteine der Serie: Granitgneise, gemischte Gneise, Paragneise, Augengneise, Aplitgneise.
- Fig. 36. k - mg-Diagramm.
- Fig. 37. (al - alk) - c-Diagramm.

- Fig. 38. Glimmerschiefer mit kleinen Falten. Die Faltung wird besonderes durch die Pegmatitadern deutlich, die zwischen die Schichten der Glimmerschiefer eingedrungen und bei den Umbiegungen oft stärker (bis 1–2 dm) angeschwollen sind. Dealul Muncelul mic (1538 m), nordöstlich von der Kolonie Bistra.
- Fig. 39. Pegmatitadern durchqueren den Schiefergneis in verschiedener Richtung. Tal des Sugág-Baches.
- Fig. 40. Pegmatitadern durchqueren den Schiefergneis in verschiedener Richtung. Tal des Sugág-Baches.
- Fig. 41. Pegmatit und Amphibolite bei der Stăna Gotia. 6 = Amphibolit; 8 = Pegmatit.
- Fig. 42. Pegmatit und Amphibolit im Valea Bălândrului-Tal. 6 = Amphibolit; 8 = Pegmatit.
- Fig. 43. Schematische Kartenskizze über die Verbreitung der Pegmatite in der Gegend des Vârful Auşelul und Vârful lui Petru.
- Fig. 44. Pegmatite in der Gegend des Dealul Comarnicelul. (Schematisch.)
- Fig. 45. Pegmatit am Rücken des Berges Scârna. 6 = Amphibolit; 7 = Pegmatit.
- Fig. 46. Pegmatit auf der Kuppe 1905 m des Negovanul mare.
- Fig. 47. Zapfenförmige Verlängerungen von Plagioklas gegen Quarz. Lineare Vergrößerung: 80.
- Fig. 48. Plagioklas im Mikroklin mit meist sehr kurzen Zwillinglamellen. Lineare Vergrößerung: 32.
- Fig. 49. Apatitkörner von sehr verschiedener Gestalt. Lineare Vergrößerung: 23.
- Fig. 50. Amphibolite und Serpentine in der Gegend des Gyhan.
- Fig. 51. Amphibolit im Tal des Sugág-Baches in 889 m Seehöhe.
- Fig. 52. Herausragende Amphibolitblöcke auf der 1284 m hohen Kuppe des Magura-Berges, etwa 5 km NW-lich von Kolonie Bistra.
- Fig. 53. Dünne Amphiboliteinlagerungen an der rechten Seite des Dobra-Tales. 1 = Schiefergneis; 2 = Dobra-Gneis; 3 = Glimmerschiefer; 4 = Schiefergneis bis stark feldspatführender Glimmerschiefer; 5 = Amphibolit.
- Fig. 54. Amphiboliteinlagerungen am Dealul Grindii; 1 = Schiefergneis; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Schiefergneis bis feldspatführender Glimmerschiefer; 4 = Amphibolit; 5 = Serpentin.
- Fig. 55. Kleine Klinozoisitkörnerchen im Plagioklas (weiss). Ferner Durchschnitte von Hornblenden mit Titaniteinschlüssen. Lineare Vergrößerung: 50.
- Fig. 56. Klinozoisit (K) mit Muskoviten (G), die grösstenteils als Einschlüsse auftreten. Lineare Vergrößerung: 50.
- Fig. 57. Klinozoisit. Lineare Vergrößerung: 75.
- Fig. 58. Kleinformen des Rutils. Lineare Vergrößerung: 65.
- Fig. 59. Kleinformen des Rutils. Lineare Vergrößerung: 80.
- Fig. 60. Differenzierungsdiagramm der Amphibolite, als Glieder einer magmatischen Serie.
- Fig. 61. k - mg -Diagramm der Amphibolite.
- Fig. 62. $(al-alk) - c$ -Diagramm der Amphibolite.
- Fig. 63. Dreieckprojektion (Al - Fm - C-Dreieck) der Amphibolite.
- Fig. 64. Serpentinzug des Dealul Negru. (Serpentin schraffiert.)
- Fig. 65. Profilskizze durch das Scorfului-Tal, Dealul Negru, Şurianu, Vârful lui Petru und Dealul Costeasa. 1 = Schiefergneis; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Pegmatit; 4 = Serpentin.
- Fig. 66. Serpentinstock des Dealul Negru, von NW aufgenommen.
- Fig. 67. Kartenskizze der Serpentine in der Gegend des Titianul.
- Fig. 68. Serpentinausbiss SW-lich von Stăna Titianului. Im Hintergrund liegt das Gebiet des Rovina-Berges.
- Fig. 69. Kartenskizze der Vorkommen von Serpentin (1) und Bronzit (2) in der Nähe der Poiana Ditei.
- Fig. 70. Geologische Kartenskizze des Gebietes südlich von Resinár. 1 = Schiefergneis; 2 = Phyllit; 3 = Glimmerschiefer; 4 = Augengneis; 5 = Peridotit, Serpentin; 6 = Amphibolit; 7 = kristallinischer Kalkstein; 8 = Pegmatit; 9 = Quarzit.
- Fig. 71. „Achse“ des Serpentin, mit Serpentinfasern. Lineare Vergrößerung: 115.
- Fig. 72. Wellig gebogene, ungefähr parallele Achsen mit Serpentinfasern. Lineare Vergrößerung: 75.
- Fig. 73. „Achse“ des Serpentin mit farbloser Hülle; beiderseits liegen die Fasern. Lineare Vergrößerung: 295.
- Fig. 74. Serpentinfelder aus Reihen von Magnetitkörnerchen und Serpentinfasern. Lineare Vergrößerung: 115.
- Fig. 75. Grammatit (links) mit Talk (m), der auch als Einschluss erscheint. c = Chlorit. Die schwarzen Flecke im Grammatit bezeichnen Pyrrhotinkörner. Der Chlorit enthält Magnetitkörnerchen. Lineare Vergrößerung: 30.
- Fig. 76. Zwischen den kleinen Resten von Olivin liegt der faserige Serpentin mit Achsen aus Magnetitkörnerchen. Lineare Vergrößerung: 85.
- Fig. 77. Variationsdiagramm der Serpentine, Peridotite, Bronzite, Grammatite.
- Fig. 78. K - mg -Diagramm.
- Fig. 79. $(al-alk) - c$ -Diagramm.
- Fig. 80. Quarzporphyrit, Râul Prigoana.
- Fig. 81. Quarzporphyritgang im Sebes-Tal, 21 km.
- Fig. 82. Zwei Quarzporphyritgänge im kristallinen Kalkstein. Sebes-Tal, südlich von Kápolna.

EINLEITUNG.

Zwischen dem 45. und 46. Grad nördlicher Breite und dem 40. und 43. Grad östlicher Länge von Ferro (22°20' und 25°20' ö. L. von Greenwich) erhebt sich auf der alten Grenze von Ungarn und Rumänien ein überwiegend aus kristallinen Schiefen aufgebautes Hochgebirge. Dieses etwa 240 km lange Hochgebirge, welches in der Horizontalprojektion einen Flächenraum von ungefähr 14300 km² einnimmt, wird orographisch in drei getrennte Teile gesondert.

Das Mittelstück wird im Westen von der Sztrigy-Bucht, dem Banitza-Pass und dem Zsil-Tal, im Osten von dem das Hochgebirge durchquerenden Tal des Olt begrenzt. Es ist seiner Flächenausdehnung nach unter den drei Teilen am grössten. Die Grenze gegen Süden wird durch die Linie des Zsijec-Flusses und durch die alte Grenzlinie zwischen Ungarn und Rumänien gebildet. Dieses Mittelstück ist das Sebeser- und Zibins-Gebirge.

Dieses grosse Mittelstück der Südkarpaten zwischen den gegen die Sztrigy-Bucht vortretenden Höhen und dem Vöröstoronyer Pass (Rotenturmpass) besitzt eine Länge von 100 km an östlicher Ausdehnung. Das Gebirge springt mit weiter Ausladung gegen die Stadt Szászsebes (Mühlbach) vor (45°50'7" n. Br.). Die nord-südliche Ausdehnung des Gebirges zwischen Szászsebes und Zsijec-Linie (45°25' n. Br.) beträgt etwa 60 km. Gegen O verläuft die nördliche Grenze des Gebirges in OSO-licher Richtung und dadurch verschmälert es sich gegen den Olt. Die alte Grenze zwischen Ungarn und Rumänien trennt diesen Gebirgszug von dem kleinen Lotru-Gebirge in Rumänien. Dieses Gebirge ist aus denselben Gesteinen aufgebaut, wie das Sebeser- und Zibins-Gebirge und es bildet nur eine kleine Fortsetzung gegen Süden der grossen Masse des in dieser Arbeit behandelten Gebirges. Die beiden Gebiete bilden eine untrennbare geologische Einheit, deren überwiegend grösster Teil nördlich vom Lotru-Fluss liegt.

Obwohl einige kurze Notizen und Mitteilungen über einige Punkte des Gebirges schon früh erschienen sind — besonders im Zusammenhang mit dem goldführenden Sand von Oláhpián — wurde die erste systematische geologische Übersichtsaufnahme dieses Gebietes erst im Jahre 1860 von D. STUR ausgeführt. „Die Geologie Siebenbürgens“ von F. HAUER und G. STACHE (1863) bietet nicht viel über das Kristallin dieses Gebirges. Im Jahre 1869 hat K. HOFFMANN den südlichsten Teil des Gebirges aufgenommen und seine Aufnahmen wurden im Jahre 1884 von B. INKEY weitergeführt. Diese Aufnahmen bildeten die Grundlagen zu den beiden, durch die Königlich Ungarische Geologische Anstalt herausgegebenen, detaillierten geologischen Karten (1:75000) „Petrozsény“ und „Páros und Vulkanpass“ (1886).

Mittlerweile erschien aus der Feder von B. INKEY eine kurze tektonische Skizze der westlichen Hälfte des ungarisch-rumänischen Grenzgebirges (1884 und 1889).

Die detaillierte geologische Aufnahme (1:25000) des Sebeser- und Zibins-Gebirges begann erst in 1904 durch Gy. HALAVATS, der auch in den folgenden Jahren bis 1906 am nördlichen Hügelse-

biet gearbeitet hat. In den Jahren 1904 bis 1906 hat er auch das Kristallin südlich von Szászsebes begangen. In den nachfolgenden Jahren beschränkte er sich bloss auf die Untersuchung der sedimentären Umrandung im nördlichen Hügelland des Gebirges. Die geologische Karte der Umgebung von Szászsebes wurde im Jahre 1909 von der Königlich Ungarischen Geologischen Anstalt herausgegeben (1:75000). Als Grundlage dazu dienten die Aufnahmen von HALAVÁTS und L. ROTH VON TELEGD. In 1910 erschien dazu die Erläuterung der Karte, ebenfalls in der Ausgabe der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt. Die übrigen Karten von HALAVÁTS, die das Kristallin kaum berühren, liegen in Handschrift im Archiv der Kgl. Ungarischen Geologischen Anstalt. Die Resultate der einzelnen Feldarbeiten sind in bündiger Zusammenfassung in den Jahresberichten der Königlich Ungarischen Geologischen Anstalt erschienen.

In 1905 hat Baron NOPCSA eine Arbeit über die Geologie des Gebietes zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Grenze veröffentlicht. Es muss betont werden, dass er im westlichen Teil des Sebeser- und Zibins-Gebirges neben glimmerigen kristallinen Schiefern auch Amphibolite und Granite (Gneisgranite) unterscheidet. Er erkannte auch die Serpentine.

Im Jahre 1906 hat A. LACKNER den nordwestlichen Teil des Blattes Zone 23, Kol. XXIX (1:25000) aufgenommen. Er hat darüber auch eine kurze Mitteilung in den Jahresberichten der Kgl. Ungarischen Geologischen Reichsanstalt für 1906 veröffentlicht.

Im Jahre 1912 begann die systematische geologische und petrographische Untersuchung des Gebirges durch A. LIFFA und A. VENDL. Im Auftrage der Königlich Ungarischen Geologischen Reichsanstalt haben die beiden Genannten die Arbeit auch in den Sommermonaten der folgenden zwei Jahre weitergeführt. Der Ausbruch des Weltkrieges in 1914 hat aber die weiteren Untersuchungen verhindert. Bei dieser Arbeit wurden die folgenden Blätter (1:25000) aufgenommen: Zone 23, Kolonne XXIX SW, SO, NO und NW (auf dem letzten Blatt wurden detaillierte Reambulationen der Aufnahme von LACKNER ausgeführt); ferner Zone 23, Kol. XXX NW (mit Ausnahme des südwestlichen Teiles), SW (ausgenommen einzelne Teile), Zone 24, Kol. XXIX NO und Zone 24, Kolonne XXX NW. Die beiden Forscher arbeiteten selbständig, aber durch die alltäglichen Besprechungen in gemeinsamer Wohnung (meist Zelt), ferner durch die vielen gemeinsamen Exkursionen in den durch A. LIFFA aufgenommenen Gebieten hat der Verfasser das ganze aufgenommene Gebiet kennen gelernt. Übersichtshalber wurden auch Profile in den verschiedenen, nicht aufgenommenen Teilen des Gebirges untersucht. Über die Feldarbeiten erschienen in 1913 und 1914 zwei kurze Berichte in den Jahresberichten der Kgl. Ung. Geol. Reichsanstalt.

Auch die vielen geologischen Exkursionen, die ich in Gesellschaft von F. SCHAFARZIK im Kristallin des Banat gemacht habe, ferner die Streifzüge, die ich als junger Assistent und Begleiter des genannten Herrn unter Führung der Herren G. MURGOCI und M. REINHARD in Rumänien unternehmen konnte, begünstigten die Arbeit.

Da nach dem Krieg Herr A. LIFFA von der Kgl. Ung. Geol. Anstalt mit anderer Arbeit betraut wurde, überliess er mir das von ihm gesammelte Material zur Bearbeitung. Es ist mir eine angenehme Pflicht, hierfür meinem lieben Freund auch an dieser Stelle meinen besten Dank auszusprechen. Durch die von ihm gesammelten und mit peinlicher Sorgfalt formatisierten Handstücke wurde mein Material gereichert.

Die eingehende petrographische Bearbeitung des Materials ist eigentlich nach dem Weltkrieg begonnen worden, nach meiner Rückkehr aus der russischen Kriegsgefangenschaft. Die Arbeit ist erst im verflossenen Sommer so weit gediehen, dass sie jetzt mitgeteilt werden kann.

Mittlerweile hat der Verfasser einige kurze Mitteilungen über einzelne Gesteine und Mineralien (Amphibolite, Aplitgneis, Quarzporphyr) veröffentlicht. Im Jahre 1918 erschien eine Dissertation von K. MÖCKEL, die die petrographischen Verhältnisse des südlichen Gebietes von Resinár behandelt. In 1921 erschien aus der Feder desselben Forschers eine kurze Beschreibung der Hornblendegesteine aus der Umgebung der „Hohen Rinne“. Einige Beobachtungen (Spuren von Erzen) wurden durch ST. CANTUNIARI mitgeteilt. In 1928 haben A. STRECKEISEN und O. SCHMIDT Studien zwischen Olt-Tal und Zsil-Tal ausgeführt; zwei kurze Berichte fassen die Ergebnisse ihrer Untersuchungen zusammen.

Die vorliegende Arbeit versucht ein Bild über das Kristallin des Sebeser- und Zibins-Gebirges zu entwerfen und vornehmlich das Kristallin der oben angeführten Gebiete des Gebirges näher zu beschreiben. Sie besteht wesentlich aus den folgenden Teilen. Der erste Teil gibt eine kurze orographisch-morphologische Übersicht, nachher folgt eine geologische Behandlung und schliesslich die Beschreibung der Gesteinsgruppen. Ich war bestrebt, nicht eine sogenannte „allgemeine“ Physiographie der Gesteine, sondern, wo möglich, eine sehr eingehende Besprechung der Gesteinstypen zu geben. Auch die für den Feldgeologen wichtigen megaskopischen Eigenschaften wurden stark berücksichtigt. Nach dem physiographischen Teil der Gesteinsgruppen sind die genetischen und chemischen Verhältnisse behandelt worden. Kühne, nicht genügend begründete Folgerungen sind streng vermieden worden.

Aus der Beschaffenheit der Gesteine folgt, dass einige Gesteinsgruppen, — obwohl sie vom geomorphologischen Standpunkte nur untergeordnete Rolle spielen, — wegen ihrer wechselvollen Ausbildung ausführlicher behandelt wurden, als andere, geomorphologisch wichtige, aber petrographisch mehr monotone Gesteine. So wurde z. B. den Amphiboliten ein langer Abschnitt gewidmet, dagegen sind die Glimmerschiefer viel kürzer beschrieben worden.

Die Höhen sind im Text nach den Daten der Karten 1:25000 angeführt. Wo barometrische Beobachtungen zur Feststellung der Höhen angewandt wurden, ist dies angegeben worden.

Alle Namen der Berge, Flüsse, Täler usw. wurden ebenfalls nach den Angaben derselben Karten angeführt. In dieser Beziehung gibt es manchmal grosse Unterschiede zwischen den älteren und neueren Karten. Insbesondere die rumänischen Namen boten oft Schwierigkeiten und in dieser Hinsicht haben sich wahrscheinlich einige Fehler eingeschlichen.

Bei der Beschreibung der Gesteine wurden neben den üblichen optischen Verfahren oft auch die Universaldrehtisch-Methoden benutzt. Der Wert von $2V$ wurde stets vermittels dieser Methode bestimmt. Zur Bestimmung der Doppelbrechung wurde meist der BEREK'sche Kompensator verwendet. Bei den älteren Messungen ist das Instrument von BABINET benutzt worden. Zur Bestimmung der Plagioklase wurden die bekannten Werke von DUPARC—REINHARD und BECKE verwendet. Die Messungen wurden im weissen Licht ausgeführt. Nur einige Bestimmungen mit dem BABINET'schen Kompensator sind im Na-Licht vorgenommen worden.

Das Analysenmaterial wurde in allen Fällen sorgfältig ausgesucht, um das frischeste Material zu analysieren.

Die geometrischen Analysen sind immer mit dem grossen Integrationstisch der Firma LEITZ ausgeführt worden. Mindestens drei Schliffe wurden aus jedem Gestein ausgemessen und die hier angegebenen Werte sind Mittel sehr zahlreicher Messungen. Obwohl diese Volumprocente sich auf die Mittel vieler Messungen in verschiedenen Schliffen stützen, sind sie wegen der grösseren Ungleichmässigkeit und oft starken Schiefrigkeit besonders der Paragesteine nicht so verlässlich, wie bei körnigen Massengesteinen. Namentlich die sehr stark geschieferten, glimmerführenden Gesteine (Glimmerschiefer u. s. w.) geben oft Unterschiede von einigen Prozenten. Besonders die Glimmermineralien können auf volumanalytischem Weg trotz der grössten Sorgfalt leicht bedeutend unter- oder überschätzt werden.

Die chemischen Analysen wurden teils im chemischen Laboratorium der Königlich Ungarischen Geologischen Anstalt nach den dort seit Jahrzehnten ausgeprobten Methoden, teils im chemischen Laboratorium des mineralogischen und geologischen Instituts der Technischen Hochschule Budapest, im wesentlichen nach dem Verfahren von WASHINGTON ausgeführt. Im letzteren Laboratorium und teilweise auch in der Geologischen Anstalt sind für die Bestimmung von Kalzium und Magnesium die von L. WINKLER angegebenen Methoden angewandt worden. Ti, Cr und Mn wurden kolorimetrisch bestimmt, mit Ausnahme des Mangans im Spessartin. Die Analysen sind teils vom Verfasser selbst, grösstenteils aber durch die Herren K. EMSZT, I. FINALY und T. TAKATS ausgeführt worden. Den genannten Herrn spreche ich für ihre liebenswürdige und selbstlose Unterstützung meinen innigsten Dank aus. Herr Assistent T. TAKATS war mir auch bei der Berechnung der OSANN'schen und NIGGLI'schen Werte behilflich. Herr Adjunkt F. PAPP hat drei erzmikroskopische Untersuchungen ausgeführt, wofür ihm auch hier gedankt sei.

Das Ergebnis meiner Studien, denen der bedauerliche Umstand, dass die Feldbeobachtungen durch den Weltkrieg und durch die Verhältnisse nach dem Krieg abgebrochen wurden, noch engere Grenzen setzten, als ich sie mir im Hinblick auf die Schranken meines Könnens gezogen hatte, übergebe ich in dieser Arbeit der Öffentlichkeit. Was hier als Ganzes erscheint, bildet eigentlich bloss einen Schritt zur genaueren Kenntnis des Kristallins der Südkarpaten.

MORPHOLOGISCHE ÜBERSICHT.

Das Sebeser- und Zibins-Gebirge bildet ein flachwelliges Hochland, das nach seinen steil geböschten Rändern an Höhe allmählich abnimmt. Dieses flachwellige Gebiet wird von den radienartig divergierenden Flüssen und ihren zahlreichen Nebenbächen tief eingeschnitten.

Die grössten Erhebungen gruppieren sich vorwiegend in der Umgebung des Quellgebietes des grössten Flusses im ganzen Gebirge, d. h. im Quellgebiet des Sebes-Flusses. Dieses Hochgebirge, dessen Höhe im Durchschnitt zwischen 1300 und 2200 m ü. d. M. schwankt, wird durch das von S nach N verlaufende enge Tal der Sebes gegen N entzweigeschnitten: es zerfällt hier in den westlichen Gebirgsstock von Sebes und in den östlichen von Zibin. Gegen S hängen diese zwei Teile zusammen.

In der Umgebung des genannten Quellgebietes liegen die bis 2245 m steigenden Erhebungen. Das Massiv der Frumoasa (2205 m) trägt in seinem östlichen Teile die höchste Erhebung des Căndrelu (2245 m). Dieser bildet einen breiten Rücken, der in westlicher, resp. westsüdwestlicher Richtung die folgenden Höhen zeigt: Westseite des Frumoasa (2152 m), Gunguresul (2133 m), Dealul Șerbota mare (2016 m), Gunguresul (1953 und 1946 m). Von der Mitte der Frumoasa zieht ein langer Kamm gegen N, an dem man die folgenden Koten findet: 2074 m, 2070 m, 2062 m, 1950 m, 1917 m, Foltea (1971 m), Vârful Strâmba mare (1831 m).

Gegen S vom Căndrelu liegen die folgenden Erhebungen: Steflesti (2244 m), Jurcanul (2216 m), Cristesti (2204 m), Steaja (2149 m), Pietra alba (2180 m), die südwestliche Fortsetzung (2059 m) der Pietra alba, Tabla (1962 m), Preaja (1912 m), Dealul Balului (2031 m), Dealul Seracinu (1951 m), Gotia (1950 m), Hanesul (1956 m). Östlich von diesem Gebiet folgen, im wesentlichen in östlicher Richtung: Conțul mare (2083 m), Bălândrul mare (2210 m), Vârful Negovanul mare (2136 m), Dealul Clăbucetului (2056 m), Vârful Jidului (2095 m), Vârful Dobrunului (1980 m), Voineagul Cătănesei (1850 m), Vârful Cacaci (1961 m), Vârful Sterpului (2146 m), Vârful mare (2073 m). Nach O, resp. NO vom Căndrelu zieht der folgende Rücken zug: Niculesti (2056 m), Dealul Șerbunei (1869 m), Rozdesti (1954 m), Beșincul (1963 m), Bătrina (1840 m).

Im Westen des schon nördlich gewendeten Tales der Sebes sind hervorzuheben: Vârful lui Petru (2133 m), Șurianu (2061 m), Vârful Aușelul (2013 m), Cârpa (2014 m), ferner Clăbucetul (1907 m), Pârva (1905 m), Dealul Negru (1866 m). Dieselben bilden mehr oder weniger zusammenhängende Kämmen, die das Gebiet in kleinere Partien zergliedern. In diesem westlichen Teil des Gebirges besitzt derjenige Rücken zug die grösste Länge und zugleich den Charakter des Hauptkammes, welcher im SO von dem Gipfel Salanele (1733 m), an der alten rumänischen Grenze ausgehend, sich einesteils in nordwestlicher Richtung über die Gipfel der Smida mare (1775 m), Vârful lui Petru, Vârful

Auşelul bis zum Şurianu, von hier in westlicher Richtung über den Pârva zum Dealul Comarnicelul (1895 m), dann sich nordwärts wendend über den Dealul Negru, Mlacile (1798 m), Sincha (1728 m), Steaua mare (1734 m), Scârna (1625 m) bis zum Godianul erstreckt. Dieser Gebirgszug bildet zugleich eine grosse Wasserscheide, deren südliche Lehne ihr Wasser in den Zsil ergiesst, während die nördliche dem Flussnetz des Maros angehört. Von diesem Kamm zweigen, oft in der Richtung NW—SO, die kleineren Nebenkämme ab, die stellenweise rasch bis auf 1500 m herabsinken.

Die allgemeine Richtung der Rückenzüge ist ONO—WSW, oder N—S. Hinsichtlich der morphologischen Charakterzüge des Gebirges ist es nicht ohne Interesse, dass die Erhebungen über 1800 m, sowie auch die höchsten Gipfel nahezu sämtlich flach und eben sind. Diese flachen Rücken kennzeichnen die höchsten Erhebungen. Wo keine Spuren einer glazialen Erosion vorhanden sind, entbehren sie völlig den Typus der alpinen Form. Diese höchst gelegenen Teile des Gebirges

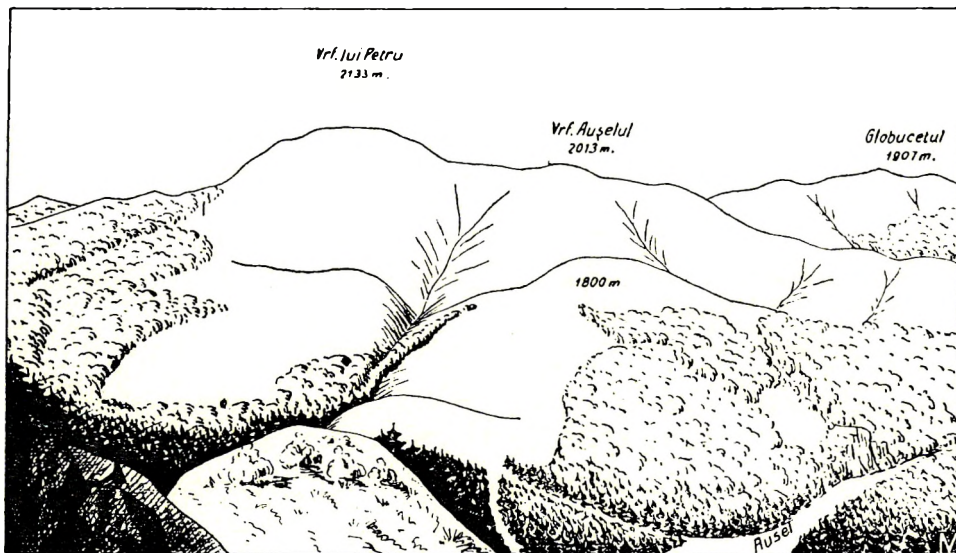


Fig. 1. Ausblick vom Şurianu (Reste der Boreescu-Rumpffläche).

sind Reste einer Rumpffläche, die nur durch die tief eingeschnittenen Täler von einander getrennt werden. Diese flachen Höhen, die ziemlich gleichförmig ausgebildet sind, gehören zu dem DE MARTONNE'schen *Boreescu-Typus* der Rumpfflächen. Die erhalten gebliebenen Reste (Fig. 1) dieser hohen Rumpffläche bilden ein ausgebreitetes Kammsystem, das durch abzweigende Nebenkämme reich gegliedert ist. Das Kammsystem bildet die Wasserscheide von ausgedehnten Wassersammelgebieten, die einerseits durch die Sebes und Sztrigy, oder unmittelbar, den Maros, andererseits den Zsil, Lotru und Olt speisen.

Die mittlere Höhe dieser Rumpffläche liegt zwischen 1850 und 1950 m, die höchsten Teile erheben sich über 2000 m. Die Höhen dieser Rumpffläche entbehren die Waldungen; sie sind meist mit Giras, häufig mit Krummholz oder teilweise mit Wacholder bewachsen.

Die Reste dieser Rumpffläche bilden zwei Streifen, die ungefähr parallel dem Streichen der Falten verlaufen: 1. Die Linie Şurianu—Frumoasa—Cândrelu—Niculeşti—Rozdeşti. 2. Die Linie Preaja,

Dealul Balului, Piatra alba, Cristesti, Steflesti, Bălândrul mare, Conful mare, Vârful Negovanul mare, Dealul Clăbucetului, Voineagul Cătănesei, Vârful Sterpului, Vârful mare.

Diese höchsten Erhebungen bestehen überwiegend aus Glimmerschiefer oft mit Pegmatit. Das Einfallen des Glimmerschiefers ist hier sanft (etwa um 10° herum). Die stärkere Widerstandsfähigkeit der Pegmatite gegen die Denudation hat wohl dazu beigetragen, dass diese hohen Kämmen erhalten blieben.

Zu einem anderen Peneplain gehören die durchschnittlich 1400–1600 m hohen Partien besonders im nördlichen Teil des begangenen Gebirges in der Umgebung der Flüsse Râul Prigoana, Sebes und Salanile, namentlich die Höhen Piciorele Cailor (1586 m), Dealul Casile (1603 m), Tortura (1524 m), Mijlocia (1474 m), Guga mare (1390 m) usw. Hier stehen überall prächtige Wälder, nur hier und da von Wiesen (Poiana) unterbrochen. Bei diesem Peneplain sind jedoch die Merkmale einer Rumpffläche infolge der zahlreichen eingeschnittenen Täler vielleicht etwas weniger auffallend, wie beim Borescu-Typus. Wenn man aber das Gebiet von den Erhöhungen der oberen Rumpffläche aus betrachtet, so kann man in allen Teilen des Gebirges diese Verhältnisse beobachten.

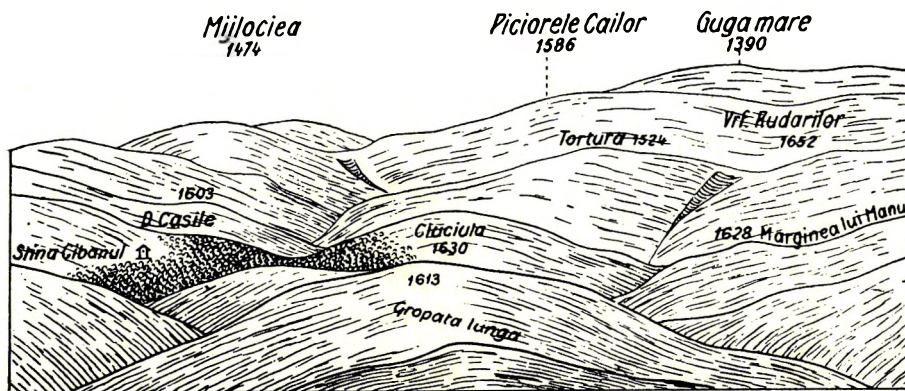


Fig. 2. Die Umgebung der Piciorele Cailor von der Frumoasa aus gesehen (Tiefere Rumpffläche).

Die peneplainartige Ausbildung dieser niedrigeren Teile des Gebirges fällt von der Frumoasa aus sehr schön in die Augen, wie dies in der Skizze Fig. 2 dargestellt erscheint. Wie aus dieser Skizze zu ersehen ist, sind die Ciuciula, der Dealul Casile, die Tortura, Piciorele Cailor, Mijlocia, Guga mare usw. die höchsten Punkte dieses Peneplains, die meist mit dichten Waldungen bestanden und nur im N mit grösseren, zusammenhängenden Lichtungen, Weiden bedeckt sind. Sie bilden mehr oder weniger zusammenhängende Rücken, an denen die Hauptverkehrslinien des Gebietes verlaufen. Dieses Gebiet lässt sich mit einer Tafel vergleichen, in welche sich die Flüsse eingeschnitten haben. Gegen N senkt sich die Oberfläche dieses Gebietes von 1600 m bis 800–1000 m herab. Der Übergang zum siebenbürgischen Becken ist hier nicht so steil, wie gegen das Becken von Hátszeg infolge einer Dislokationslinie. Nur in der Richtung nach Nagyszeben (Herrmannstadt) ist die Abdachung etwas steiler, wohl infolge der stärkeren Erosion in der Nähe des Olt-Durchbruches. Dieses Peneplain entspricht der *Râul Ses-Plattform* von DE MARTONNE.

In dieses Peneplain sind die verhältnismässig sehr wasserreichen Gebirgsbäche eingeschnitten. Diese fließen meist in engen Tälern. Stellenweise haben sie die Talsohlen erweitert und in diesen fließen sie

manchmal in Mäandern; oft verlaufen die Bette in den bizarrsten Schlingen gewunden, wie dies im Valea Curpatului, im oberen Abschnitt des Râul Prigoana, an dem schon beträchtlich tiefer eingeschnittenem Salanile und teilweise auch im Tale der Sebes deutlich sichtbar ist (Fig. 3). An diesen Stellen sind natürlich nicht selten auch Alluvialgebiete von kleinerer Ausdehnung zu beobachten. Dies ist in gewissen Abschnitten der Täler der Frumoasa, Foltea und teils auch des Bistra- und Dobra-Tales der Fall.

Diese breiten Talsohlen sind jedoch nur einzelne Ausnahmen und beschränken sich nur auf kürzere Abschnitte irgend eines Baches. Mit Ausnahme des Lotru (südlich vom bearbeiteten Gebiet), entbehren eigentlich alle Flüsse eine den Wasserlauf an Breite sehr stark übertreffende Talsohle. Der grösste Fluss des Gebirges, die Sebes, die bei der Stadt Szászsebes am Fuss des Gebirges eine Länge

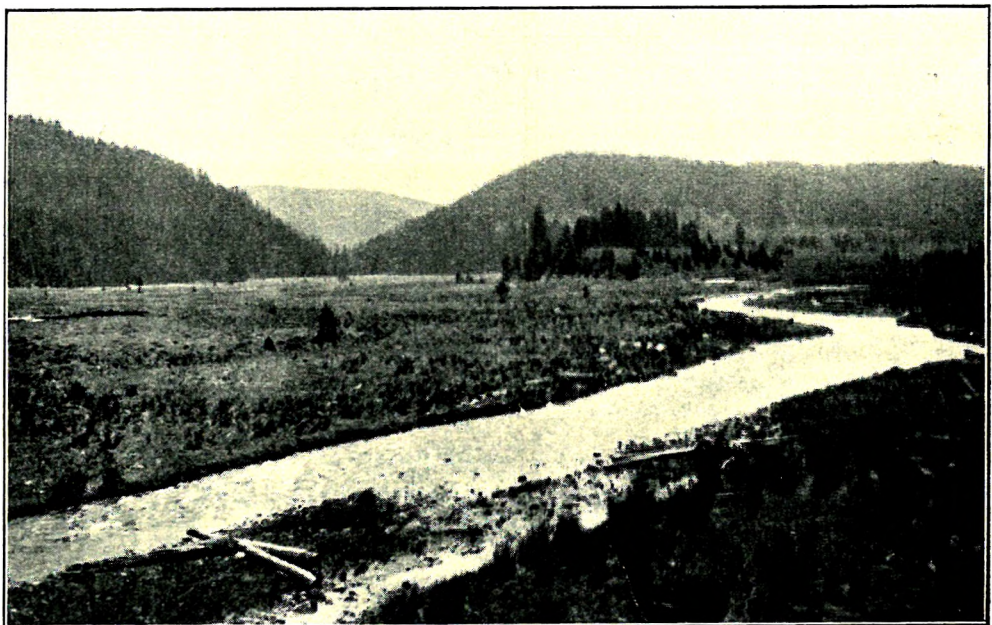


Fig. 3. Mäander des Salanele-Baches in 1210 m Seehöhe.

von 82 km erreicht und sein Bett schon etwa 50 km oberhalb der Stadt, zwischen 1600–1800 m hohen Bergen bis auf etwa 1000 m erodiert hat, ist beinahe durchwegs grabenartig eingeschnitten. Eine Ausnahme bildet der soeben erwähnte, kurze (etwa 1 km) Abschnitt bei der Einmündung des Salanile-Baches.

Der Kudsir-Bach (Râul mare), der die nördliche Seite des Gebietes vom Şurianu gegen N entwässert, ist mit seiner Erosionsarbeit noch weiter fortgeschritten. Dieser Teil des Gebirges dacht sich gegen NW zum Maros ab. Der Bach tritt nach 43 km langem Lauf unterhalb Kudsir in die Ebene bei einer Höhe von 240 m. Dagegen erhebt sich hier der Rand des Gebirges bis 700–800 m ü. d. M. Das Bett bildet hier eine etwa 350 m tief eingeschnittene Furche. Der südliche Teil des Gebirges wird durch den Lotru entwässert, der nach 78 km langem Lauf bei 335 m Meereshöhe in den Olt mündet (ausserhalb des bearbeiteten Gebietes). Das Tal dieses Flusses zeigt stellenweise eine ziemlich breite

Sohle. Die Ost- und Nordostabhänge werden durch den Zibin und Zood (Râul Sadului) entwässert und gegliedert. Beide fließen in engen, oft schluchtartigen Betten bis zum Fusse des Gebirges. Der Zibin verlässt das Gebirge, — nach einer Lauflänge von 27 km, — bei der Ortschaft Guraro in etwa 500 m Meereshöhe. Das Niveau des Gebirges erreicht hier, hart neben der Ebene etwa 900 m ü. d. M. Der Zibin fließt in einem Bogen an Nagyszeben vorüber, nimmt neben kleinen Bächen aus dem siebenbürgischen Becken den grossen Hortobágy-Fluss auf und nach 75 km Lauf mündet er in den Olt. Kurz vor seiner Mündung wird er durch den Zood verstärkt, der den östlichen Teil des zwischen den beiden hohen Rückenügen vom Borescu-Typus liegenden Gebietes entwässert (östlich, nordöstlich vom Steflesti). Er tritt nach 39 km langem Lauf bei Zood, in einer Höhe von 425 m aus dem Gebirge. Kleinere Bäche führen das Wasser im östlichen Teil des Gebirges unmittelbar dem Olt zu.

Zwischen dem verwirrten Flussnetz und der Tektonik des Gebirges kann meist schwer ein Zusammenhang aufgefunden werden. Auf diese Verhältnisse werden einige Tatsachen weiter unten hinweisen (vergl. Seite 40).

Spuren der pleistozänen Glazialerosion.

Die höchsten Erhebungen des untersuchten Gebirges lassen unzweifelhafte Spuren der pleistozänen Vergletscherung erkennen.

Der erste, der die glazialen Formen im Sebeser- und Zibins-Gebirge richtig erkannte, war der Breslauer Geograph P. LEHMANN. Aus seinen Beobachtungen ging hervor, dass zur Eiszeit beinahe alle über 2000 m hohen Erhebungen in den Südkarpaten vereist waren. Er hat vorwiegend die Gletscherspuren in der Gegend des Căndrelu und des Surianu untersucht.

Er hat festgestellt, dass das Massiv der Frumoasa, welches auf ungefähr 6 km Länge als ein breiter Rücken über 2000 m emporragt, in seiner östlichen Hälfte durch zirkusartige Hochtäler gegliedert wird. Hier steigt der Rücken der Frumoasa zur 2245 m hohen Kuppe Căndrelu an. Und in diese höchste Erhebung schneiden sich drei Kare ein: „An den kleinen Teich im Riesengebirge kann man sich versetzt glauben, wenn man die seengeschmückten Felsenamphitheater besucht, welche in den Nordabhang der Frumoasa eingesenkt, oder besser eingeschnitten sind und die Ursprungsstätte für die Quellbäche des Zibin bilden. Wie die Lehne eines Sessels umrahmen 2 km lang 150–250 m hohe Wände den Talboden, auf dem inmitten von grossen Felsblöcken, Schutt- und Schwemmkegeln ein grünschimmernder See liegt.“ Er hat die zwei Teiche: Jeserul mic und Jeserul mare beschrieben. Er hat auch die Tiefe und Ausdehnung des letzteren Sees genau abgemessen. Er erwähnt auch die Karspuren an der Piatra alba und an dem Steflesti.

Er untersuchte auch das Gebiet des Vrf. lui Petru und des Surianu. „Während die flache Kuppe — schreibt LEHMANN — des mit 2133 m gipfelnden Petersberges (Vrf. lui Petru) an ihren breiten Abhängen nirgends grössere Felsenkammern und schroffe Abstürze zeigt, bricht der benachbarte Surianu nach Osten hin steil ab in eine an die Schneegruben des Riesengebirges erinnernde Felsennische“. Er beschreibt die zwei Kare des Surianu und teilt Daten über Tiefe und Ausdehnung des grossen Sees mit.

Zu dieser Zeit, als LEHMANN seine Studien ausführte (zwischen 1880 und 1890), wurden an

verschiedenen Teilen der Erde erfolgreiche Untersuchungen der Glazialspuren ausgeführt. Aber auch Gegenmeinungen haben sich erhoben. G. PRIMICS erklärte in seiner Arbeit „Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen“, dass es ihm nicht gelungen ist unwiderlegbare Spuren der pleistozänen Vergletscherung im Fogarascher Gebirge zu finden. Wenn aber die höchsten Erhebungen in den Südkarpaten (Fogarascher Gebirge) nicht in Gletscherschmuck prangten, so konnten die weniger hohen Gebiete ebenfalls nicht vergletschert sein. B. INKEY konnte in den Südkarpaten keine gekritzten Geschiebe auffinden. Er hat die Behauptungen von LEHMANN nicht ganz schroff abgelehnt, aber er vertrat den Standpunkt, dass die angeblichen Gletscherspuren nicht mit voller Sicherheit als solche angenommen werden können.

Später wurde durch die Arbeiten von SCHAFARZIK, LÓCZY sen., MRAZEK, MURGOCI und DE MARTONNE die Existenz der eiszeitlichen Gletscher in verschiedenen Gebieten der Südkarpaten festgestellt.

In 1913 und 1914 haben LIFFA und VENDL Mitteilungen über die pleistozäne Vergletscherung des Surianu und Căndreleu publiziert. In 1930 erschien eine Studie über die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpaten aus der Feder von F. KRAUTNER. In dieser Arbeit hat der Verfasser die „bisher bestehende Literatur gesammelt und die Ergebnisse kritisch zu einer Einheit verbunden.“ In dieser Mitteilung hat er über das Sebeser und Zibins-Gebirge nur die Daten von LEHMANN und DE MARTONNE mitgeteilt. (DE MARTONNE hat bloss die Ergebnisse von LEHMANN übernommen.)

J. CHOLNOKY leugnet kurzerhand das Vorhandensein von glazialen Spuren in diesem Gebirge: „Die Szebener Alpen ragen nicht so hoch hervor, dass man auf denselben glaziale Spuren finden könnte.“ (In L. LÓCZY sen.: Beschreibung der Länder der ungarischen heiligen Krone, Budapest, 1918, p. 67. Ungarisch.)

Das Vorhandensein von Spuren der pleistozänen Glazialerosion im Sebeser- und Zibins-Gebirge steht ausser Zweifel.

Es wäre vor allem wichtig, die genaue Lage der Schneegrenze im Pleistozän zu kennen. Wie aus den Untersuchungen in den Alpen hervorging, hängt die Schneegrenze nicht nur allein von der absoluten Höhe des Gebirges ab, sondern auch von der Masse der Erhebung, vom Niederschlagsreichtum und von der Lage der Hänge. In den Alpen lag die Schneegrenze im Pleistozän 1200–1300 m tiefer als heute. In den Südkarpaten dürfte eine höhere Lage der Schneegrenze verbreitet gewesen sein.

DE MARTONNE setzte die Schneegrenze für die Südkarpaten in 1900 m fest. Später musste er infolge Auffindung tiefer gelegener Moränen die Grenze etwas tiefer angeben. PHLEPS sucht in den pleistozänen, nicht geschichteten Ablagerungen im Gebiet der Fogarascher Vorberge Moränenbildungen. Auch manche Talstufen im Surul-Kessel (Fogarascher Gebirge) könnten nach seiner Meinung verschiedenen Glazialperioden entsprechen. Die Schneegrenze lag in den Richtungen NO, O, SO tiefer, als an den Hängen gegen NW, W, SW. Durch Vergleich von Grösse und Häufigkeit der Kare in den Südkarpaten mit der Richtung der Regenwinde von Bukarest konnte DE MARTONNE die folgende Tatsache feststellen: Die Vergletscherung war im Pleistozän in der Richtung am stärksten, in der die ergiebigsten Regenwinde die Südkarpaten treffen und das sind die Richtungen O und NO an den nördlichen Hängen und SO an den südlichen Hängen. Daraus ergibt sich die etwas tiefere Lage der Schneegrenze in den Tälern, die nach O, NO oder SO gerichtet sind.

Die Verhältnisse der Regenwinde im Pleistozän scheinen im wesentlichen dieselben gewesen zu sein, als heute.

Infolge der relativ geringeren Erhebung und der hohen Lage der Schneegrenze konnten nicht lange Talgletscher entstehen. Hier lag im Pleistozän eine Vergletscherung vor, die besonders durch die kleinen Hängegletscher und Firnfelder gekennzeichnet wurde. Die Vergletscherung zeigt in dieser Beziehung eine Ähnlichkeit mit den Gletschern der Pyrenäen. Die eigentlichen Talgletscher waren sehr kurz.

Obwohl die Verbreitung von pleistozänen Gletscherspuren in den Südkarpaten bereits seit fünfzig Jahren von einigen Forschern untersucht wurde, ist das Sebeser- und Zibins-Gebirge bloss durch LEHMANN in dieser Beziehung studiert worden. Er hat eigentlich nur die Kare am Căndrelu und am Surianu besucht.

Die Einzelheiten über die Gletscherspuren im untersuchten Gebirge lassen sich im folgenden kurz zusammenfassen:

Unzweifelhafte Spuren von Vereisung lassen sich in den folgenden Massiven feststellen:

1. Frumoasa—Căndrelu; 2. Steflesti; 3. Piatra alba—Cristesti; 4. Dealul Balului;
5. Surianu; 6. Pârva (schwache Spuren).

Das Massiv der Frumoasa bildet die grösste Massenerhebung des ganzen Gebirges. Dieses Massiv ragt vom Gunguresul bis zur Căldarea Canaii auf etwa 7 km Länge über 2000 m empor. Es bildet im östlichen Teil einen 1·5 km breiten Rücken, der in seiner Fortsetzung gegen WSW etwas schmaler ausgebildet, sich gegen den Sebes-Fluss sanft abdacht. In seiner östlichen Hälfte steigt er bis zur höchsten Kuppe des Căndrelu (2245 m). Weiter nach W finden wir am Massiv die folgenden Höhenkoten: Frumoasa 2205 m, Gunguresul 2133 m, Dealul Șerbota mare 2016 m, Gunguresul 1946 m. Diesem Zug der höchsten Erhebungen schliessen sich gegen WSW folgende etwas niedrigere Kuppen an: Piciorale Domnilor 1792 m, Dealul Domnilor 1743 m, Oașa 1734 m. Weiter nach W senkt sich das Gelände durch den Einschnitt des Sebes-Flusses bis 1210 m herab.

Gegen NO setzt sich das breite Massiv in einem schmalen, hohen Rückenzug fort. Wenn man vom Căndrelu nach NO wandert, so stösst man auf folgende Kuppen: Cănaï 2063 m, Niculesti 2036 m, Dealul Șerbunei 1869 m, Rozdesti 1954 m, Besineul 1963 m, Bătrina 1912 m, Oncesti 1714 m. Dieser letztere, schmale Zug ist etwa 12 km lang.

Die Frumoasa findet ihre Fortsetzung gegen N in einem schmalen Rücken, der in etwa 2 km Länge über 2000 m kulminiert (2074 m, 2064 m); weiter nach N findet man die Foltea (1971 m).

Gegen S sinkt das Massiv bis etwa 1700 m, um dann in den Erhebungen des Steflesti (2244 m) und Cristesti (2204 m) wieder über 2000 m zu steigen. Alle diese höchsten Rücken und Erhebungen bestehen aus Glimmerschiefer mit Pegmatiten.

Diese hohen Erhebungen sind Reste der weiter oben erwähnten Rumpffläche vom Typus Borescu. In diese Rumpffläche vertiefen sich die durch Glazialerosion entstandenen Kare, die in morphologischer Hinsicht jung, oder höchstens fast reif sind, indem das Gebiet über ihnen allenthalben seinen Peneplaincharakter beibehalten hat. Die Oberflache des Rückenzuges ist meist ziemlich flach und mehr oder weniger grasbewachsen. An den Flanken, besonders im nördlichen Gebiet der Frumoasa

und des Căndrelu herrscht stellenweise das Krummholz vor. Die untere Grenze des Krummholzes liegt ungefähr bei 1800, seltener bei 1700 m ü. d. M.

In den östlichen steilen Abfall des Căndrelu greift das Căldărea Cănăii genannte Kar ein. Hier entspringt der Isvorul Cănai, der den Râul Sadului speist. Das Kar ist gegen O geöffnet, seine lichte Breite in N-S-Richtung beträgt etwa 450 m. Gegen N wird es durch den schmalen Kamm begrenzt, der vom Căndrelu zum Niculesti hinüberführt. Dieser Kamm steigt unmittelbar neben dem

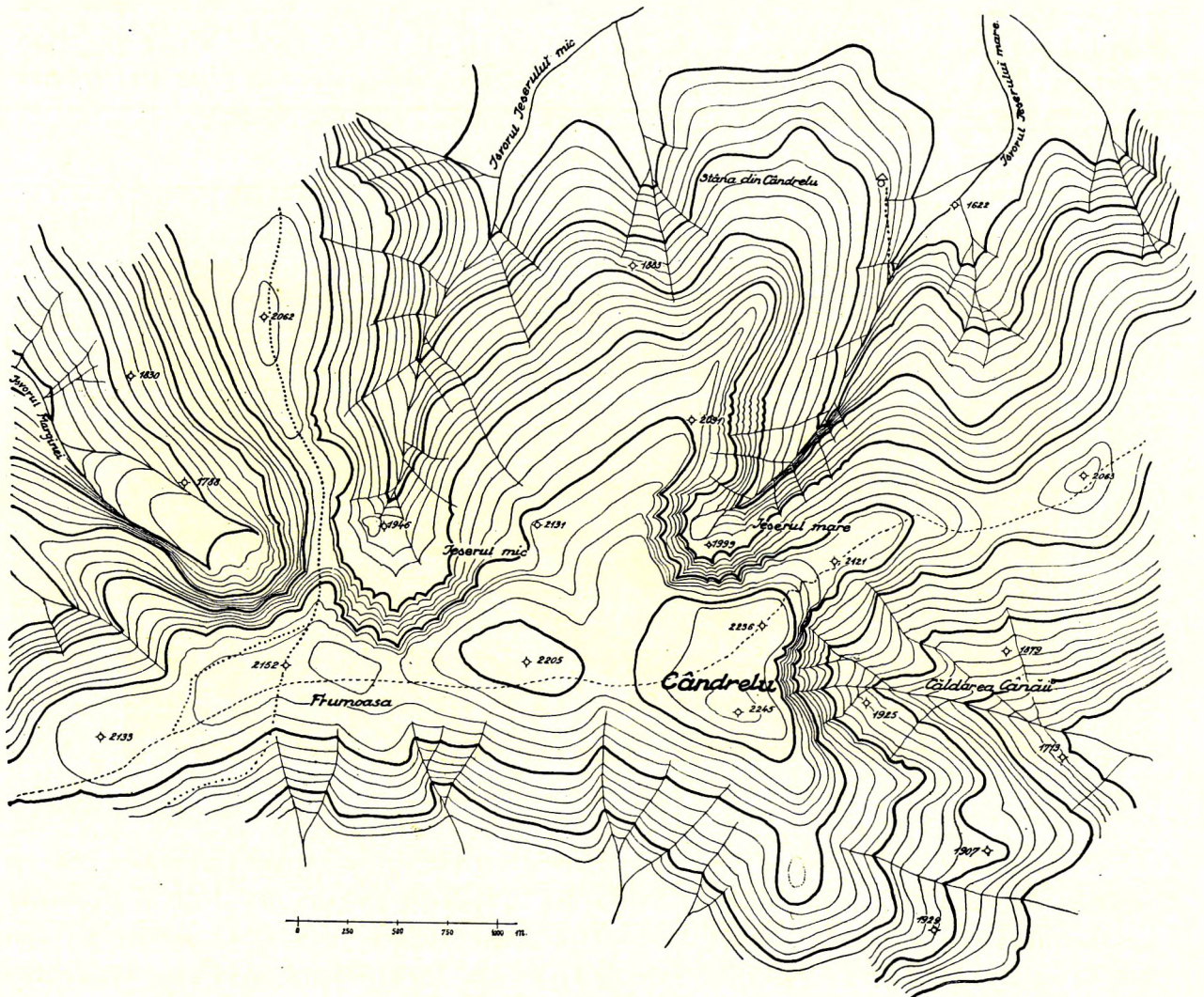


Fig. 4. Topographie des Căndrelu.

Kar über 2000 m (2236 m, 2121 m, 2063 m). Gegen S wird es durch den Kamm Commanda (2125 m) begrenzt. Die Topographie ist in Fig. 4 (nach der Karte 1:25000) angegeben.

Dieses Kar, wie bereits durch LEHMANN betont wurde, zeigt wenig typische Formen. Nur die sehr steile Westwand ist kennzeichnend durch ihre Höhe und durch ihre halbkreisförmige Ausbildung. Die Höhe der Wand beträgt etwa 150 m (barometrische Beobachtung) und von dieser Höhe entfallen

etwa 100 m auf den sehr steilen oberen Teil der Wand. Die aus Glimmerschiefer aufgebauten Gehänge des Kars sind tief verwittert, kahl und von tiefen Regenschluchten eingeschnitten. Unter diesen konnte man im Juli 1913 sechs tiefere Einschnitte unterscheiden. Die Sohle des Kars zeigte bei meinem Besuch keine hohle Form; sie war von Schutt und Gesteinsblöcken aufgefüllt und ab und zu von Krummholz bewachsen.

In den Nordabhang des Căndrelu eingesenkt liegt das grosse Felsenamphitheater des Jeserul mare. Aus diesem Kar entspringt der Isvorul Jeserului mare, der den Râul mare speist; das Wasser dieses letzteren Baches fliesst in den Zibin-Bach (Râul Cibin). Die Öffnung des Kars schaut gegen NO. Seine lichte Breite beträgt in NW—SO-licher Richtung durch die Mitte des Sees etwa 600 m. (Gemessen wurde die Entfernung zwischen den obersten Teilen der Nische.)



Fig. 5. Das grosse Kar am Căndrelu.

Gegen NW wird das Kar durch einen Kamm begrenzt, der in 1,3 km Länge über 2000 m emporragt und nach NO in der Nähe der Stâna din Căndrelu langsam bis 1757 m hinabsinkt. Aus diesem Kamm springt ein schmaler, etwa 200 m langer Rücken nach OSO hervor, der von 2097 m bis etwa 1910 m in OSO-licher Richtung herabflacht. Dieser Rücken bildet einen Teil der Begrenzung des Kars gegen N. Bei meinen Untersuchungen am 17. und am 22. Juli 1913 lag reichlich Schnee im Kar. Der oberste Rand des Kessels hat eine Meereshöhe von 2190 m erreicht (barometrische Beobachtung). Am Talboden des Kessels liegt der See (Jeserul mare) in einer Höhe von 1999 m (Angabe der topographischen Karte 1:25000). Die Höhe der Kesselwand beträgt daher rund 200 m. Nach SW ist die Wand besonders steil (Fig. 5).

Der See war in NO-licher Richtung etwa 200 m lang und 80—100 m breit. Am SW-lichen Rand, am Fusse der steilen Felswand hat er jäh 2—3 m Tiefe erreicht. Der See wurde von Trümmern:

Felsblöcken aus Glimmerschiefer, Schuttkegeln umgeben. Auch im tiefsten SW-lichen Teil des Sees lagen grosse, von oben herabgestürzte Felsblöcke. Von NO her hat sich eine ganz kleine Halbinsel aus kleinem Schuttmaterial gebildet. Nach den Angaben eines Hirten sollte der See ab und zu von dem feinen Schuttmaterial gereinigt werden (?) Die an der S-Seite des Kars gelegenen Trümmerrmassen waren teilweise mit Krummholz überwuchert.

Der See wird gegen NO schmaler. Die steilen Wände des Kars sind kahl, ohne höhere Pflanzen und es zeigen sich von Regenschluchten zerissene Stellen an denselben. Im nördlichen Teil des Karbodens befindet sich (im Jahre 1913) ein kleiner See, dessen Länge in WO-Richtung bei meinem Besuch etwa 10 m betrug. Die Tiefe des Wassers war gering, an den tiefsten Stellen bloss 0.65 m. Dieser kleine See war durch einen etwa 0.5 bis 1 m hohen Trümmerwall vom grossen Seebecken getrennt (vergl. Fig. 5). Am Fusse der steilen Wände liegen Schutt- und Schwemmkegel.

Beim östlichen Ende des grossen Sees zieht ein Trümmerwall quer durch den Talboden, der ab und zu aus einige m³ grossen Blöcken gebildet wurde. Der Wall erinnert an eine Talsperre; er ist teils mit Rasen, teils mit Krummholz bewachsen. Nach LEHMANN's Beschreibung lagen zwei kleine Teiche innerhalb des Trümmengewirres. Der eine Teich zeigte die Anfänge der Moorbildung bei seinem Besuch. Im Jahre 1913 waren die von LEHMANN erwähnten zwei Teiche nicht vorhanden. Eine schwache Moorbildung konnte aber festgestellt werden.

Weiter gegen NO senkt sich das Tal und der aus dem Trümmerwall herausgeflossene Bach hat sich in die Talsohle energisch eingeschnitten. Bis 1760 m (barometrische Beobachtung) fliesst das Wasser im trümmererfüllten und mit Krummholz bewachsenen Tal; bei 1760 m beginnt der Fichtenwald. In diesem oberen Abschnitt des Tales liegen die Gesteinstrümmen oft in einem gelben Lehm eingebettet. Diese Mischung von grösseren und kleineren Gesteinstücken mit Lehm erinnert an eine Grundmoräne. Einige der Blöcke zeigen geschliffene und polierte Flächen. Der Bach hat sich 3–6 m tief in diese Bildung eingeschnitten. Während die Sohle des eigentlichen Kars bei 1999 m Höhe ziemlich ausgehöhlt liegt, fällt diese obere Strecke des Tales bei etwa 1 km Länge bis 1760 m Höhe herab (239 m auf ein Kilometer). Im weiteren Verlauf des Tales konnte ich keine Glazialspuren finden.

An der Nordlehne des Vârful Frumoasa schneidet sich das von einer 200 m hohen Felswand umsäumte Kar des Jeserul mic in das 2200 m hohe Terrain ein. Das Kar öffnet sich gegen N. Es bildet das Quellengebiet des Isvorul Jeserului mic, dessen Wasser in etwa 1 km Länge nach N fliesst, um nachher gegen NO einzubiegen. In etwa 1365 m Höhe (barometrische Beobachtung) vereinigt sich der Bach mit dem Isvorul Jeserului mare. An der westlichen und südlichen Wand des Kars wurde die ursprüngliche Form durch die Regenschluchten und Furchen stark beeinflusst.

Im nördlichen Teile des Kars, in 1946 m ü. d. M. liegt der Kleine See (Jeserul mic). Die Sohle des Kars ist grösstenteils mit Gesteinstrümmern, Schutt- und Schwemmkegeln bedeckt. Inmitten des Trümmermaterials war das Bett des Sees flach; die höchste Tiefe des Wassers hat bei meinem Besuch kaum mehr als 1.2 m erreicht. Die Länge in NW–SO-licher Richtung betrug etwa 75 m. Die durchschnittlich ziemlich flache Talsohle des Kars wird durch Trümmermaterial abgeschlossen, welches in bogenförmiger Ausbildung gegen N einen schwachen Damm bildet. Neben dem Teich finden sich Stellen, wo zwischen und unter den grösseren Gesteinstrümmern feiner Sand und toniger Sand liegt, zum Zeichen, dass früher hinter dem Trümmerwall eine viel grössere Fläche als in 1913 von Wasser

bedeckt war. Später wurde der grösste Teil der Sohle durch Trümmermaterial, Gehängeschutt und Schwemmprodukte aufgefüllt.

Unterhalb des Sees senkt sich das Tal bei etwa 600 m Länge bis 1800 m ü. d. M. (barometrische Beobachtung) im Krummholz herab. Auf dieser Strecke hat sich der Bach in die aus Gesteins-trümmern und Lehm aufgebaute Talsohle tief (3–4 m) eingeschnitten. Einige der Glimmerschieferblöcke im Lehm scheinen abgeschliffen zu sein.

Unterhalb der Kare können keine Trogtäler erkannt werden. In dieser Beziehung lassen sich zwei Möglichkeiten annehmen: entweder hat es sich hier nur um ganz kleine, kaum 1 km lange und nur auf das Kar beschränkte Hängegletscher gehandelt oder aber die Kare waren bloss zungenlose Firnfelder. Man kann auch an kurze Talgletscher denken, die hoch oben endeten; diese gingen in Wildbachtäler über, in denen eine starke Erosion gewirkt hat und dadurch wurde die ursprüngliche Form ganz verändert.

Westlich vom Jeserul mic, an der Nordwestseite der Frumoasa findet man eine zirkusartige Nische, deren Längsachse nach NW verläuft. Sie wird vom Kar des Jeserul mic durch einen schmalen, 100–150 m breiten Kamm getrennt. Im südöstlichen Teil wurde sie steil in die hier 2152 m hohe Masse der Frumoasa eingeschnitten. Hier ist die Wand sehr steil, etwa 200 m Erhöhung auf 170 m Länge. Wie von der Lehne eines Sessels, wird der Talboden der Nische durch 150–200 m hohe Wände gegen NO und SW umrahmt. Von etwa 1850 m abwärts dacht sich der Talboden sanft gegen NW ab. Er besteht teils aus Trümmernmassen, mitunter mit grossen Blöcken, teils aus anstehenden Felsen. Er ist von Krummholz überwuchert. Gegen SW und NO zeigt der Talboden ebenfalls sanfte Abdachung und sowohl an seiner südwestlichen, wie an der nordöstlichen Seite entspringt je ein Bach. Beide fliessen nach NW und zwischen denselben bildet der ursprüngliche Talboden einen nach NW sinkenden Kamm. Die beiden Bäche vereinigen sich am Ende des Kammes und fliessen als Isvorul Marginei gegen NW. Das Wasser dieses Baches fliesst in den Râul Cibanelui.

Hier ist die Sohle der Nische nicht ausgehöhlt, die Spuren eines Sees fehlen gänzlich. Da aber der oberste Teil der Felsenrahmung die Morphologie einer Karnische zeigt, muss man hier das Vorhandensein eines schwächer ausgebildeten Kars annehmen.

Es ist nicht nur für das Gebiet des Căndreleu, sondern für das ganze Gebirge sehr charakteristisch, dass die Zirkusse in den breit gewölbten Abhängen erscheinen. Die Oberfläche der Rumpfflächen ist oben mehr oder minder flach geblieben. Zackige Gebirgsformen sind dabei nicht ausgebildet worden.

Südlich von der Frumoasa — etwa in 5 km Entfernung — erhebt sich das kleine Massiv des Șteflesti (2244 m). Es ist mit dem Căndreleu durch einen schmalen Kamm verbunden, der bis 1750 m sinkt. Dieser Kamm zieht in NS-licher Richtung und bildet hier die Wasserscheide zwischen dem Wassergebiet des Sebes-Flusses und des Râul Sadului (Zood-Bach). Vom Șteflesti führt ein über 2000 m hoher Rücken nach SW zur Pietra alba (2180 m) hinüber. Die höchste Erhebung dieses Rückens bildet der Cristesti (2204 m). Gegen O zieht ebenfalls ein schmaler Kamm, der stellenweise in breite Kuppen erweitert ist; die höchsten Punkte dieses Kammes sind: Jurcanul (2216 m), Conțul mare (2083 m), Bălândrul mare (2210 m), Vârful Negovanul mare (2136 m), Vârful Jidului (2095 m), Dealul Clăbucetului (2056 m). Dieses Gebiet wird aus Granatglimmer-

schiefer (mit Disthen, Staurolith, Turmalin) aufgebaut. Das Einfallen ist durchaus gegen N gerichtet unter 10° – 15° .

In die Nordostlehne des Steflesti ist ein grosses Kar eingeschnitten (Fig. 6), das sich gegen NO öffnet. Die Umgrenzung desselben bildet einen halbkreisförmigen Bogen. Die steile Felswand

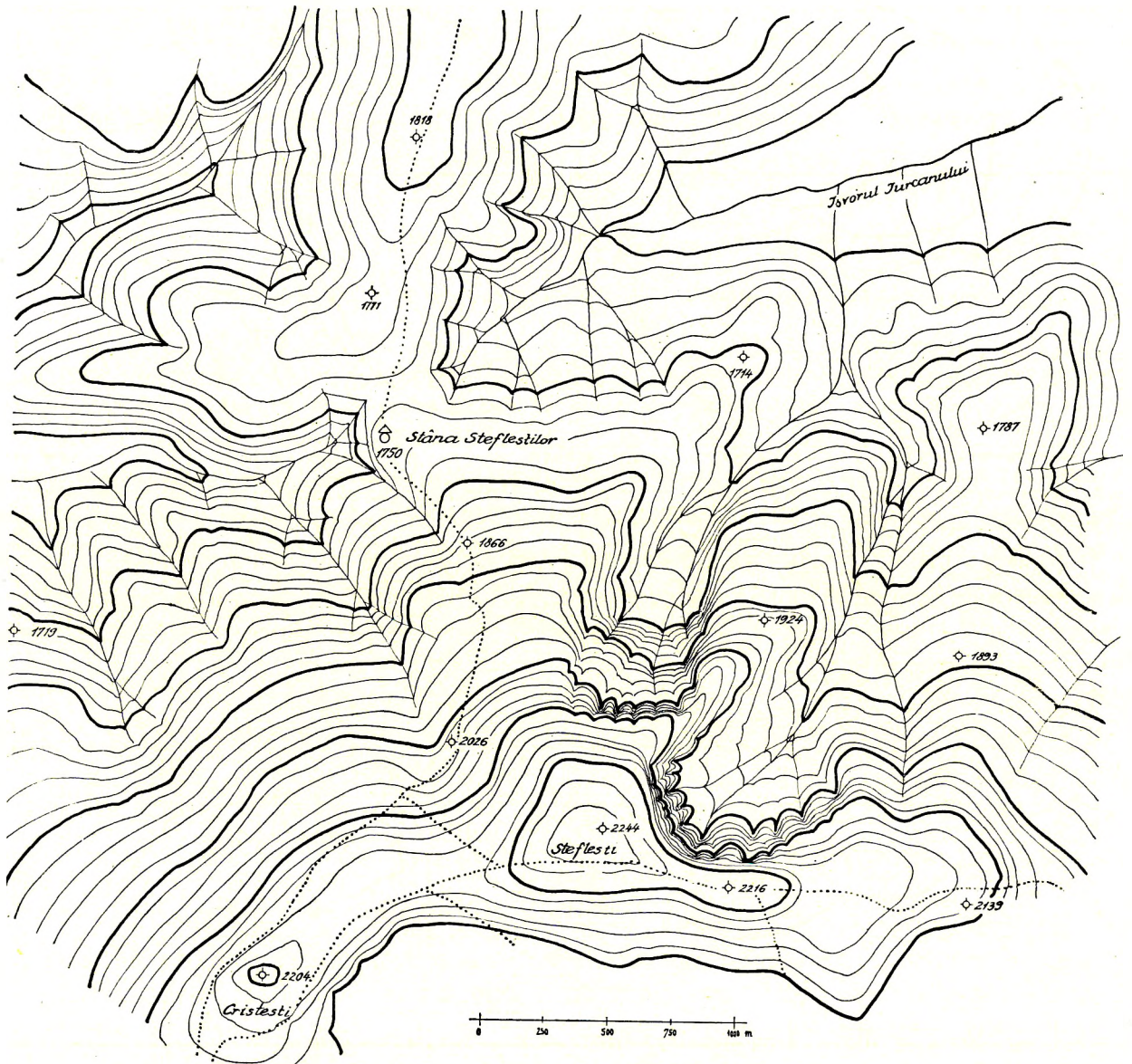


Fig. 6. Topographie der Umgebung des Steflesti.

des Kars in seinem südwestlichen Teil ist etwa 180 m hoch. Gegen S und SO wird das Kar durch den nördlichen Teil des Jurcanul begrenzt. Die nordwestliche Seite wird durch einen schmalen Kamm gebildet. In der steilen Felswand wurden durch Schmelzwasser und Regenwasser mehrere Furchen gebildet. Am Fusse dieser Wand liegen Glimmerschieferblöcke herum und auch feineres Trümmer-

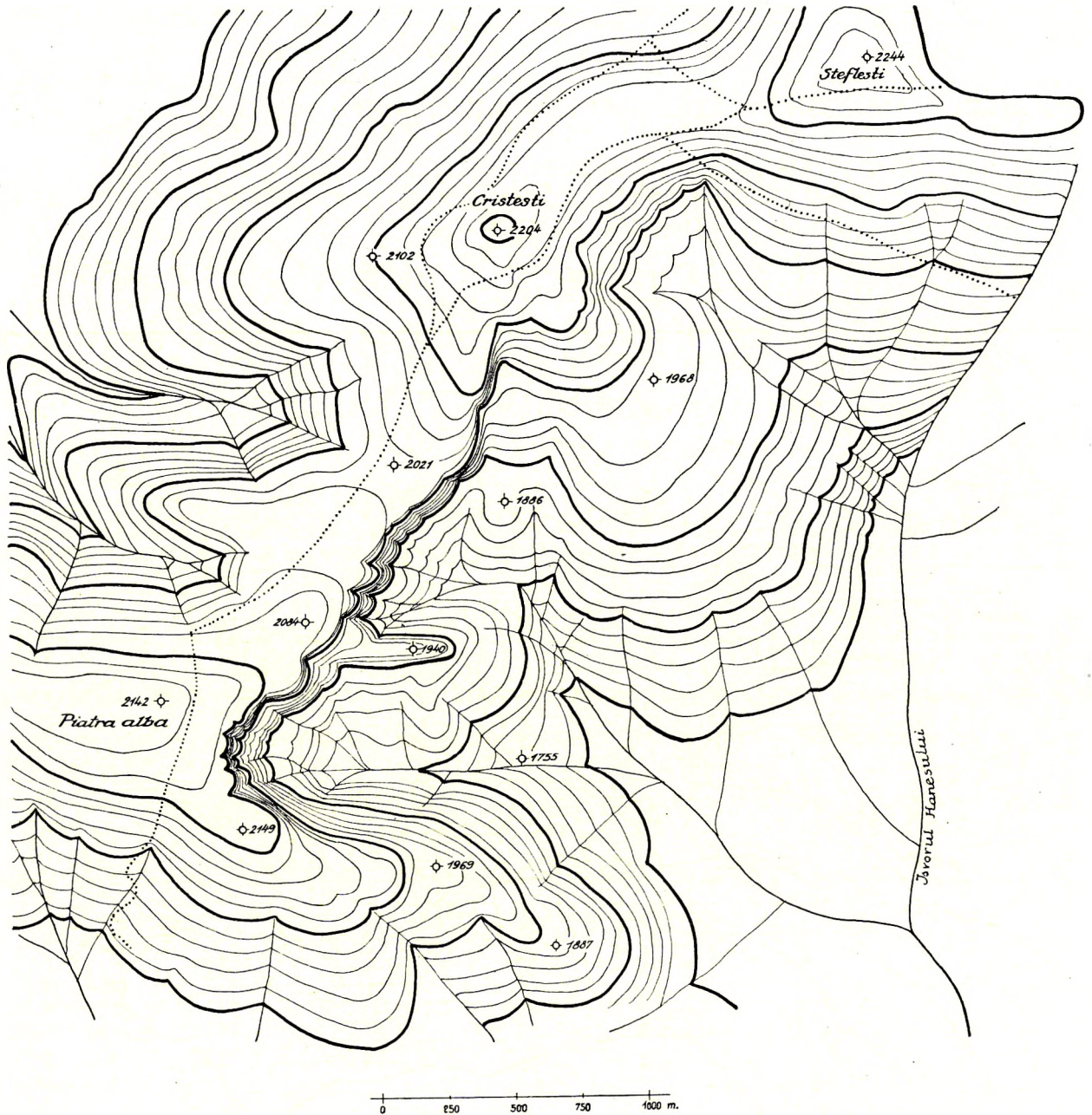


Fig. 7. Topographie der Gegend zwischen Piatra alba und Steflești.

material und Schwemmaterial bedecken die Oberfläche der Karsohle. In etwa 1990 m Höhe kann man die Sedimente eines ehemaligen Sees: Sand, Lehm, verschieden grosse Blöcke — beobachten. Diese liegen in einer flachen Vertiefung, im Becken des ehemaligen Teiches. Die feinkörnigen Ablagerungen der Teiches waren teils mit Gras bewachsen. Die Ausdehnung des ehemaligen Teiches konnte nicht ganz genau festgestellt werden; in NO-licher Richtung dürfte die Länge des Sees etwa 90—100 m betra-

gen. Am Zeitpunkt meiner Untersuchungen (am 15. Juli 1913) war in der Vertiefung kein stehendes Wasser vorhanden. Die grasbewachsenen Teile des Beckens zeigen, dass das Wasser schon seit längerer Zeit fehlt. Auf der Spezialkarte aus dem Jahre 1876 ist ein kleiner See angegeben. Die Länge desselben ist in NO-licher Richtung etwa 100 m. Gegen NO wird die Vertiefung durch einen Trümmerwall begrenzt, der aus grösseren Blöcken und aus feinerem, sandigem Material besteht. An der Oberfläche desselben stehen Krummholzsträucher und einige kleine Wacholderbüsche. Er ist ferner fleckenweise mit Gras bedeckt. Der kleine Bach hat sich ein Tor eingeschnitten. In seinem weiteren Verlauf fliesst der Bach in einem in Lehm und Trümmermaterial eingeschnittenen Bett. Krummholz bekleidet das Tal abwärts bis etwa 1860 m.

Im nördlichen Teil des Steflesti ist ein kleines Kar eingesenkt. Die Umrandung desselben ist weniger steil. Die Sohle flacht ziemlich sanft (etwa 100 m auf 100 m Länge) gegen N ab.

Das grosse Kar ist oben etwa 600 m, das kleinere ungefähr 400 m breit. Die Wässer aus beiden vereinigen sich im Isvorul Jurcanului und dieser fliesst in den Râul Sadului.

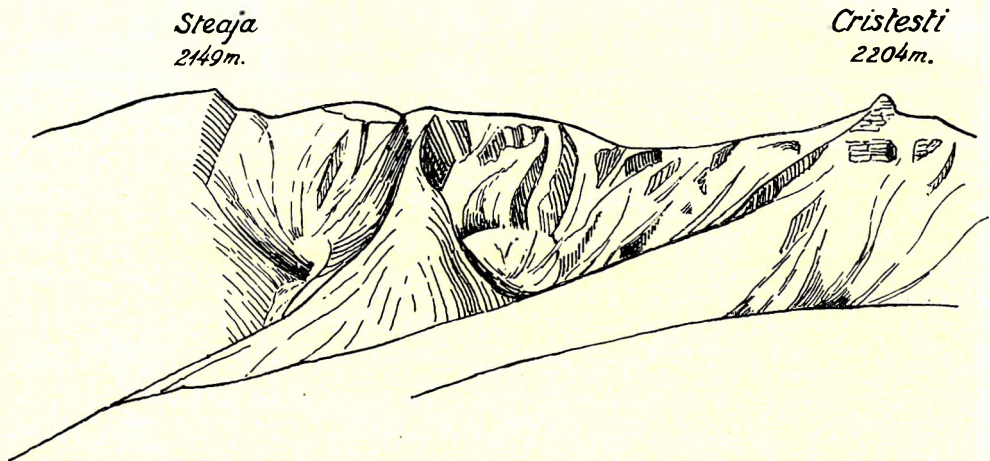


Fig. 8. Kare zwischen Steaja (Piatra alba) und Cristesti vom Kreuz oberhalb der Stăna Hanesului aus gesehen. (Gezeichnet am 14. Juli 1913.)

Zwischen Cristesti (2204 m) und Piatra alba (2180 m) zieht der oben erwähnte Rücken in SW-licher Richtung. Die Höhenkoten dieses Rückens liegen über 2000 m: 2102 m, 2020 m, 2084 m, 2142 m, 2149 m, 2180 m, 2059 m. In die südöstliche Lehne dieses Rückens wurden zwischen Cristesti und Piatra alba (Steaja) zwei Hängekare eingeschnitten (Fig. 7).

Das in den östlichen Teil der Steaja eingesenkte Kar wird in seinem westlichen und südwestlichen Teil durch eine steile Wand gebildet, die die Talsohle des Kars mantelförmig umgibt. Der Abfall der Wand von 2090 m bis hinunter zur Höhe von 1900 m ist sehr steil, weiter nach unten sanfter. Am Karboden ist kein eigentlicher See vorhanden. Es sind nur Spuren eines durch Trümmerwerk fast vollständig aufgefüllten Sees zu finden; die Sohle konnte konkav, flach tellerartig ausgebildet gewesen sein. Heute (14. Juli 1913) ist die Vertiefung beinahe vollkommen ausgefüllt. Zwischen den Blöcken bleibt nur zeitweise etwas Wasser stehen — als eine letzte Erinnerung an einen See. Die Sohle ist vielmehr in einen gewöhnlichen Quellentrichter umgestaltet worden. Gegen S wird das Kar

etwa in 1·5 km Länge durch einen Rücken abgesperrt, der sich von 2149 m Höhe gegen O allmählich bis 1887 m abdacht. An der Nordseite wird es durch einen etwa 0·75 km langen Kamm begrenzt, der von 2084 m Höhe nach O bis 1800 m sinkt.

Durch den letztgenannten schmalen Kamm vom erwähnten Kar getrennt, liegt das zweite kleine Kar zwischen Cristesti und Piatra alba. Es ist in eine Oberfläche von 2010 bis 2080 m ü. d. M. eingeschnitten. Gegen W fällt die Wand der Nische sehr steil bis etwa 1900 m herab. Wie aus der Fig. 8 ersichtlich, wird die Nische unten beinahe vollständig umschlossen, nur im östlichen Teil des Walles ist ein schmales Tor bis etwa 1810 m Tiefe eingeschnitten, durch welches das Quellwasser herausfließt. Der südlich gelegene Kamm ist gegen W sehr schmal, so dass hier die beiden

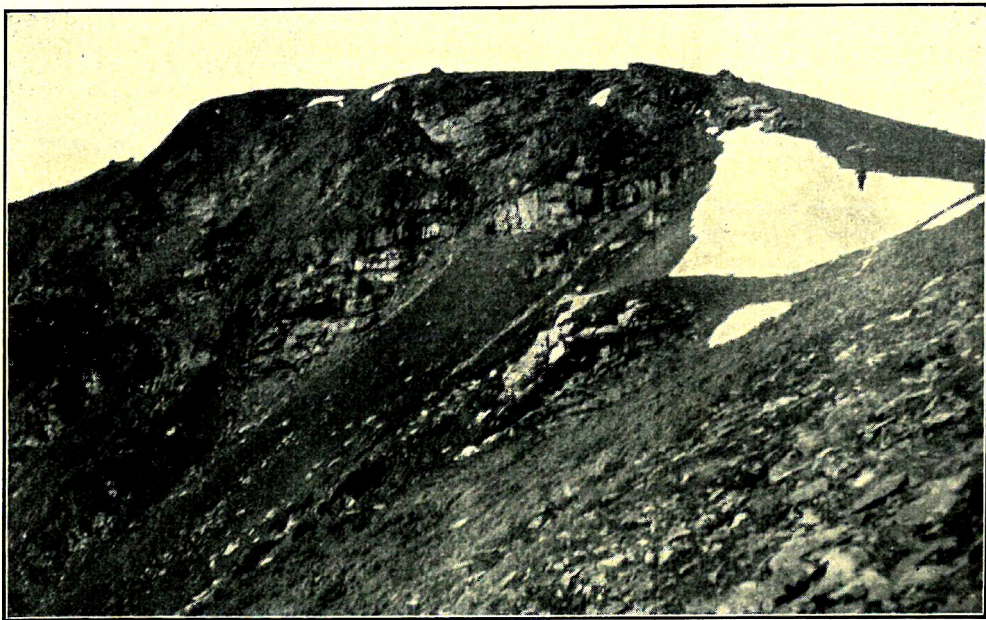


Fig. 9. Schneeflecken am oberen Rand des Kars des Steaja-Gipfels.

Kare fast zusammenhängen. Obwohl die mit Trümmerwerk beladene Sohle der Nische sehr schwache Spuren einer Aushöhlung zeigt, ist kein Teich vorhanden.

Beide Hängekare (Fig. 8) sind gegen O, resp. OSO exponiert. Aus beiden fließt je ein kleiner Bach heraus, die sich etwas oberhalb der Stâna Groapei jipoasa in etwa 1660 m Seehöhe (barometrische Beobachtung) vereinigen. Das Wasser fließt in den Isvorul Hanesului und speist den Lotru. In den Karen liegen im Juli noch immer grosse Schneeflecken (Fig. 9).

Südwestlich von der Piatra alba ragt die breite Masse des Dealul Balului (2031 m) hervor. Am Aufbau des Berges nehmen Glimmerschiefer, Pegmatite und Amphibolite teil. Nach NO führt ein 1950–2060 m hoher Rücken zug zu der in Luftlinie etwa 3 km weit liegenden Piatra alba hinüber. Gegen SW senkt sich der Zug über den Dealul Seracinu (1951 m) in das Lotru-Tal (etwa 1260 m) hinunter. In den südöstlichen Abhang des Dealul Balului wurde ein kleines Hängekar eingeschnitten (Fig. 10).

Das Kar ist gegen O geöffnet. An der Westseite desselben erhebt sich die steile Wand bis 1930 m ü. d. M. (barometrische Beobachtung). Der Abfall von 1930 m bis 1800 m entfällt auf etwa 80–100 m horizontale Länge. Nach N und NO wird die Karnische durch einen, in südöstlicher Richtung ziehenden Vorsprung begrenzt. An der südlichen Seite wird sie bogenförmig umgrenzt. An der Sohle ist kein Teich vorhanden. Im nördlichen Teil der Nische liegt Trümmerwerk. Der untere Teil ist mit Gras bewachsen. Das Quellwasser des Kars wird durch einen steil herabfallenden, kleinen Bach in den Isvorul Gotia geführt.

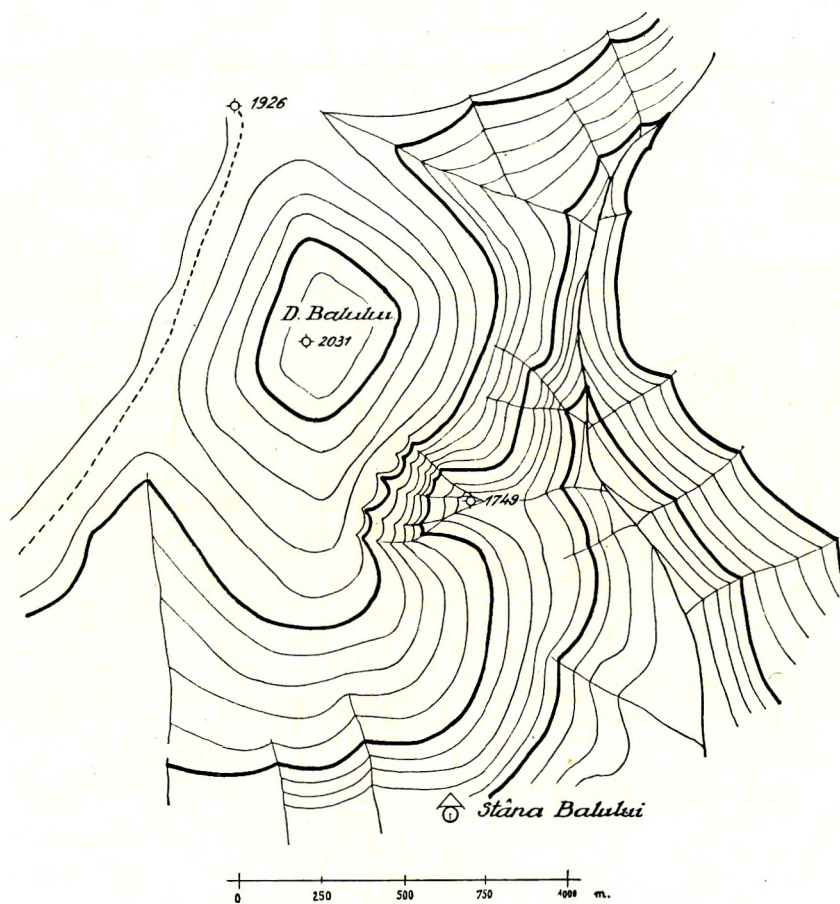


Fig. 10. Topographie des Dealul Balului.

Der typische Hängekar-Charakter lässt sich am besten aus etwas grösserer Entfernung beobachten: z. B. vom linken (östlichen) Ufergebiet des Isvorul Gotia lässt sich die Lage des Kars gut überblicken. Eine sehr gute Aussicht bietet sich von den Kuppen (1857 m und 1818 m) nordöstlich von der Stâna Gotia din sus. Dieses Kar hat die niedrigste Lage im ganzen Hochgebirge.

Die Massenerhebung des Steflesti—Piatra alba-Gebietes findet ihre Fortsetzung gegen O in den weiter oben erwähnten Erhebungen: Conțul mare, Bălândrul mare, Vârful Negovanul mare, Dealul Clăbucetului, Vârful Jidului. Diese Erhebungen sind die Reste der alten Rumpffläche und sie werden durch etwa 2000 m hohe Rücken miteinander verbunden.

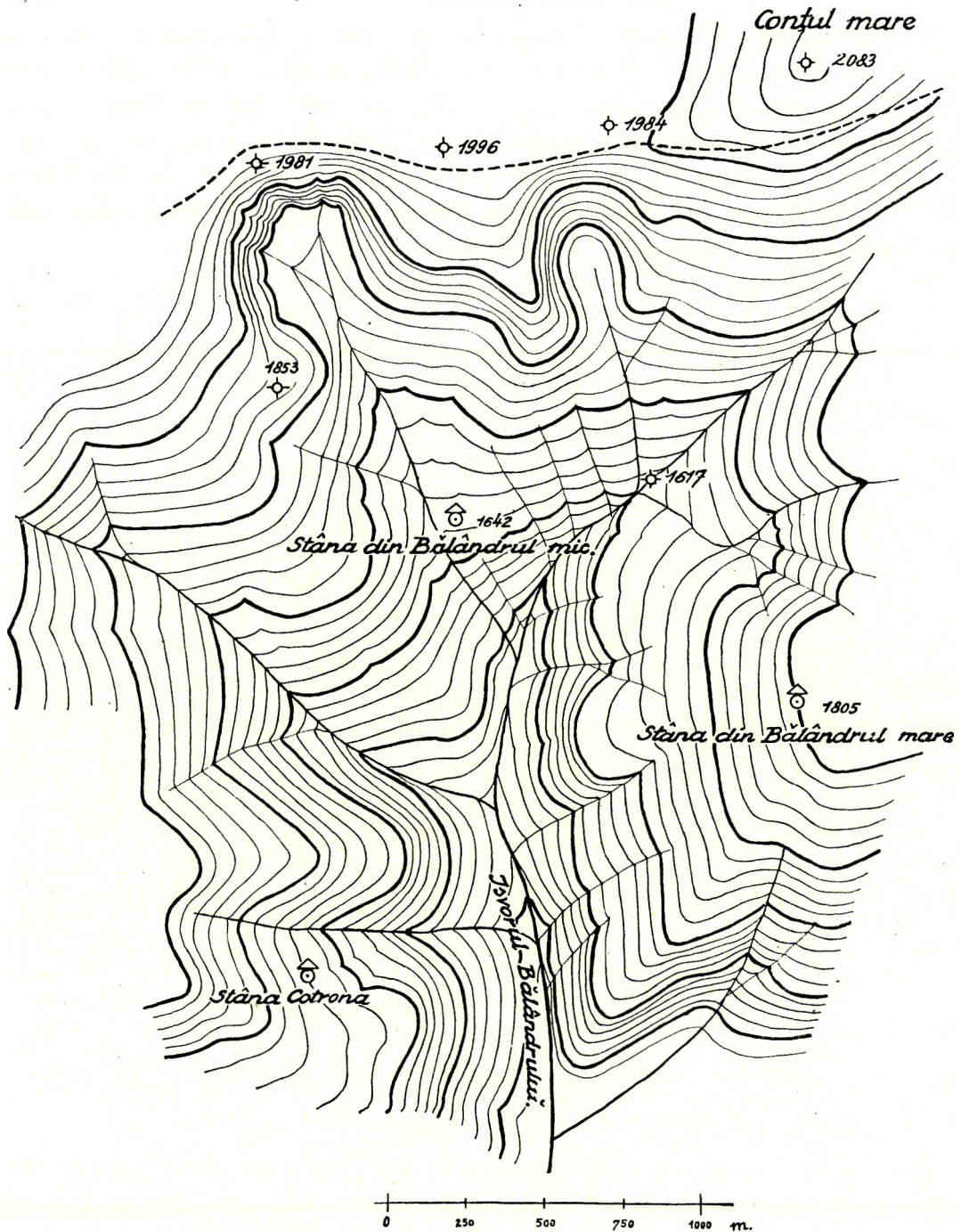


Fig. 11. Topographie der Umgebung der Stâna din Bălândrul mare.

Trotz der ansehnlichen Höhe dieses Gebietes konnte ich keine unzweifelhaften Spuren einer pleistozänen Glazialerosion nachweisen. Zwischen Conțul mare und Jurcanul gibt es jedoch zwei Quelltrichter im Quellgebiet des Isvorul Bălândrului, die — obwohl in ziemlich niedriger Lage — vielleicht als ehemalige Karbildungen gedeutet werden könnten.

Namentlich an der Südseite des Kammes zwischen Jurcanul und Conțul mare sind zwei halbkreisförmige Quelltrichter eingeschnitten; beide sind gegen SO geöffnet. Die Lage derselben lässt sich aus Fig. 11 beurteilen. Ob sie nur einfache Wildbachkessel darstellen, oder ob sie nachträglich durch die Erosion in Wildbachkessel umgewandelten Karen entsprechen, konnte nicht entschieden werden.

Westlich vom Sebes-Fluss bildet das Gebiet des Surianu die höchste Massenerhebung.

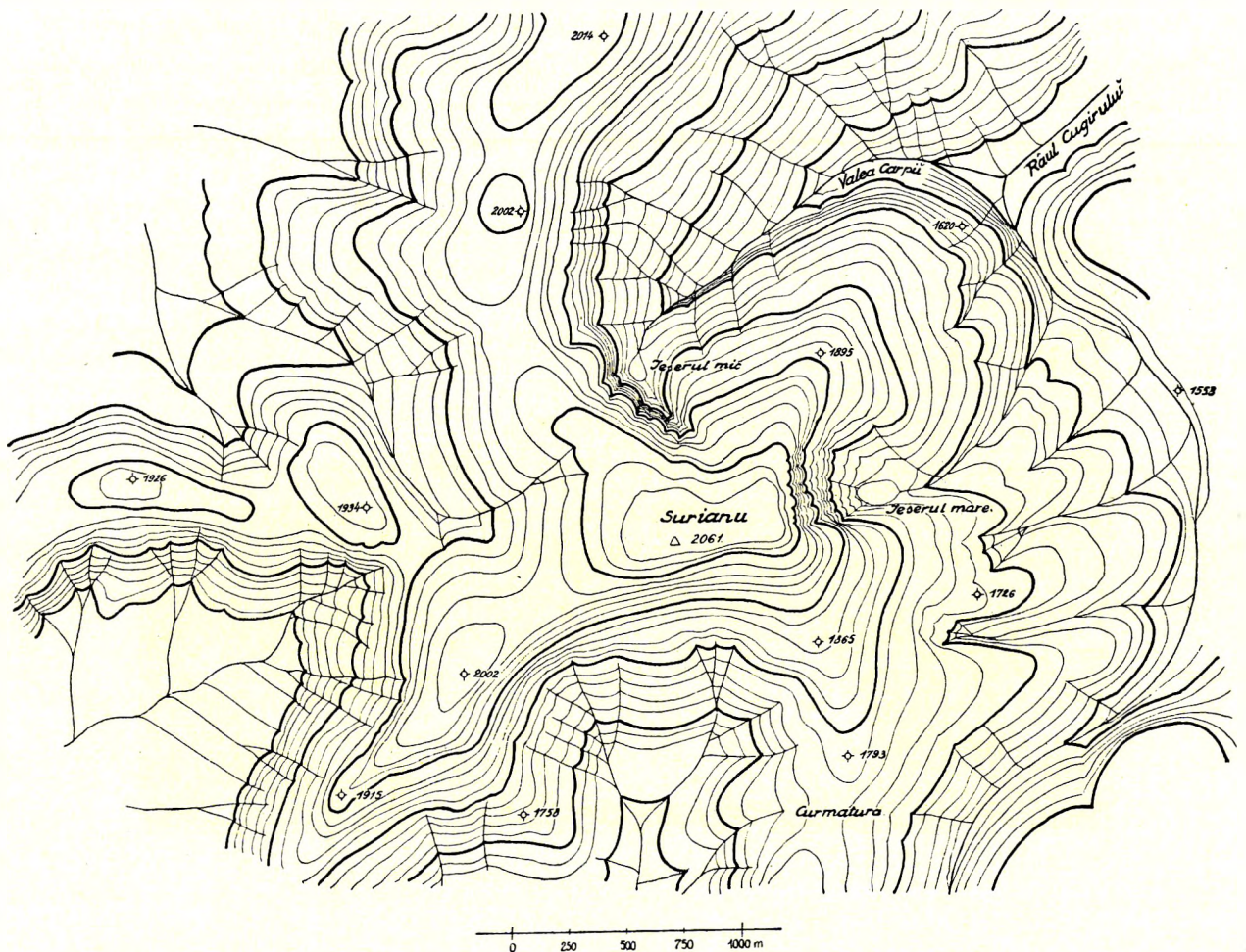


Fig. 12. Topographie der Gegend des Surianu.

Der höchste Punkt kulminiert im Vârful lui Petru (2133 m). An den breiten Abhängen desselben können keine Spuren der pleistozänen Glazialerosion nachgewiesen werden.

Gegen NW ragt das Massiv des Surianu (2061 m) hervor. Es setzt sich nach N in einem schmalen (250 bis 500 m breiten) Rücken fort. Die auf der Karte 1:25000 an diesem Rücken angegebenen Höhenkoten sind die folgenden: 1967 m, 2007 m, 2014 m, 1941 m, 1940 m. In etwa 4·2 km Länge bleibt der Rücken in dieser Höhe, weiter gegen N dacht er sich sanft ab. Nach W schliesst sich in etwa 5 km Länge der ebenfalls über 1900 m hohe, breite Rücken der Pârva an. Im Aufbau dieser Erhebungen spielen die Glimmerschiefer und Pegmatite die wichtigste Rolle.

In diesem Gebiet sind unzweifelhafte Spuren der Eiszeit zu erkennen. Als Beweis dienen die östlichen und nördlichen Felshänge des Surianu (Fig. 12).

An der Ostlehne des Surianu befindet sich eine kleine Karnische. Sie wird nach W von einer steilen, fast halbkreisförmig gebogenen Wand von etwa 200–220 m Höhe begrenzt. Diese Nische wurde bereits durch LEHMANN ausführlich beschrieben. Wie bereits aus seiner Beschreibung hervorgeht, wird der Talboden der Nische durch einen über 20 m hohen Trümmerwall in zwei Becken gesondert. In dem nördlichen hat er zwei kleine Teiche gefunden. In dem südlichen liegt unmittelbar unter der Felswand der Grosse See (Jeserul Surianului). Bezüglich der Einzelheiten verweise ich auf die Abhandlung von LEHMANN. Er hat die Umgebung des grossen Sees sehr sorgfältig untersucht und als „eine typische Moränenlandschaft“ bezeichnet. Ich gebe hier bloss das Resultat seiner Untersuchungen

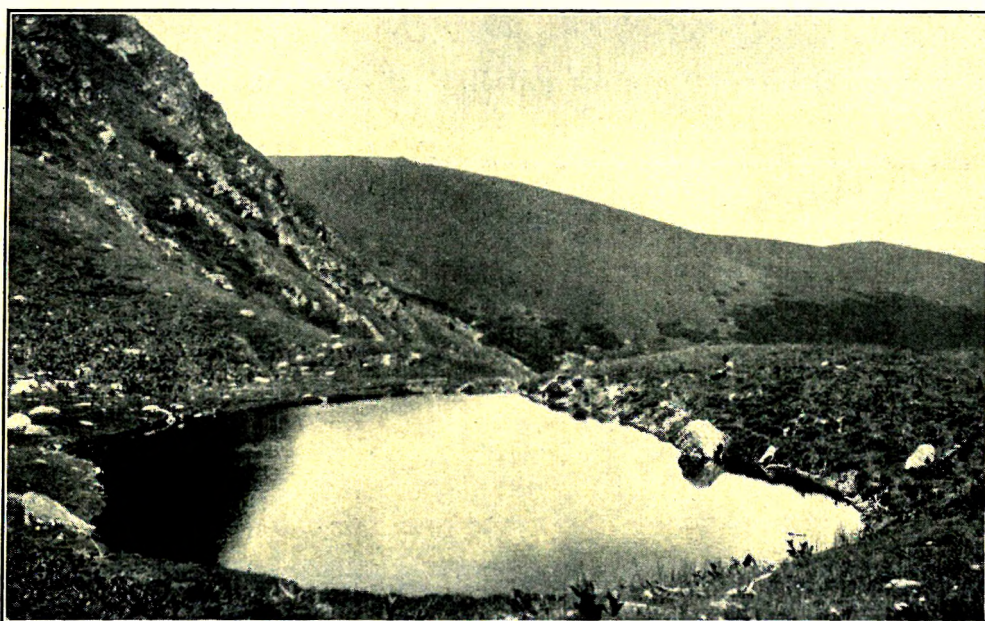


Fig. 13. Der Kleine See (Jeserul mic) am Surianu.

wieder: „Der Zirkus unter dem Surianu war einst von einem kleinen Gletscher erfüllt, der sich bis zu 1650 m hinab, ein Kilometer weit über dem flachen Abhang ausbreitete und später noch eine Zeitlang in etwa 1800 m endete, wo heute die mit Fichten bewachsene Moräne eine Etappe des Rückzuges bezeichnet“.

Zu seiner Beschreibung möchte ich noch folgende Bemerkung hinzufügen. Der grosse See (Jeserul Surianului) war am 13. Juli und am 6. August im Jahre 1912 etwa 56–60 m lang, etwa 50 m breit und er bildete eine Einsenkung in einem seichten Felsbecken, welches in Gesteinstrümmern lag. Die grösste Tiefe dürfte nur 3 m erreichen. Sein Wasser wurde anscheinend durch eine flache moränenartige Bodenwelle gestaut. Da dieser Damm dicht bewachsen war, konnte nicht mit Sicherheit festgestellt werden, ob es sich dabei tatsächlich um eine Moräne handelte. Nordwestlich vom grossen See

befand sich ein kleineres, mit üppiger Vegetation bedecktes Seebecken, das durch den von LEHMANN erwähnten Trümmerwall (wahrscheinlich eine Seitenmoräne) vom grossen See getrennt war.

In der nordöstlichen Lehne des Surianu eingesenkt liegt das Kar des Jeserul mic. Dieses wurde durch LEHMANN nicht untersucht. Es ist in eine 1967 bis 2000 m hohe Oberfläche des Peneplains eingeschnitten. Es wird vom vorigen Kar durch einen nach NNO verlaufenden Rücken getrennt. Gegen N und SW wird die Karnische durch eine steile Wand abgegrenzt. Hart am Fuss dieser Wand, im nördlichen Teil des Kars liegt in einer Höhe von etwa 1890 m (barometrische Beobachtung) der kleine Jeserul-See, der den Rest eines mit Geröll angefüllten grösseren Seebeckens darstellt. Bei meinen Untersuchungen (am 4. und 6. August 1912) war dieser See in N-S-licher Richtung etwa 40 m lang (Fig. 13).

Im Zusammenhang mit diesen Verhältnissen ist noch zu erwähnen, dass in diesen Tälern Spuren von Schnee stellenweise bis gegen Mitte August erhalten bleiben, in den Karen des Surianu aber bis Ende August Schnee zu finden ist.

Im westlichen Quellgebiet des Valea Pârviu-Tales, an der Nordlehne der Pârva, bilden die Glimmerschieferfelsen oberhalb 1800 m ü. d. M. einen sehr steilen Abhang. Die Ausgestaltung der Oberfläche dieser steilen Wand erinnert an die Form der Wand eines Kars. Es liegt hier keine typische Nische vor. Trotzdem halte ich es für sehr wahrscheinlich, dass hier ebenfalls die Spuren der pleistozänen Glaziation vorliegen.

GLIEDERUNG UND TEKTONISCHE ZÜGE DES KRISTALLINS.

Das Sebeser- und Zibins-Gebirge besteht im wesentlichen aus kristallinen Schiefen. Nur in den randlichen Teilen gegen SW, ferner am nördlichen Saum des Gebirges treten tithon-neocene Kalksteine und Bildungen der Kreide auf.

Diese Ablagerungen bilden nicht Gegenstand der vorliegenden Arbeit; der Zweck derselben ist bloss die Bearbeitung des Kristallins.

Es ist der unleugbare Verdienst JOHANN v. BOCKH's, dass er im Krassószörényer Komitate die sehr verschieden ausgebildeten kristallinen Schiefer in einheitliche Gruppen zusammenfasste. Er unterschied drei Gruppen. Die I. Gruppe besteht überwiegend aus verschieden ausgebildeten Gneisen: grobkörniger *Aplitgneis*, *Amphibolit*, *Granitgneis*, *Amphibolgneis* mit *Aplitlagen* usw. Die II. Gruppe umfasst Gesteine, die in dieser Gruppe sehr charakteristischer Weise auftreten, namentlich die glimmerigen *Gneise*, *Glimmerschiefer*, oft mit *Granat*, *Staurolith*, *Disthen*, *Turmalin*, mitunter mit Einlagerungen von *Marmor*. Er hat diese Gesteinsserie in seinem Arbeitsgebiet, südlich der Almás, festgestellt. In anderen Gebieten dieser Gesteine kommt noch ein kennzeichnender Typus, nämlich der *Augengneis* vor. Die III. Gruppe von BOCKH umfasst etwas weniger stark metamorphosierte Gesteine: *Phyllit*, *Amphibolschiefer*, *Talkschiefer*, *Chloritgneis*, *Grünschiefer*, *serizitführender Glimmerschiefer*, *Serpentin*, *Quarz-* und *Kalkstein-Linsen*. Die ungarischen Geologen, die im Krassószörényer Gebirge Aufnahmen ausführten, haben die kristallinen Schiefer nach dem Vorgang von J. v. BOCKH in dieselben Gruppen zusammengefasst.

J. v. BOCKH war der erste, der festgestellt hatte, dass die — nach unserer Auffassung überschobenen — Gesteine der II. Gruppe der I. Gruppe gegenüber diskordant gelagert auftreten (1878).

Die Einteilung der kristallinen Schiefer in die II. und III. Gruppe von BOCKH konnte auch in anderen Gebieten des Banats ausgeführt werden. Die I. Gruppe konnte aber mit Ausnahme des Gebirges von Orsova in keinem anderen Teil des Krassószörényer Gebirges aufgefunden werden. Diese Tatsache wurde durch F. SCHAFARZIK (1903) festgestellt. Derselbe Forscher wies nach, dass die erste Gruppe in der Einteilung BOCKH's nichts anderes ist, als ein Teil der III. Gruppe, welcher „durch zahlreiche Eruptionen dicht injiziert und stellenweise gänzlich durch dieselben vertreten erscheint“. In 1912 hat er vorgeschlagen, die zwei, wirklich vorhandenen Gruppen einfach als Glimmerschiefer- und Phyllitgruppe zu erwähnen und die numerische Bezeichnung fallen zu lassen. Die kristallinen Schiefer, welche BOCKH in der äusseren Zone des Kerbelec-Granitstockes als erste Gruppe ausgeschieden hatte, sind eigentlich keine kristallinen Schiefer, sondern Eruptivgesteine, welche die Randfazies der Granitlakkolite bilden und allmählich in die Schiefer der Phyllitgruppe übergehen.

Mittlerweile hat L. MRAZEC (1897) eine Einteilung der kristallinen Schiefer im zentralen

südlichen Teile der Südkarpaten gegeben. Er hat zwei Gruppen unterschieden. Die I. Gruppe entspricht durchaus der Glimmerschiefergruppe der ungarischen Geologen. Die II. Gruppe von MRAZEC umfasst *Chlorit-* und *Serizitschiefer* (z. T. der Phyllit der ungarischen Geologen), *Phyllite*, breite Zonen von *Amphiboliten*, *Amphibol-Chloritschiefer*, *graphitische Schiefer*, die oft *Glimmer* und *Feldspat* führen, glimmerige *Phyllite* (mit *Granaten* und *Sillimanit*), *kristalline Kalke*. Charakteristisch sind ferner mässig saure *Granite* mit Anzeichen starker kataklastischer Einwirkungen. Diese Gruppe der kristallinen Schiefer lässt sich mit der Phyllitgruppe der ungarischen Geologen vergleichen.

Die Gesteine beider Gruppen der MRAZEC'schen Einteilung sind paläozoischen Alters: die Bruchstücke derselben kommen in den Karbon-Konglomeraten vor. Beide Gruppen sind zum erstenmale durch die intrakarbone Faltung betroffen worden.

Ferner hat MRAZEC eine vorwiegend sedimentäre Reihe unterschieden, die teils permokarbonschen, teils mesozoischen Alters ist: *serizitische* und *chloritische*, *kalkige* oder *graphitische Phyllite*, mit eingelagerten *Quarziten* (Schela-Formation), *Quarzporphyroide*, *dichte Kalksteine*, *Sandsteine*, *Arkosen*, metamorphosierte *Diabastuffe*, *schwarze Kalkschiefer*, *Mergelschiefer* usw. sind die wichtigsten Gesteine dieser Gruppe. Ein typisches Gestein dieser Gruppe ist auch der *Serpentin*. Diese Gesteine liegen auf der II. Gruppe von MRAZEC.

Die Einteilung von Baron NOPCSA (1905) schmiegt sich im wesentlichen der Auffassung von SCHAFARZIK an. NOPCSA hat aber die liassischen, weniger metamorphosierten Schiefergesteine (*Serizitschiefer*, *Tonschiefer*, *Kohlenschiefer*, *Konglomeratgneis*, *Kalkschiefer*, *Tonglimmerschiefer* usw. nach NOPCSA) von den kristallinen Schiefen abgetrennt und in die Reihe der Liasbildungen gesetzt.

G. M. MURGOCI (1905) hat nachgewiesen, dass die erste Gruppe von MRAZEC, d. h. die Glimmerschiefergruppe der ungarischen Geologen, über die II. Gruppe (Phyllitgruppe der ungarischen Geologen) überschoben ist. Die erstere bezeichnet er als „Getische Decke“, die zweite wäre das Autochton. Die Überschiebung hat zwischen Neocom und Cenoman stattgefunden. (Siehe auch Seite 36.)

Durch die Arbeiten von F. SCHAFARZIK trat dann auch auf ungarischem Boden die Rolle der beiden Gruppen der kristallinen Schiefer hervor, nämlich dass der Gruppe der glimmerigen Schiefer den übrigen gegenüber die Rolle einer Decke zukommt.

A. STRECKEISEN (mit O. SCHMIDT) hat später (1929) die Einteilung der kristallinen Schiefer in zwei Gruppen, ferner die Deutung der Glimmerschiefergruppe (von ihnen Lotru-Kristallin genannt) als eine über das Parângu-Kristallin überschobene Decke bestätigt. Er hat auch die Rolle der sedimentären Reihe präzisiert: diese zwischen I. und II. Gruppe liegende Serie ist „zum Teil autochton, zum Teil gehört sie verschiedenen Schuppen an, zum Teil wird sie als verkehrter Mittelschenkel gedeutet“.

Der überwiegend grösste Teil des Sebeser- und Zibins-Gebirges besteht aus der Glimmerschiefergruppe der kristallinen Schiefer, d. h. aus der ersten Gruppe nach MRAZEC. Da aber die Gesteine dieser Gruppe nicht in allen Teilen der Südkarpaten identisch ausgebildet erscheinen, bezeichnet Verfasser diese Gruppe des behandelten Gebirges als Sebes-Kristallin. Der Grund dieser Benennung liegt darin, dass der Sebes-Fluss ungefähr senkrecht zum Streichen des Gebirges in etwa 82 km Länge alle Gesteinstypen dieses Kristallins aufschliesst. (STRECKEISEN nennt es Lotru-Kristallin nach dem Lotru, der südlich von dem hier behandelten Gebiet ungefähr im Streichen fliesst).

Tifon-neocome Kalksteine kommen am südwestlichen Rand bei Ohábonor, Nagybár, Kri-vádia, ferner auf dem Kristallin bei Várhely und NW-lich von Petrilla vor. Bildungen der oberen Kreide treten nur am Saum des Kristallins auf.

Bereits in den Jahren 1912—1913 wurden vom Verfasser die am Aufbau des Sebes-Kristallins beteiligten Gesteine in verschiedene Gruppen eingeteilt. Man kann die folgenden Gruppen unterscheiden:

1. **Glimmerschiefer** mit *Muskovit* und *Biotit*, meist etwas *Plagioklas* führend. Porphyroblasten von *Granat*, *Staurolith* und *Disthen*, ferner *Turmalin* kommen oft vor.

2. In der Serie der Glimmerschiefer treten ab und zu schwache **Quarziteinlagerungen** auf, die nur wenig *Glimmer* führen.

3. **Mangan- und eisenhaltige Silikate** oft mit *Quarz* bilden dünne, linsenförmige Einlagerungen in den Glimmerschiefern. Durch Oxydation dieser Silikate entstanden oxydische **Mangan- und Eisenerze**.

4. **Granitgneise** bilden kleinere Einlagerungen in den Paragesteinen. Man kann *Biotitgranitgneis* und *Hornblende-Biotitgranitgneis* unterscheiden. Vereinzelt findet man auch *Aplitgneise*.

5. **Schiefergneise** (Paragneise) und **Injektionsgneise**, meist mit einem saueren *Plagioklas*. In dieser Gruppe lässt sich der *Dobra-Gneis* ausscheiden.

Die Rolle der Gruppen 2 und 3 ist sehr gering. Dagegen sind die Glimmerschiefer und Gneise (Para- und Injektionsgneise) die vorherrschenden Gesteine dieses Kristallins. Sie sind mit Übergängen verbunden und können im Felde bei der geologischen Kartierung nicht mit sicherer Genauigkeit unterschieden werden. Der *Dobra-Gneis* wurde auch auf der Karte ausgeschieden.

6. **Augengneise** mit Mikroklinaugen sind an mehreren Stellen den Paragesteinen eingeschaltet.

7. **Pegmatite** und **Aplite**. Die Paragesteine enthalten zahlreiche Injektionen von diesen Gesteinen; ganze Injektionszonen haben sich ausgebildet. Besonders die Pegmatite kommen auch in etwas mächtigeren Gängen und Nestern vor, die teilweise auch die Ausgestaltung der Morphologie bedingten.

8. Die **Amphibolite** bilden Einlagerungen in den Glimmerschiefern und Gneisen. Sie gehören verschiedenen Typen an.

9. **Pyroxenite**, **Peridotite**, **Grammatite** teilweise serpentinisiert, treten etwas seltener auf.

10. **Serpentine** kommen in sehr verschiedener Ausbildung an mehreren Punkten vor. Nordwestlich vom Surianu in der Gegend des Dealul Negru (1866 m) bilden sie einen längeren Zug.

11. **Quarzporphyrite** wurden nördlich von der Surianu—Cândrele-Linie in Form von sehr schwachen Gängen beobachtet. Sie kommen sehr untergeordnet vor.

Kristallinische Kalksteineinlagerungen kommen sehr untergeordnet im nördlichen Teile des Gebirges vor und sie wurden durch Gy. HALAVÁTS nachgewiesen. Sie bilden Einlagerungen in Gesteinen, die von den typischen Gesteinen des Sebes-Kristallins oft etwas abweichen, die aber von HALAVÁTS in die Glimmerschiefergruppe gestellt wurden.

Die kristallinen Schiefer der Sebes-Kristallins zeigen die Charakterzüge der Kata-Mesozone. Alle Gesteine sind hochkristallin, auffallend frisch. Kataklastische Einwirkungen lassen sich höchstens an den Quarzkörnern beobachten und zwar in der Form von schwacher Felderteilung und mehr oder minder wogender Auslöschung. Manchmal zeigen auch die Zwillingslamellen der Plagioklase schwache Biegung. In manchen Gesteinen findet man

Spuren von sekundären Umwandlungen, z. B. Serizitbildung, Epidotisierung (Saussurite), aber keineswegs so stark entwickelt, wie in den Gesteinen der Phyllitgruppe. Stärkere kataklastische oder mylonitische Strukturen fehlen gänzlich. Die Struktur der Gesteine ist immer typisch kristalloblastisch. Nach der SANDER'schen Auffassung sind die hierhergehörigen Gesteine posttektonisch kristallisiert.

Einige Gesteine, namentlich die *epidotreichen Amphibolittypen*, bilden Übergänge in die Epizone. (Vergl. Kapitel: Epidotamphibolite.)

An dem nordöstlichen Rande des Gebirges schliesst sich der mächtigen Masse des Sebes-Kristallins eine schmale Zone von weniger stark metamorphosierten kristallinen Schieferen an. Dieses Fogarascher Kristallin (STRECKEISEN) beginnt in der Umgebung von Guaro und gegen das Olt-Tal wird es breiter und weiter, nach O setzt es sich im Fogarascher Gebirge fort. Diese Serie wurde durch die ungarischen Geologen in die Phyllitgruppe gestellt. Die charakteristischen Gesteine dieser Gruppe sind im Sebeser- und Zibins-Gebirge die Phyllite, Serizitschiefer, Chloritschiefer, Amphibolite usw.

Diese Schiefer besitzen mehr epizonale Charakterzüge. In der Umgebung von Resinár liegen sie auf dem Sebes-Kristallin.

Am nordwestlichen und nördlichen Saum des Gebirges hat bereits Gy. HALAVÁTS (1905, 1906, 1910) in Begleitung von stark glimmerigen *Paragneisen* und *Augengneisen Phyllite, Chloritphyllite (Chloritschiefer), Graphitschiefer* beobachtet. Im unteren Teil dieser Serie hat er auch das Vorhandensein eines *kristallinen Kalksteins* festgestellt. Der Kalkstein führt etwas Muskovit und bildet eine 3–4 m mächtige Einlagerung, welche durch Chloritphyllit in zwei Lagen getrennt wurde. Das sind diejenige Kalksteinen, die oben als Anhang angeführt wurden (Dealul Tonii, Dealul Ples, Dealul Varului, südlich Kerpenyes usw.).

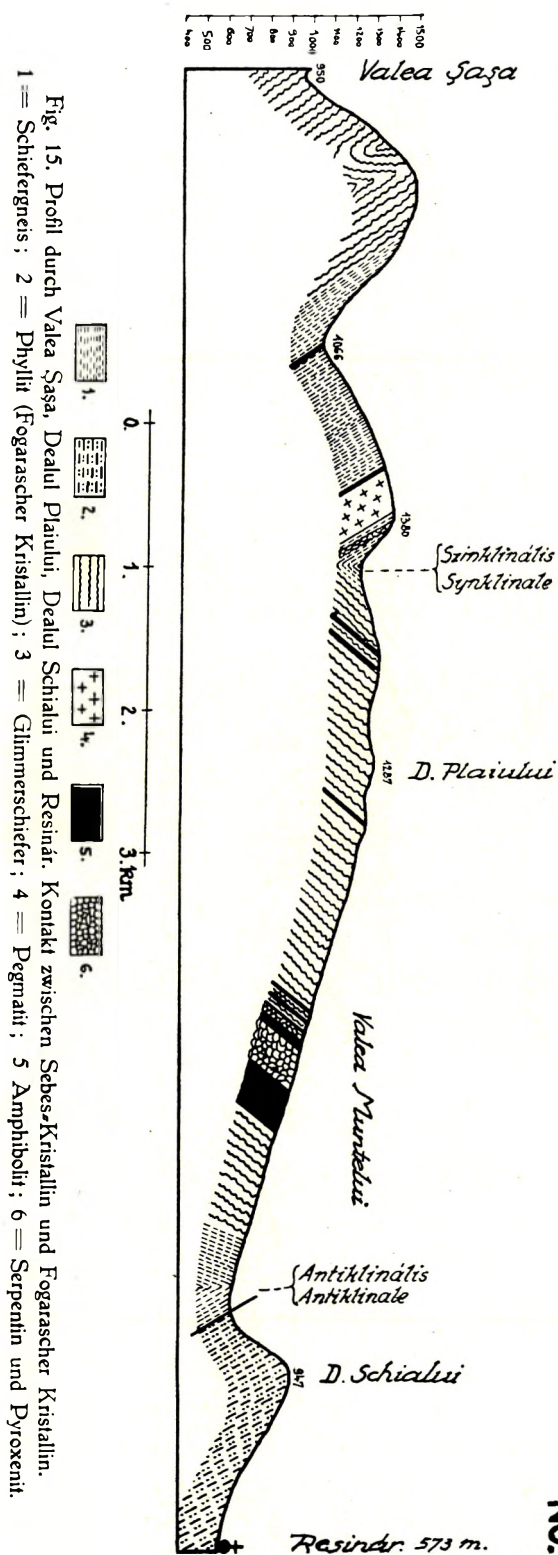
HALAVÁTS hat diese Gesteine zur Glimmerschiefergruppe gerechnet. Ob diese kristallinen Schiefer wirklich zu dieser Gruppe gehören, oder ob sie eine andere kristallinische Serie repräsentieren, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden. Eine genaue petrographische Untersuchung dieser Gesteine steht noch aus. STRECKEISEN vergleicht das Sebes-Kristallin mit der Silvretta der Alpen.

MURGOCI (1905) hat die tektonische Lage des Sebes-Kristallins untersucht und er ist zu der Auffassung gelangt, dass dieses Kristallin über die weniger metamorphosierten, phyllitischen Gesteine des Parângu-Gebietes überschoben ist. Das Sebes-Kristallin bildet eine Decke.

Das Sebes-Kristallin ist meist sanft gefaltet. Man findet meist Einfallen zwischen 10 und 35°. Einige diesbezügliche Daten seien hier angeführt: Vârful lui Petru: 20° 35°, Sürianu: 22° 20°, Stâna din Dosul lui Brat: 22° 30°, Dealul Taia: 18° 20°, Dealul Dobrei (1827 m): 20° 25°, Dealul Paltinei (1688 m): 22° 30°, Dealul Domnilor (1743 m): 4° 30°, Picioarele Domnilor: 4° 15°, Foltea: 2° 15°, Gunguresul: 22° 15°, Frumoasa: 23° 20°, Comanda: 23° 5–10°, am südlichen Rand: horizontal, Dealul Şerbota mare: 1° 20°, Stâna Steflestilor: 22° 35°, Steflesti: 24° 10°, Cristesti: 23° 5–10°, Vârful Negovanul mare: 21° 15°, Vârful Dobrunului: 1° 20°, Vârful Buklia: 4° 30°, Vârful Sterpului: 8° 35°.

Im südlichen Teil des untersuchten Gebietes ist das Kristallin stellenweise steiler gestellt und manchmal in lokale kleine Falten gebogen. Hier findet man oft abwechselnd gegen N und S gerichtete Einfallen.

Gegen N, in der Nähe der Antiklinale ist das Einfallen meist steil, z. B.: Dobra-Tal: 12° 30–50°, Dealul lui Ivan Baiu (1278 m): 2° 60°, Pârâul Ardeifului: 22° 80°, Teiuşul (951 m, west-



Dealul rece (1307 m) gegen Plevaia (1253 m) und Piscul Glivii (1153 m) und weiter nach SW gegen Várhely. Diese Antiklinale, vom Verfasser Guraro=Antiklinale genannt, setzt sich nach SO fort, gegen den Olt nimmt sie eine östliche Richtung an und kreuzt das Tal des Olt in der Gegend zwischen Kaiserbrunnen und Valea Medis. Im westlichen Teil der Antiklinale fallen beide Flügel mässig steil (unter $15-45^\circ$) ein; gegen Orlát, Guraro und Resinár sind die Flügel steil ($40-80^\circ$) aufgerichtet, wie dies schon oben betont wurde und im Olt-Tal misst man Einfallen von $30-80^\circ$.

Auf dem nordöstlichen Flügel der Antiklinale liegt in der Gegend von Orlát, Guraro, Resinár das Fogarascher Kristallin auf dem Sebes-Kristallin (Fig. 15). Hier sind beide Flügel steil ($40-80^\circ$) aufgerichtet. Weiter gegen O dehnt sich das Fogarascher Kristallin nach S aus und bildet die Fortsetzung der Antiklinale.

Die grossen Augengneismassen treten in der Nähe dieser Antiklinale auf.

Baron NOPCSA, der bei der Zusammenstellung seiner tektonischen Karte die Original-Aufnahmen des Verfassers benutzt hatte, lässt aus dieser Antiklinale gegen W eine andere Antiklinale aus zweigen, von ihm als Dobokaer Antiklinale bezeichnet. Die Guraro=Antiklinale würde daher seiner Antiklinale von Porkarét entsprechen.

Etwa 10–12 km südlich der Antiklinalachse liegt eine Synklinale, vom Verfasser als Foltea=Synklinale bezeichnet. Etwa (in Luftlinie) 6.5 km nördlich vom Cándrelu, am Nordabhang des Berges Foltea (1971 m), zwischen Coasta Mioarelor (1659 m) und der Stâna Foltei, kann man die Lage der Synklinale feststellen. Von hier zieht sie über das Gebiet des Várful Strâmba mare (1831 m) gegen W etwa entlang des oberen Laufes des Isvorul Tortura=Baches; zwischen dem Haus Mijlocia (horizontale Schichten) und dem Jägerhaus Oașa kreuzt sie das Sebes-Tal. Weiter gegen W

verläuft sie etwa über den Berg Bale (1649 m), nördlich vom Dealul Mlacile (1798 m) macht eine Biegung nach SW und in dieser Richtung lässt sie sich weiter gegen Stâna Dimpului verfolgen.

Gegen O zieht die Synklinale vom Foltea-Berg über Stâna Niculescilor, südlich vom Beșineul (1963 m) biegt sie gegen SO und verläuft etwa in der Richtung nach Stâna din Bătrina mare.

Kleinere Falten von mehr lokaler Bedeutung sind an mehreren Stellen beobachtet worden (Vergl. Kapitel: Glimmerschiefer). Kleine Verwerfungen, manchmal mit Verquetschung der Gesteine verbunden sind nur lokale Erscheinungen.

Über die Lagerung des Sebes-Kristallins im südlichen Teil des Gebietes orientiert auch das schematische Profil Fig. 16.

Da das Gebiet südlich von der alten Grenze gegen Rumänien mir nicht genügend bekannt ist, kann ich auf die Einzelheiten der tektonischen Verhältnisse der Gegend gegen den Lotru nicht eingehen.

Gegen NNO wird das Gebirge durch die Bruchlinie „Körös—Talmács“, gegen NW durch die Bruchlinie „Kudsir“ begrenzt (Baron NOPCSA).

Über den Zusammenhang von Tektonik und Flussnetz kann folgendes hervorgehoben werden.

Es ist nicht zu verleugnen, dass einige Kämmе des Penepains vom Typus Borescu in O—W-licher Richtung, d. h. in der Richtung des allgemeinen Streichens ausgebildet sind. Viele Kämmе verlaufen aber senkrecht zu dieser Richtung. Daher gibt es einen grossen Unterschied zwischen Tektonik und der heutigen Morphologie. Damit will natürlich nicht gesagt werden, dass es neben den erwähnten Kämmen gar keinen anderen Zusammenhang gibt. Manche Täler schmiegen sich mehr oder weniger der Tektonik an.

Das Valea Galbina-Tal (NW-lich von Petrilla) hat sich in N—S-licher Richtung im Streichen ausgebildet. Der lange schmale Kamm zwischen Poiana Ditei und Stâna Boului entspricht der Richtung des Streichens (NNW Petrilla). Der Kamm des Dimpul verläuft im

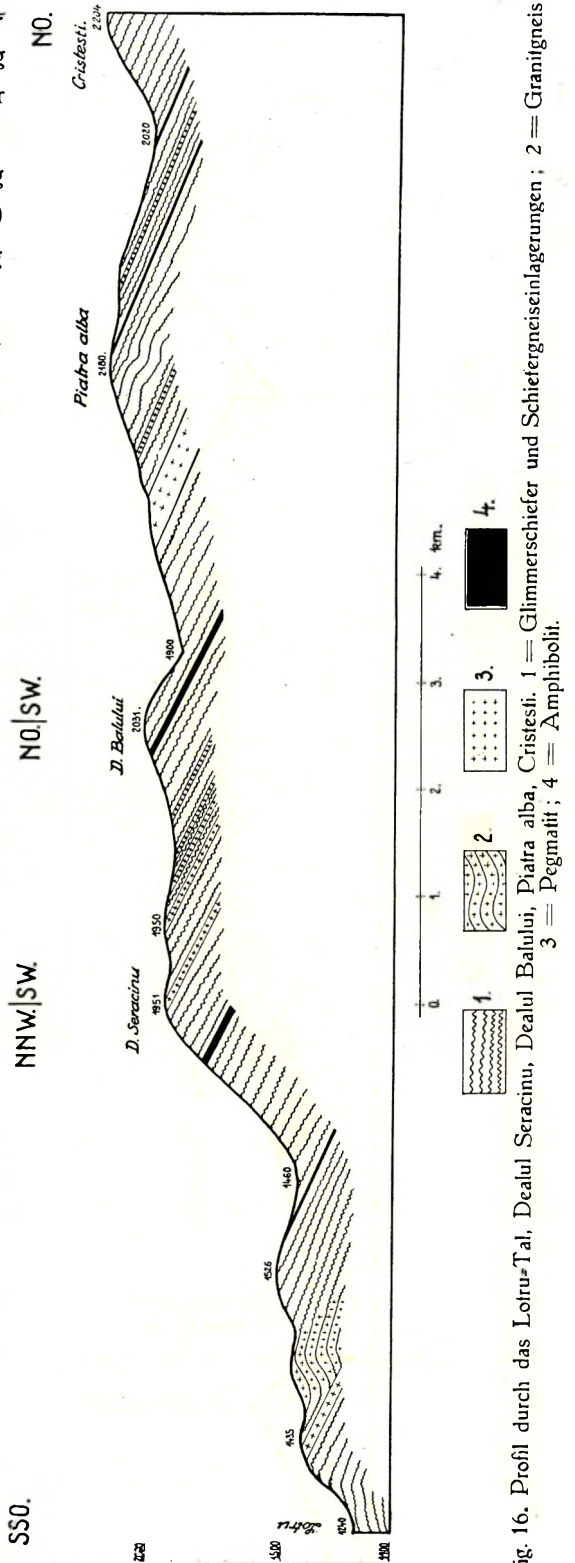


Fig. 16. Profil durch das Lotru-Tal, Dealul Seracinu, Dealul Balului, Cristesti. 1 = Glimmerschiefer und Schiefergneiseinlagerungen; 2 = Granitgneis; 3 = Pegmatit; 4 = Amphibolit.

Streichen. Die emporragenden Serpentin-kuppen in der Umgebung des Dealul Negru (1866 m) bilden einen Zug, der in der Richtung des Streichens verläuft. Der oberste Abschnitt des Râul mic, — oberhalb 1220 m, — liegt parallel dem Streichen (südlich von Kudsir). Ein Abschnitt des Sebes-Flusses (südlich von Oaşa) läuft mehr oder weniger parallel dem Streichen. Der Râul Sadului hat sein Bett zwischen 955 und 1118 m ebenfalls in der Richtung des Streichens eingeschnitten.

Im allgemeinen ist aber der Unterschied ziemlich gross und die Zusammenhänge lassen sich nicht leicht entziffern.

Die Heraushebung der Südkarpaten hat während des ganzen Tertiärs stattgefunden. Die endgültige Heraushebung bis zur heutigen Höhe ist sogar postlevantin, wie diese Tatsache unlängst von L. RUGER für die südöstlichen Karpaten ausgesprochen wurde. Das Sebeser- und Zibins-Gebirge ist wahrscheinlich noch immer in aufsteigender Entwicklung begriffen.

SEBES-KRISTALLIN.

Glimmerschiefer.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT.

Der Glimmerschiefer ist das vorherrschende Gestein des Gebirges. Die anderen Gesteine bilden nur einzelne Zonen, oder Einlagerungen im Glimmerschiefer.

Er ist ein ursprünglich sedimentäres Gestein, das durch Vermittlung von aplitischer—pegmatitischer Injektionen jedenfalls mit Gesteinen von granitischem Charakter in Zusammenhang steht. Die Ausbildung des Glimmerschiefers ist nicht überall gleich. Oft führt er einen saueren Plagioklas in geringer Menge. Ab und zu reichert sich der Plagioklas etwas mehr an und dadurch entsteht ein gneisartiges Gestein. Stellenweise scheinen Feldspate jedoch zu fehlen. Gewöhnlich kommen Muskovit und Biotit gleichzeitig im Glimmerschiefer vor.

Sowohl in den Glimmerschiefern, wie in den Gneisen und auch in den übrigen Gesteinen sind die Gemengteile durchaus sehr frisch erhalten.

In unmittelbarer Nähe der Orthogneise führt der Glimmerschiefer viel Biotit. An der Grenze des Gneises, wie im oberen Abschnitt des Frumoasa-Tales, oder manchmal in den Aufschlüssen der tieferen Täler, zeigt er diese Ausbildung. An verwitterten Stücken, oder im Trümmerwerk ist eine

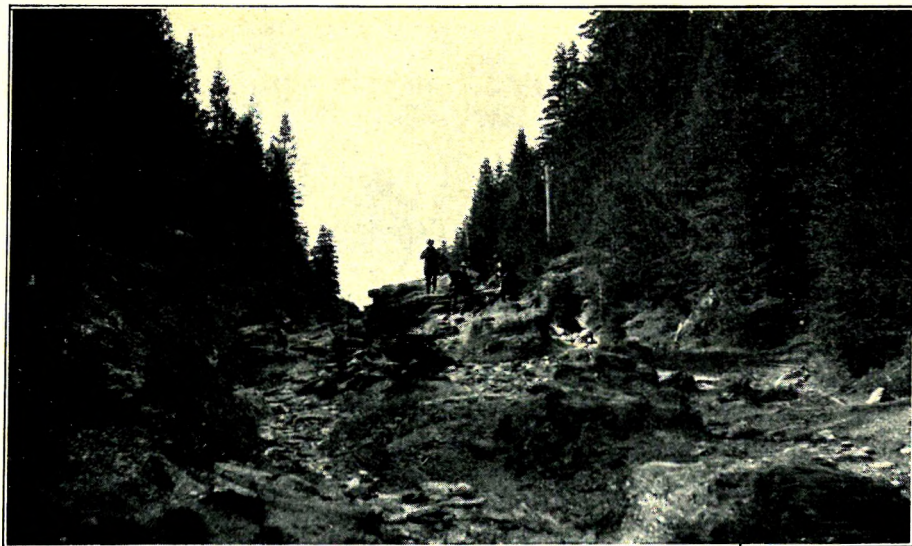


Fig. 17. Glimmerschiefer (Feldspat führend) am Weg südlich von Dus.

Unterscheidung von den Paragneisen sehr schwer. Je weiter man sich vom Gneis entfernt, meist umso mehr tritt der Muskovit in den Vordergrund und an den Stellen, die von pegmatitisch—pneumatolytischen Injektionsprodukten durchdrungen sind, herrscht meist der Muskovit vor.

Der Glimmerschiefer besitzt immer eine mehr oder weniger typische lepidoblastische Struktur. Oft kommt porphyroblastische Ausbildung vor, namentlich in den von Pegmatiten reichlicher durchsetzten Glimmerschiefern. Als Porphyroblasten treten im Grundgewebe des Gesteins: *Granat*, *Disthen*, *Staurolith*, *Turmalin* und seltener *Rutil* auf. Am häufigsten kommt darunter *Granat* vor. Seine Individuen erreichen mitunter einen Durchmesser von einigen cm, wie in der Umgebung des Vârful lui Petru, Cândrelu, Steflesti, Cristesti, Hanesul, Bălândrul mare, Oncesti usw. Der *Disthen* tritt bereits viel isolierter auf, jedoch gewöhnlich in Gesellschaft von *Granat*. Seine Kristalle erreichen oft einige cm Länge, selten Längen über 10 cm (Tafel III, Fig. 3). Gewöhnlich sind sie blaugrau infolge von eingebetteten, schwarzen, opaken Einschlüssen (Kohlenpigment). Aber auch rein durchsichtige, weisse oder blaue Kristalle kommen häufig vor: Cândrelu, Vârful Auşelului, Dealul Paltinei (NO vom Surianu), Spitze der Oaşa, Vârful Negovanul mare (2136 m), Dealul Clăbucetului (2056 m), Vârful Sterpului (2146 m) usw. An diesen Punkten ist der Glimmerschiefer mit *Disthen* oft wahrhaftig angefüllt. *Staurolith* tritt in einigen Gebieten der höchsten Erhebungen ebenfalls in beträchtlicher Menge auf: Steflesti, Cristesti, Conţul mare (2083 m), Bălândrul mare, Vârful Negovanul mare, Vârful Jidului (2095 m), Dealul Clăbucetului, Vârful Dobrunului (1980 m) usw. Die *Staurolith*kristalle erreichen manchmal eine Länge von 2—3 cm. Mitunter kommen sie mit *Disthen* in der bekannten Weise parallel verwachsen vor. *Turmalin* tritt sporadisch auf; aber an einzelnen Stellen, namentlich dort, wo die Pegmatitgänge in etwas grösserer Menge vorhanden sind, findet man sehr viele Turmaline. An diesen Stellen beobachtet man bis 3—4 cm lange Kristalle dieses Minerals. Meist ist der Glimmerschiefer, welcher viel *Turmalin* führt, an *Granat*, *Staurolith*, oder *Disthen* ebenfalls reich: Steflesti, Cristesti, Gotia, Conţul mare, Bălândrul mare, Negovanul mare, Vârful Sterpului usw.

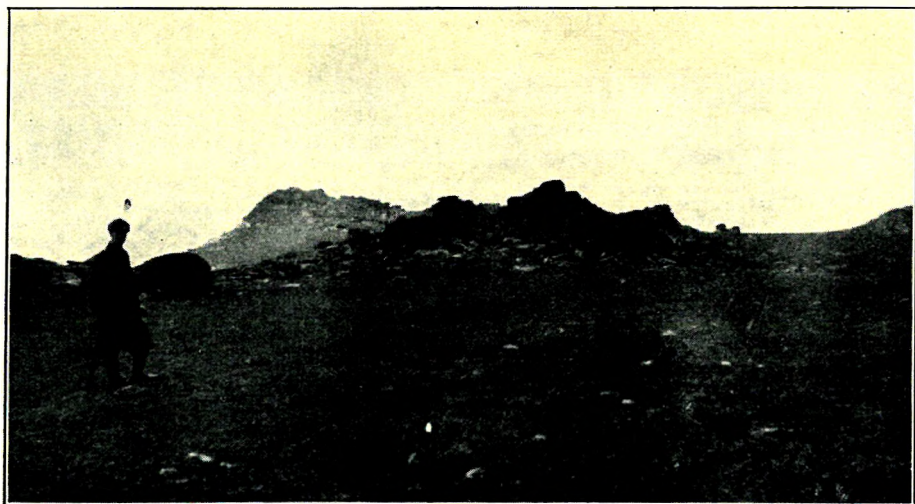


Fig. 18. Charakteristische Glimmerschieferlandschaft am Gipfel des Cristesti: vorne schwache Wiese, im Hintergrund Glimmerschieferfelsens.

Das Vorkommen des Turmalins deutet darauf hin, dass der Glimmerschiefer von intensiven pneumatolytischen Wirkungen betroffen worden ist. Diese haben die Bildung der Pegmatite begleitet, die in Form von mehr oder weniger starken Gängen und Adern auftreten. Oft sind die Pegmatitadern zwischen die Schichten des Glimmerschiefers eingedrungen und dadurch sind die *Injektionszonen* entstanden. Zuweilen hat das Pegmatit-Eutektikum den Glimmerschiefer so dicht durchsetzt, dass das entstandene Gneis-Gestein grössere oder kleinere Feldspat-Quarzknotten führt und deshalb eine an Augengneise erinnernde Ausbildung besitzt. Dieses äusserst saure Magma des Pegmatits musste sehr dünnflüssig gewesen sein, da es sonst nicht in so dünnen Adern zwischen die Schichten des ursprünglichen Gesteins hätte eindringen können. Dieses Restmagma war mit mineralbildenden leichtflüchtigen Bestandteilen gesättigt. Eine wichtige Rolle spielte unter diesen Mineralbildnern das Bor und dies erklärt das Auftreten von Turmalin im Glimmerschiefer, besonders dort, wo viele Pegmatitgänge vorhanden sind.

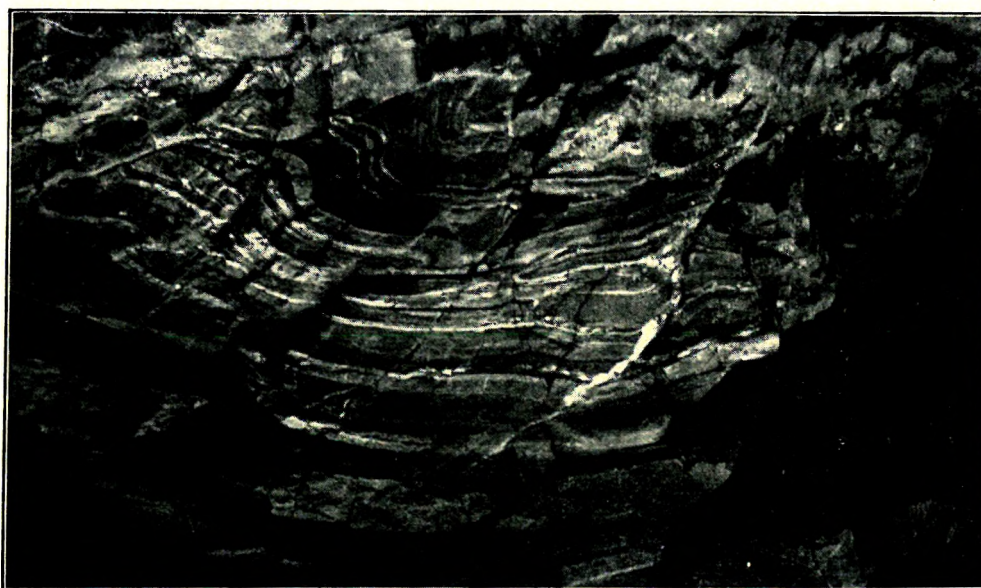


Fig. 19. Von Amphibolit und Quarzinjektionen durchsetzter, gefalteter Glimmerschiefer aus dem Sebes-Tale.

Bei der Bildung des Glimmerschiefers spielte daher der pneumatolitische Injektions- und Kontaktmetamorphismus eine wesentliche Rolle.

Selten kommt der *Rutil* in grösseren (einige cm) Individuen als Porphyroblast vor; er fand sich oft in der Umgebung des *Cristesti* und *Steflesti*, wo er seltener haselnuss- bis nussgrosse Porphyroblasten bildet. Ebenso wie der Rutil für die Renchgneise des Schwarzwaldes gleichsam als Fossil die sedimentäre Herkunft bezeichnet, so ist sein Auftreten auch in unseren Glimmerschiefen von diesem Standpunkt aus ziemlich wichtig.

Indem der Glimmerschiefer oft Einlagerungen von Schiefergneisen enthält, ist eine genaue Abgrenzung desselben nicht möglich. Die auf der geologischen Kartenskizze (Tafel II) angegebenen Glimmerschiefergebiete führen ebenfalls kleinere, nicht abgrenzbare Schiefergneise. Ebenso dürfen die Schiefergneis-Areale nicht als einheitliche Schiefergneismassen betrachtet werden. Die Grössen der

kleinen Vorkommnisse (z. B. Amphibolite, Pegmatite) sind auf der Kartenskizze stark übertrieben worden.

Der Glimmerschiefer samt den damit verknüpften Gneisen erlitt in seiner ganzen Masse geringere, schwach wellenförmige Faltungen, wie dies in den Aufschlüssen der Täler sehr gut zu



Fig. 20. Glimmerschiefer, sanft wellig gefaltet, Piatra alba, einige Schritte südlich vom Gipfel.

beobachten ist. Fig. 19 stellt eine solche gefaltete, sehr dünne Amphibolit- und Quarzinjektionen führende Glimmerschieferpartie aus dem Sebes-Tale von km 43'4 dar. Ganz kleine, wellenförmige Undulation ist oft zu beobachten, so z. B. in der Umgebung der Piatra alba (Fig 20). Im südlichen

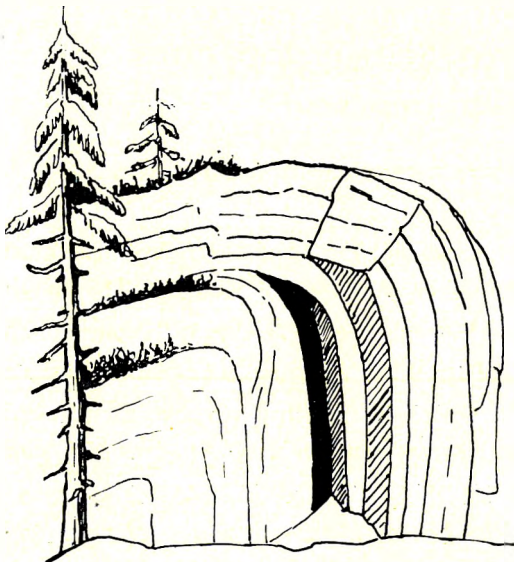


Fig. 21. Stark gefalteter Glimmerschiefer im südlichen Teil des Gebietes im Bett des Isvorul Steaja.

Teil des Gebirges, gegen die alte rumänische Grenze treten steilere kleine Falten auf (Fig. 21). Sehr bedeutende, intensive Faltungen kommen im N-lichen Teile des Gebirges vor, wie dies bei der Auseinandersetzung der tektonischen Verhältnisse besprochen wurde (Guraro-Antiklinale, Foltea-Synklinale).

Die höchsten Erhebungen des Gebietes bestehen aus Glimmerschiefer. In diesen Gebieten kommen meist Pegmatite in grösserer Menge vor. Der Glimmerschiefer führt hier meist viel Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin. Der südliche Teil des Gebirges ist vorherrschend aus diesem pegmatitreichen Glimmerschiefer aufgebaut.

Die wichtigsten und grössten Glimmerschiefer-Gebiete gehören zu der Rumpffläche vom Borescu-Typus. Einige dieser Gebiete sollen hier erwähnt werden:

Vârful lui Petru (2133 m), Clăbucetul (1907 m),

Surianu, Dosul lui Brat, Dealul Prisaca (1727 m), Dealul Paltinei (1715 m), Cârpa (2001 m), Bătrina (1794 m), Steaua mare (1734 m), Scârna (1660 m), Pârva, Dealul Comarnicelul (1895 m), Dealul Dobrei (1827 m), Oaşa (1734 m), Dealul Domnilor (1743 m), Picioarele Cailor (1792 m), Dealul Cibanel (1740 m), Dealul Şerbota mare (2016 m), Gunguresul, Frumoasa, Cândreleu, Foltea (1971 m), Stefleşti, Cristeşti, Piatra alba, Dealul Balului, Gotia (stellenweise stark turmalin-führend), Hanesul, Ufergebiet des Lotru-Flusses, Furnica (1850 m), zwischen Valea Bălândrului und Valea Stricatului, Cioca Stricatului (1830 m), Cioca Dobrunului (1837 m). Ferner Coşul mare (2083 m), Bălândrul mare, Vârful Negovanul mare, Vârful Jidului, Dealul Clăbucetului, Dealul Zimbrului (1614 m), Dealul Panta-Gebiet, Vârful Cacaci (1961 m), Vârful Stêrpului (2146 m), Vârful Tomnaticiei (1555 m), Niculeşti, Dealul Şerbunei (1869 m), Rozdeşti (1954 m), Beşineul (1963 m), Bătrina (1840 m), Onceşti (1714 m), Cuculeul (1551 m), Dealul Ursului (1306 m), Dealul Plaiului (1198 m), Vârful Strâmba mare (1831 m), Vârful Rudarilor (1652 m), Picioarele Cailor (1533 m), Dealul Casile (1603 m), Runcul Cailor (1586 m), Mijlocia (1474 m), Bale (1649 m), Vârful Paltinei (1591 m), Dealul Muncelul (1538 m) usw.

Der Glimmerschiefer enthält stellenweise dünne Amphibolitlagen, wie z. B. am östlichen Abhang des Cioca Stricatului-Berges in etwa 1600 m Höhe, am Weg zwischen Dus und Foltea usw. (Siehe auch den Abschnitt über Amphibolite.) Sehr selten führt der Glimmerschiefer sehr dünne graphitische Lagen und graphitische Quetschzonen, wie z. B. am Rücken an der westlichen Seite des Ivan-Tales in der Umgebung der Kote 1028 m. Ab und zu kommt auch *Pyrit* vor, z. B. im Bistra-Tal.

Stellenweise dürfte das Sediment, aus welchem der Glimmerschiefer entstanden ist, überwiegend aus Quarz bestanden sein und aus diesem bildeten sich die Quarzite, die nur sehr unbedeutende Einlagerungen bilden.

PHYSIOGRAPHIE DER GLIMMERSCHIEFER.

STAUROLITH-GRANATGLIMMERSCHIEFER, CRISTESTI.

Die sehr stark schiefrig ausgebildeten Glimmerschiefer dieser Gegend fallen sanft unter 5° – 15° gegen N ein.

Auf den Schieferungsflächen des Gesteins fallen vor allem die Muskovite auf, die manchmal 1 cm grosse Blättchen bilden. Biotit scheint nicht so stark vertreten zu sein, wie der Muskovit. Die Biotitblättchen sind kleiner. Stellenweise, in einzelnen Bänken hat sich mehr Biotit angereichert. Megaskopisch kann man noch die folgenden Mineralien erkennen: Quarz, rosenroten Granat, braunen Staurolith, schwarzen Turmalin, weissen bis blauen Disthen (wenig). Die Granate erreichen Dimensionen bis 1.5–2 cm; 2–3 cm lange Staurolithe gehören nicht zu den Seltenheiten. Ab und zu erreicht der Turmalin eine Länge von 4–5 cm.

Die Gemengteile des Gesteins sind die folgenden: *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (wenig), *Granat (Almandin)*, *Staurolith*, *Turmalin*, *Disthen*, *Magnetit*, *Ilmenit*, *Rutil*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* kommt sehr spärlich vor (Tafel V, Fig. 4). In manchen Dünnschliffen scheint

er gänzlich zu fehlen. Seine Körner bilden regellos umgrenzte Xenoblasten, die manchmal parallel (010) etwas gestreckt sind; es gibt auch Körner, die \perp (010) länglich ausgebildet sind. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.15 und 0.5 mm, seltener bis 5.0 mm. Die Verteilung der Plagioklasindividuen ist sehr unregelmässig; wo sie auftreten, dort kommen oft mehrere Körner vor, sie bilden aber keine Gruppen, sondern liegen isoliert. Albitgesetz ist die Regel; Perikline — teils mit Albitlamellen, teils selbständig, — kommen seltener vor. Albit + Karlsbader Komplex ist sehr selten zu finden. Die Zwillinglamellen sind immer sehr schmal und manchmal etwas gebogen.

1. Schnitt $\perp \alpha$, α' : (010) = $8^\circ = 14\%$ An.

2. $A_{1-2} = P_{1-2}$ α β γ
 + 89° + 82° + $8^\circ = (010) = \text{Albit} = 12\%$ An.
 $2V_1 = +82^\circ$ (A = Pol der Zwillingachse, P = Pol der Zwillingsebene.)

3. A_{1-2} α β γ
 90° + 84° + $5^\circ = [010] = \text{Periklin} = 11\%$ An.
 P_{1-2} + 87° + 9° - $85^\circ = \text{Periklin} = \text{zwischen } 9 \text{ und } 15\%$ An.

4. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $7^\circ = 14\%$ An.

5. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

Ab und zu kann man Zonenbau erkennen. Dabei besteht der Kristall aus einem grösseren Kern und einer schmalen Hülle:

6. Schnitt $\perp \alpha$, α' : (010), im Kern: $10^\circ = 10\%$ An.

 in der Hülle: $8^\circ = 14\%$ An.

Die Grenze zwischen Kern und Hülle ist unscharf; der Kern geht allmählich in die Hülle über.

Die Plagioklase sind durchaus frisch. Als Einschlüsse kommen folgende Mineralien vor: *Quarz* in rundlichen Körnchen, *Muskovit*, *Magnetit* in Form von kleinen, isodiametrischen Körnern, *Rutil*. Die *Muskovite* als Einschlüsse kommen in sehr dünnen Schüppchen vor. Diese sind selten in Gruppen derart geordnet, dass sie entlang Kurven zu liegen schienen. Diese Anordnung dürfte die Folge einer Durchbewegung sein, die während oder nach der Bildung der Plagioklase einsetzte.

Die *Quarze* haben meist gestreckte, seltener isometrische Durchschnitte. Sie sind meist nach der Schieferungsebene abgeplattet und deswegen erscheinen sie im Schnitt in gestreckter Form (Tafel V, Fig. 3). Sie sind regellos miteinander verzahnt. Anzeichen einer Kataklase (deutliche Felderteilung und undulöse Auslöschung) finden sich nur in dem bei allen Schiefen dieses Gebietes üblichen geringen Ausmasse. Manchmal ist eine gewisse Gefügeregelung derart zu beobachten, dass manche Quarze bei Einstellung der Schieferungsrichtung in die Regelstellung und Einschleiben des Gipsblättchens blau werden. Ab und zu zeigen die Quarzkörner ziemlich regelmässige Umgrenzung. Die Quarze werden zu unregelmässigen Schlieren und Streifen von wechselnder Korngrösse (Durchmesser = 0.08 bis 1 mm, seltener bis 5 mm) vereinigt. In diesen findet sich auch der Plagioklas, wenn solcher überhaupt vorhanden ist. Sehr kleine Interpositionen in Streifen, Zügen, Schwärmen geordnet oder ganz regellos verteilt sind sehr verbreitet. Manche enthalten eine bewegliche Libelle. Einige *Muskovit*blättchen schiessen tief in den Quarz hinein, mitunter sind sie ganz eingeschlossen (Tafel V, Fig. 2). Selten lassen sich sehr kleine *Zirkone* als Einschlüsse beobachten.

Der vorherrschende Glimmer ist der *Muskovit*. Der Durchmesser der Blättchen schwankt überwiegend zwischen 0·16 bis 2·0 mm, seltener bis 10 mm. Die Muskovite durchziehen das Gestein in mehr oder minder dichten, oft welligen Bändern, so dass ein Wechsel zwischen quarz- (feldspat-) reichen und glimmerreichen Lagen entsteht. Die glimmerreichen Lagen bilden manchmal S-förmige Figuren und zwar dann, wenn grosse Einsprenglinge von *Granat*, *Staurolith*, *Turmalin*, *Rutil* vorhanden sind, um die sie sich herumschmiegen. Manchmal bilden die Muskovite lockere Züge aus kleinen Individuen (in Gesellschaft von Biotit) und nur hier und da sind sie zu dichteren Linsen zusammengeschlossen. $2E\alpha = 65^\circ$. Als Einschlüsse wurden kleine Magnetitkörnchen beobachtet.

Der *Biotit* ist ebenfalls reichlich vorhanden. Seine Blättchen liegen meist mit den Muskoviten geschaart, seltener treten sie getrennt auf. Durchmesser der Blättchen: 0·17 bis 0·70 mm, seltener bis 1·33 mm. Einige Blättchen sind mit Muskovit parallel verwachsen. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtstrohgelb, $\gamma =$ kaffeebraun, $2V\alpha =$ um 0° herum.

Einige Biotite sind mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt worden. Der Chlorit ist optisch negativ, einachsigt und von folgendem Pleochroismus: $\alpha =$ lichtgelbgrün, $\gamma =$ dunkelblaugrün.

Als Einschlüsse wurden im Biotit *Magnetit*, *Apatit* und *Zirkon* beobachtet. Das letzte Mineral ist oft mit einem sehr dunklen pleochroitischen Hof umsäumt. Im Chlorit sind besonders *Magnetiteinschlüsse* stark verbreitet.

Der charakteristischeste Übergangsteil ist der reichlich vorhandene *Almandin*. Die Körner sind sodiametrisch ausgebildet; ihre Grösse schwankt meist zwischen 0·5 bis 2·0 mm. Häufig erreichen sie jedoch Dimensionen bis 20 mm (Tafel V, Fig. 1). Sie sind vollkommen isotrop, in dünnen Schnitten farblos, in etwas dickeren Schnitten (0·05 mm) rosafarben. Megaskopisch fallen sie durch ihre rote Farbe auf. Unregelmässig verlaufende Risse sind in ihnen sehr verbreitet. Einige Granate sind senkrecht zur Schieferungsebene etwas abgeplattet. In diesen Körnern stehen die Risse manchmal beinahe senkrecht zur Schieferungsebene.

Die Granate enthalten gewöhnlich viele Einschlüsse: *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Magnetit*, *Rutil*, *Staurolith*. In den Rissen kommt häufig *Chlorit* vor. Auch randlich sieht man ab und zu eine beginnende Chloritisierung.

Den *Granaten* gleich an Grösse, aber weniger häufig, tritt der *Staurolith* auf. In der Umgebung des Steflesti scheint er oft in etwas grösseren Idioblasten (bis 2 cm) vorzukommen, wie an dem Cristesti. Das Auftreten von *Staurolith* in dieser Gegend war schon durch M. J. ACKNER bekannt geworden. Er erwähnt nämlich den *Staurolith* aus der Gegend von Zood, d. h. vom mittleren Lauf des Zood-Baches, also ungefähr 30 km nordöstlich vom Cristesti; ACKNER's Daten sind auch von M. TÓTH mitgeteilt worden.

Die Kristalle des *Stauroliths* sind dunkelharzbraun, die Flächen immer sehr rau, nicht geeignet für goniometrische Untersuchungen. Es wurden nur einfache Kristalle beobachtet; Zwillinge waren in meinem Material nicht vorhanden. Die beobachteten Formen sind: $\{110\}$, $\{010\}$, $\{001\}$, $\{101\}$; $\{110\}$ herrscht vor. Am Cristesti messen die Kristalle zuweilen eine Länge von 1 cm. Mitunter kommen sie mit Disthen in der bekannten Weise parallel verwachsen vor. Regellose Verwachsungen mit Disthen oder Granat treten ebenfalls auf. Das Mineral zeigt eine sehr unvollständige Spaltbarkeit nach (010), deutlich in Dünnschliffen. Die terminalen Flächen sind manchmal sehr schlecht ausgebildet, oder aber sie fehlen ganz. Der Bruch ist uneben.

Die positive Doppelbrechung ist schwach. Der Achselwinkel ist sehr gross: $2V\gamma = 87^\circ$. Die Dispersion der optischen Achsen ist $\epsilon > \nu$ um γ . Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \beta =$ ocker-gelb, $\gamma =$ dunkelgelb, mit Stich ins orangegelbe. Das Mineral enthält als Einschlüsse: sehr viel Quarz, etwas Muskovit, Rutil, Biotit und ein opakes, schwarzes, Ti-haltiges Erz. Der Magnetstab übt auf das letzte Mineral keine Wirkung aus. Es dürfte danach Titaneisen sein.

Der Staurolith wurde auch chemisch untersucht. Zu diesem Zweck wurde er mit besonderer Sorgfalt gereinigt. Die Kristalle wurden grob gepulvert, dann mit Jodmethylen von den Verunreinigungen durch Quarz und Glimmer isoliert; endlich wurde das Material vermittlems einer Schmelze von Thalliummercuronitrat von den Einschlüssen mit grösserem spez. Gew. (etwas Rutil und Erz) befreit. Das auf diese Weise gereinigte Material schien u. d. M. homogen zu sein, nur sehr spärlich wurden winzig kleine Einschlüsse von Quarz beobachtet.

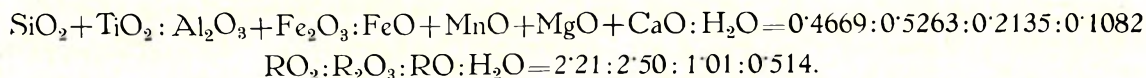
Das spez. Gewicht des Minerals beträgt: 3.776 (mit Pyknometer an 3.1983 g Material bei 20° bestimmt und bezogen auf 0°).

Die Analyse des über ausgeglühten Sand vom hygroskopischen Wasser befreiten, getrockneten Materials ergab:¹

	Gew. %	I.	II.	
SiO ₂	27.50	27.48	0.4557	} 0.4669
TiO ₂	0.90	0.90	0.0112	
Al ₂ O ₃	49.89	49.86	0.4878	} 0.5263
Fe ₂ O ₃	6.16	6.16	0.0385	
FeO	11.14	11.13	0.1549	} 0.2135
MnO	0.29	0.29	0.0041	
MgO	2.13	2.13	0.0528	
CaO	0.10	0.10	0.0017	
H ₂ O	1.95	1.95	0.1082	
Summe	100.06	100.00		

Analytiker: A. VENDL.

Unter I. sind die Gewichtsprocente auf 100 umgerechnet; unter II. sind die Molekularquotienten angegeben. Der Kalk wurde mitgerechnet. TiO₂ wurde mit SiO₂ vereinigt.



Dieses Verhältnis entspricht der Formel von PENFIELD, nur RO₂ zeigt einen nicht unbeträchtlichen Überschuss. Schon durch PENFIELD und PRATT ist nachgewiesen worden, dass es unmöglich ist, den Staurolith von den teilweise schon submikroskopischen Einschlüssen von Quarz zu befreien. Selbst die sorgfältigsten Methoden versagen. Darin liegt der Grund, dass auch die zuverlässigsten Analysen

¹ Das Ferroeisen wurde nach dem Verfahren von PENFIELD und PRATT bestimmt. (S. L. PENFIELD und J. H. PRATT: Chemical Composition of Staurolite and the regular arrangement of its carbonaceous inclusions. Amer. Journ. of Sc., XLVII, 1894, p. 81). TiO₂ ist kolorimetrisch bestimmt worden.

einen Überschuss von SiO_2 aufweisen. Bezüglich dieses Punktes seien hier die berechneten Verhältniszahlen aus den Analysen von PENFIELD und PRATT, ferner von HORNER—BUCHNER angeführt:

	RO_2 :	R_2O_3 :	RO :	H_2O :	
Monte Campione	2·12	2·50	0·967	0·560	} PENFIELD—PRATT
Windham	2·11	2·50	0·915	0·557	
Lisbon	2·11	2·50	1·01	0·430	
Burnsville	2·07	2·50	0·934	0·497	
Pizzo forno	2·28	2·50	1·14	0·43	} HORNER—BUCHNER
Aschaffenburg	2·18	2·50	1·028	0·37	
Cristesti	2·21	2·50	1·01	0·514	VENDL

Der *Turmalin* kommt etwas spärlicher vor, wie der *Staurolith*. Die Länge seiner prismatischen Porphyroblasten schwankt zwischen 0·1 bis 30 mm. Die Prismenzone ist meist mit den Formen $\{10\bar{1}0\}$ und $\{11\bar{2}0\}$ gut ausgebildet. Die erste Form erscheint mit breiten Flächen. Sein Pleochroismus ist sehr stark: ω = dunkelgelblich braun, ε = lichttegelb. *Magnetit*, *Quarz* und *Muskovit* treten als Einschlüsse auf. Sie sitzen meist in den Querrissen.

Der *Disthen* ist in diesem Gestein ein nicht sehr häufiger Gemengteil. Er erscheint in farblosen bis fleckenweise bläulichen Porphyroblasten, die ab und zu eine Länge von 1·5 cm erreichen. Die Kristalle sind nach (100) tafelig ausgebildet. Die Spaltbarkeiten nach (001), (010) und (100) lassen sich sehr gut beobachten. Die Spaltrisse liegen meist in Gruppen zusammen, etwas ausgefasert, dagegen fehlen sie in anderen Teilen der Körnchen.

Die *Disthene* sind manchmal durch starke Biegungen gekennzeichnet, wohl infolge der bekannten Gleitungen. Sie sind im Dünnschliff vollkommen farblos, ab und zu mit sehr kleinen, schwarzen opaken Einschlüssen. Die spitze negative Bisectrix steht fast senkrecht auf (100). $\gamma : c$ = etwa 30° auf (100). $2V\alpha$ = etwa 81° — 83° . Die Länge der *Disthene* schwankt meist zwischen 0·5 bis 1·6 mm, seltener bis 2·5 cm.

Rutil kommt spärlich, aber immer vor. Seine Individuen zeigen prismatischen Habitus, die beiden Enden sind aber mehr oder minder abgerundet. Der Pleochroismus ist deutlich: ε = braungelb, ω = gelb. Seltener sind die Kriställchen scharf ausgebildet, mit bipyramidalen Enden. Ab und zu kommt der *Rutil* in 1 bis 5 cm grossen Porphyroblasten vor; diese grossen Kristalle zeigen einen nach der Hauptachse länglichen Habitus, aber sonst entbehren sie einen Idiomorphismus (Tafel III, Fig. 4).

Der *Magnetit* tritt in ellipsoidalen, stabförmigen, isodiametrischen oder regellos umgrenzten Körnern auf. Er kommt mit Vorliebe in der Nähe der Granate vor. Die meisten Granate führen viel *Magnetit* als Einschlüsse. Die *Biotite*, *Chlorite*, seltener auch die *Muskovite* enthalten *Magnetit*körnchen.

Die in manchen *Staurolithen* vorhandenen opaken Erzkörnchen dürften — wenigstens teilweise — *Titaneisen* darstellen.

Der *Zirkon* bildet sehr kleine (0·03 bis 0·08 mm lange), meist ellipsoidisch umgrenzte Körnchen.

Apatit kommt sehr spärlich vor u. z. in Form von sehr kleinen ellipsoidischen Körnchen.

Die Struktur des Gesteins ist typisch lepidoblastisch und zwar porphyroblastisch ausgebildet. *Granat*, *Staurolith*, *Disthen*, ab und zu auch *Rutil* bilden die Porphyroblasten.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	56·30%
TiO ₂	0·78
Al ₂ O ₃	25·40
Fe ₂ O ₃	4·80
FeO	4·59
MnO	0·14
MgO	1·02
CaO	0·27
Na ₂ O	0·92
K ₂ O	2·67
H ₂ O +110°	2·51
H ₂ O -110°	0·29
B ₂ O ₃	0·48
Summe	100·17

Analytiker: A. VENDL.

Spez. Gew.: 2·859 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s=67·90$, $A=3·10$, $C=0·34$, $F=10·83$, $T=14·39$, $n=3·42$, Reihe = δ , $k=2·26$; $a=6·5$, $c=0·7$, $f=22·8$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=209·0$, $al=55·5$, $fm=33·5$, $c=1·0$, $alk=10·0$, $k=0·66$, $mg=0·17$; $qz=+69·0$, $ti=2·16$, $b_2o_3=0·76$, $h=34·72$, $c'/fm=0·03$, Schnitt = I.

Da $al-alk=45·5$, fällt der Projektionspunkt nicht in das Eruptivfeld des Konzentrations-tetraeders.

Zum Vergleich, Typus *Disthen-Glimmerschiefer*: $si=250-350$, $al=60·0$, $fm=23·0$, $c=6·0$, $alk=11·0$, $k=0·8$, $mg=0·6$, $al-alk=49$.

Typus *Disthenführender Glimmerschiefer*: $si=90-220$, $al=43·0$, $fm=40·0$, $c=3·5$, $alk=13·5$, $k=0·8$, $mg=0·5$, $al-alk=29·5$.

Typus *Zweiglimmerschiefer*: $si=85-390$, $al=34-42$, $fm=31-53$, $c=1·5-6·5$, $alk=11-21$, $k=0·8-0·9$, $mg=0·4-0·7$, $al-alk=um\ 21$. (Vergl. P. NIGGLI: Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweizerische Min. u. Petr. Mitteil., IX, 1929, pag. 160-187).

Unser Gestein stimmt mit keinem dieser Typen überein.

GRANATGLIMMERSCHIEFER, VÂRFUL LUI PETRU.

Das Gestein zeigt eine allgemeine silberglänzende, graulichweisse Farbe, da der Muskovit stark vorherrscht. Seine Blättchen erreichen manchmal Dimensionen bis 1·5 cm und bilden zusammenhängende Lagen. An den Schieferungsflächen kann man Muskovit und ab und zu Granaten unterscheiden. Im Querbruch, sowie an den verwitterten Oberflächen des Gesteins sieht man, dass die Granate in grosser Zahl vorhanden sind und ihre Dimensionen bis 2 cm steigen. Am Querbruch kann man noch Quarz und hier und da sehr kleine Biotitblättchen unterscheiden.

U. d. M. kann man die folgenden Gemengteile erkennen: *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit*, *Granat (Almandin)*, *Staurolith*, *Disthen*, *Magnetit*, *Rutil*, *Zirkon*, *Apatit*.

Die *Quarzkörner* sind regellos umgrenzt, mit buchtigen Konturen. Sie bilden dünne Lagen, die entweder aus einer Schicht, oder aus einigen Schichten bestehen. Sie sind nach der Schieferungsebene mehr oder weniger abgeplattet und regellos miteinander verzahnt. Anzeichen einer Kataklase: Felderteilung und wogende Auslöschung finden sich nur in dem bei allen Schiefen dieses Gebietes üblichen geringen Ausmasse. Korngrösse: 0.1 bis 1.5 mm. Ab und zu bilden die Quarzkörner etwas grössere Linsen und Knauer (1–6 cm lang und 0.5–1.5 cm dick).

Als Einschlüsse im Quarz kommen *Muskovit*, *Biotit* und sehr kleine Interpositionen von Flüssigkeit vor. Die letzteren sind in Zügen, Schwärmen oder Linien geordnet; manche führen eine tanzende Libelle (CO₂).

Der *Muskovit* herrscht vor. Seine grossen Blättchen bilden zusammenhängende Lagen, die mitunter 1 mm Dicke erreichen. Der Verlauf dieser Lagen ist meist mehr oder weniger wellig infolge der grossen Granatporphyroblasten. $2V\alpha = 39^\circ$. Auch in den Quarzlagen kommt etwas *Muskovit* vor, aber nur in Form von verstreuten, isolierten Blättchen. Zwischen den *Muskovit*blättchen kommen auch kleine Quarzkörnchen vor. Der Durchmesser der Blättchen schwankt vorwiegend zwischen 0.7 und 2 mm, manchmal bis 2 cm.

Der *Biotit* kommt in geringer Menge vor. Seine Blättchen erscheinen zwischen den *Muskoviten*. Ab und zu werden sie an einzelnen Stellen etwas angereichert. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb (mit schwach braunem Stich), $\gamma =$ dunkelbraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Als Einschlüsse wurden *Magnetit*, *Quarz* und *Zirkon* beobachtet. Der *Zirkon* ist von einem dunklen, pleochroitischen Hof umsäumt. Durchmesser der Blättchen: meist zwischen 0.2 bis 1.3 mm, selten bis 2.5 mm.

Der *Chlorit* tritt spärlich zwischen den *Biotiten* auf. Er ist optisch negativ, einachsig, ziemlich stark pleochroitisch: $\alpha =$ gelbgrün, $\gamma =$ grasgrün. Er enthält manchmal *Magnetit* als Einschluss. Einige *Biotite* wurden mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt.

Granat (Almandin) ist in grosser Menge vorhanden. Er bildet isodiametrische bis etwas abgeplattete Körner. Der Durchmesser derselben schwankt meist zwischen 4–15 mm; aber auch ganz kleine und 2 cm grosse Individuen sind sehr häufig zu finden. Die Granate werden von den Glimmerlamellen förmlich umhüllt. *Quarz*, *Muskovit*, *Rutil*, *Biotit*, *Magnetit* kommen als Einschlüsse in den Granaten vor.

Der *Granat* hat eine lichtrote Farbe; im Dünnschliff ist er farblos. Randlich und auf Spalten beobachtet man hier und da eine beginnende Chloritisierung.

Der *Staurolith* tritt mehr untergeordnet auf. Seine Körner sind verschieden gross: neben den ganz kleinen (0.1–0.5 mm) kommen auch grosse (bis 2 cm) Porphyroblasten vor. Die Prismenzone ist oft sehr scharf ausgebildet; terminale Flächen sind nicht beobachtet worden. Der Pleochroismus zeigt die folgenden Farben: $\alpha =$ sehr licht strohgelb, $\beta =$ lichtgelb, $\gamma =$ dunkeldottergelb. $2V\alpha =$ etwa 87° , $\alpha = 1.743 \pm 0.002$, $\beta = 1.750 \pm 0.002$, $\gamma = 1.758 \pm 0.002$ (nach der Immersionsmethode mit Jodmethylen und Schwefelmischung).

Als Einschlüsse wurden *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Rutil*, *Eisenerz* beobachtet.

Sehr selten kann man *Disthen* beobachten. Er bildet meist einige mm (seltener bis 2 cm) lange,

Kristalle, die nach (100) mehr oder weniger tafelförmig ausgebildet sind. Die Auslöschung auf {100} beträgt im Mittel 32° gemessen zur Kante zwischen (100) und (010). α tritt fast genau senkrecht auf (100) aus. $2V\alpha = 84^\circ$, $\alpha = 1.712 \pm 0.001$, $\beta = 1.722 \pm 0.002$, $\gamma = 1.729 \pm 0.002$ (nach der Immersionsmethode mit Jodmethylen bestimmt).

Der *Magnetit* erscheint verhältnismässig häufig. Seine Körnchen erreichen mitunter Dimensionen von einigen 0.1 mm.

Rutil, *Zirkon*, *Apatit* erscheinen spärlich und zeigen nichts besonderes. Der *Rutil* besitzt genau denselben Pleochroismus, wie im vorigen Glimmerschiefer.

Die Struktur des Gesteins ist typisch lepidoblastisch und porphyroblastisch.

GRANATGLIMMERSCHIEFER, SÜDSEITE DES CÂNDRELU.

Das Gestein ist ein ausgezeichnet lepidoblastisch ausgebildeter Schiefer. Megaskopisch kann man nur die grossen Muskovitblättchen, Quarz, einige Granate und spärliche kleine Biotitblättchen erkennen. Stellenweise lassen sich aus Quarz und Feldspat bestehende pegmatitische Lagen, oder Quarzknauer beobachten. Sowohl die pegmatitischen Lagen, als auch die Quarzgruppen können bis 2–3 cm Mächtigkeit anschwellen. Ab und zu lassen sich einige farblose, oder blassblaue Disthene erkennen. Die Individuen desselben sind manchmal nach der Schieferungsebene etwas gebogen, wohl infolge der ausgezeichneten Translation.

U. d. M. kann man folgende Gemengteile bestimmen: *Plagioklas* (wenig), *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (wenig), *Granat* (*Almandin*), *Disthen*, *Magnetit*, *Zirkon*, *Apatit*, *Rutil*.

Der *Plagioklas* kommt sehr spärlich vor, in der Form von wasserklaren, sehr frischen Xenoblasten. Korngrösse: meist zwischen 0.30 und 0.80 mm. Die Kristalle sind immer verzwilligt und zwar überwiegend nach dem Albitgesetz. Perikline teils selbständig, teils mit Albitlamellen, erscheinen seltener. Die Zwillinglamellen sind schmal und ab und zu etwas gebogen.

	α	β	γ	
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+ 88^\circ$	$+ 85^\circ$	$+ 8^\circ$	= (010) = Albit = 14 % An.
S	$- 80^\circ$	$+ 8^\circ$	$- 86^\circ$	= (001) = 15 % An. (S = Spaltfläche.)
2. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 4^\circ$				= 16 % An.
3. Schnitt \perp α , $\alpha' : (010) = 90^\circ$				= 12 % An.
	α	β	γ	
4. A_{1-2}	90°	$+ 86^\circ$	$+ 2^\circ$	= [010] = Periklin = etwa 14 % An.
	$2V_1 = + 83^\circ$.			
5. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.				

Als Einschlüsse in manchen Plagioklasen kommen *Magnetit* und seltener *Serizitschüppchen* vor. Die letzteren sind sekundäre Produkte.

Neben Muskovit besteht das Gestein überwiegend aus *Quarz*. Dieser erscheint meist in parallel der Schieferungsebene mehr oder weniger abgeplatteten Körnchen, die mit regellos verzahnten, buchtigen Konturen ineinander greifen. Deutliche Felderteilung und undulöse Auslöschung derselben zeigen auf eine schwache Kataklase. Die gewöhnlichen, sehr kleinen Interpositionen in Reihen, Streifen, Gruppen

angeordnet, oder in regelloser Verteilung sind sehr verbreitet. Manche Flüssigkeitseinschlüsse führen eine bewegliche Libelle. Weitere Einschlüsse sind einige kleine *Muskovit*blättchen.

Die Quarzknaue bestehen fast bloss aus Quarz, mit wenig *Muskovit*.

Der vorherrschende Gemengteil ist der *Muskovit*. Er kommt teils in grösseren Lamellen (Durchmesser der Lamellen: 0·5–5·0 mm), teils in kleinen Blättchen (0·03–0·1 mm) vor. Diese letzteren treten meist gruppenweise zwischen den grösseren Blättchen auf. Die Blättchen, welche die Granate umhüllen, sind meist 0·25 bis 0·5 mm gross. $2V\alpha=37^\circ-41^\circ$. Als Einschlüsse wurden selten *Magnetit* und *Zirkon* beobachtet.

Biotit kommt in geringer Menge vor. Seine Blättchen sind kleiner, als die des *Muskovits*. Sein Pleochroismus ist stark: α = lichtgelblichbraun, γ = sehr dunkelkaffeebraun. $2V=0^\circ$. Als Einschlüsse wurden *Magnetit*, *Rutil* und *Zirkon* beobachtet. Das letztere Mineral liegt in der Mitte eines kleinen, sehr dunklen (beinahe schwarzen) pleochroitischen Hofes. Manche *Biotite* sind mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt worden.

Der *Chlorit* tritt teils in der Schieferungsebene, teils als Umhüllung um die Granate auf. Seine Blättchen sind kleiner, als die der *Muskovite*. Sie zeigen manchmal stark unregelmässige, zerfrante Umgrenzung. Die Doppelbrechung ist sehr schwach. Sie sind optisch negativ und einachstig. Der Pleochroismus ist sehr schwach: α = sehr blassgrün (beinahe farblos), γ = blassgrün. Entlang der Spaltrisse enthalten sie meist ausgeschiedene, kleine *Magnetit*körnchen. Der Durchmesser der Blättchen schwankt überwiegend zwischen 0·08 und 0·25 mm.

Der hervorstechendste Übergemengteil ist der *Granat*. Grösse und Menge schwanken. Am häufigsten findet man Körner mit einem Durchmesser zwischen 2·5 und 10·0 mm; man trifft aber auch Individuen bis 2–3 cm Grösse. Der *Granat* ist im Schliff farblos bis lichtrosa und zeigt keine kristallographische Begrenzung, sondern allgemein rundliche Umriss. Die *Granatkörner* enthalten viele unregelmässige Risse; die Anordnung derselben lässt zwei, zueinander ungefähr senkrecht verlaufende Systeme beobachten. Die Risse enthalten oft limonitische—eisenoxydische Zersetzungsprodukte. Die Körner sind meist reich an Einschlüssen: *Rutil*, *Muskovit*, *Quarz*, *Magnetit*, *Biotit*, (eventuell *Ilmenit*), *Chlorit*, selten *Staurolith*. Die Lage der *Muskoviteinschlüsse* ist oft parallel der Schieferungsebene. Die *Rutil*einschlüsse sind mitunter stark abgerundet.

Die *Granate* sind gewöhnlich mit *Muskovit*- und *Chlorit*blättchen umhüllt. Oft beobachtet man, dass ein Teil der Umhüllung desselben *Granates* aus *Muskovit*, ein anderer Teil aus *Chlorit*blättchen besteht. Manchmal dringt ein *Plagioklaskorn* tief in den *Granat* hinein. Die randliche *Chloritisierung* lässt sich manchmal auch in den Rissen weiter verfolgen. Stärkere kataklastische Erscheinungen, Umwandlung in *Biotit*, oder starke Zerlappung sind niemals beobachtet worden.

Der *Disthen* ist hier ein seltener Übergemengteil. Er zeigt nichts besonderes. Die Länge der Individuen kann bis 1·5 cm steigen.

Magnetit kommt in verhältnismässig grosser Menge vor. Seine Körner zeigen meist unregelmässige, aber meist nach der Schieferungsebene gestreckte Umgrenzung. Die kleinsten Körnchen sind selten in Oktaeder ausgebildet. Die Korngrösse schwankt, die grössten Individuen erreichen eine Länge von 0·4 mm. Häufig lässt sich eine Anordnung derselben in der Schieferungsebene beobachten.

Zirkon, *Apatit* sind spärlich vorhanden. Der *Rutil* lässt sich häufig als Einschluss in den Granaten beobachten.

Die Struktur des Gesteins ist typisch lepidoblastisch. Granat und der spärlich vorhandene *Disthen* bilden die Porphyroblasten.

STAUROLITHFÜHRENDER GRANATGLIMMERSCHIEFER, SÜDLICH VOM STEFLESTI.

Das untersuchte Gestein stammt aus dem Gebiet unmittelbar südlich vom Steflesti, aus der Nähe der Kote 2025 m ü. d. M. Es handelt sich hier um ein ausgezeichnet geschiefertes Gestein, dessen Schieferungsfläche infolge der zusammenhängenden Lagen von Muskovit in silberweisser Farbe sehr stark glitzert. Einige der Muskovitblättchen erreichen Dimensionen bis 0.75 cm, die meisten sind jedoch viel kleiner. Megaskopisch kann man noch Biotit, Quarz, roten Granat und dunkelbraunen Staurolith erkennen. Die Granate sind überwiegend 0.7 bis 3 mm gross, seltener erreichen sie einen Durchmesser von 1 cm. Die grössten Staurolithe in den untersuchten Handstücken sind 2 cm lang.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (wenig), *Granat*, (*Almandin*), *Staurolith*, *Magnetit*, *Zirkon*, *Turmalin*, *Rutil*, *Apatit*. *Plagioklas* konnte in den untersuchten Dünnschiffen nicht festgestellt werden.

Die *Quarzkörner* erscheinen in Form von unregelmässig begrenzten, miteinander regellos verzahnten Xenoblasten. Sie sind nach der Schieferungsebene meist mehr oder minder abgeplattet; daher haben sie meist mehr gestreckte, als isometrische Durchschnitte. Die Korngrösse liegt überwiegend zwischen 0.1 bis 1 mm. Die Quarze sind zu Streifen und Schlieren, seltener zu Knauern vereinigt. Felderteilung und undulöse Auslöschung sind stark verbreitet, aber nicht in grösserem Massstab, als in den übrigen Schiefen des Gebirges. Sehr kleine Interpositionen in verschiedener Anordnung sind beinahe in allen Quarzkörnern vorhanden. Manche derselben enthalten eine bewegliche Libelle. Muskovit und Biotit sind ebenfalls als Einschlüsse beobachtet worden.

Nach dem Quarz ist der *Muskovit* der wichtigste Gemengteil. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.3 und 2.0 mm, seltener bis 7.5 mm. Zwischen den Quarzen ziehen die Muskovite in mehr oder minder zahlreichen, dichten, meist welligen Bändern hindurch, so dass ein vollständiger Wechsel zwischen quarzreichen und glimmerreichen Lagen entsteht. Daneben kommen Muskovite auch in den Quarzlagen vor, aber in sehr untergeordneter Menge. Es sind auch Fälle beobachtet worden, wo das Muskovitblättchen zwischen den Quarzkörnern senkrecht zur Schieferungsebene steht. S-förmige Lagen bilden die glimmerreichen Züge dann, wenn grosse Einsprenglinge von Granat und Staurolith vorhanden sind, um die sie sich herumschmiegen.

Stellenweise sind die Muskovite zu dichteren Linsen zusammengeschlossen, deren Aufbau aus kleinen Individuen man nur im polarisierten Licht erkennt. Mitunter bilden die Muskovite lockere Stränge aus kleinen Blättchen. Grössere Verbiegungen an einzelnen Individuen wurden nicht bemerkt. $2V\alpha = 39^\circ - 40^\circ$. Als Einschlüsse wurden schwarze *Erzteilchen* auf den Spaltflächen, ferner *Zirkon* beobachtet.

Die *Biotite* sind in etwas wechselnder, aber stets viel geringerer Menge, als der Muskovit vorhanden. Seine Blättchen sind etwas kleiner, als die der Muskovite; der Durchmesser der meisten Blättchen schwankt zwischen 0.2 und 0.8 mm. Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtstrohgelb, $\beta =$

kaffeebraun, γ = dunkel kaffeebraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Als Einschlüsse wurden *Magnetit*, *Apatit* und *Zirkon* beobachtet. Um dem *Zirkon* sieht man einen sehr dunklen, pleochroitischen Hof. Selten ist der *Muskovit* mit *Biotit* nach (001) parallel verwachsen.

Der *Chlorit* ist sehr spärlich vorhanden. Seine Blättchen erscheinen als die Folge einer beginnenden Chloritisierung einiger Granate. Sie sind an den Rändern und auf Spalten mancher Granatkörner zu finden.

Der *Almandin* bildet nicht kristallographisch begrenzte, aber doch isodiametrische, lichtrote Körner. Die Korngrösse schwankt gewöhnlich zwischen 0·3 und 3·0 mm, seltener bis 1 cm. Der Granat ist im Dünnschliff farblos bis lichtrosa, isotrop. Unregelmässig verlaufende Risse sind charakteristisch; auf den Rissen kommt oft ein eisenhydroxydisches Zersetzungsprodukt vor, mitunter wird der Granat auch randlich von limonitischen Substanzen umgeben. Der Granat enthält gewöhnlich viele Einschlüsse: *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit*, *Rutil*, *Zirkon*, *Eisenerz*, *Staurolith*. Einige Granate enthalten *Turmalin* als Einschluss, in Form von prismatisch ausgebildeten, aber terminal abgerundeten Körnchen. Der Pleochroismus des *Turmalins* ist deutlich: ω = licht graugelb, ε = graulichbraun. Der grösste *Turmalin* hat eine Länge von 0·19 mm.

Der *Staurolith* kommt spärlich vor. Seine Kristalle zeigen eine mehr oder minder gut ausgebildete Prismenzone mit den Formen $\{110\}$ und $\{010\}$. Terminale Flächen sind nicht ausgebildet. Manche Körner sind unregelmässig begrenzt. Der Pleochroismus ist deutlich: α = lichtockergelb, $\beta = \alpha$, γ = dunkeldottergelb. Die Körner führen viele regellose Risse. Als Einschlüsse wurden *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Rutil*, *Eisenerz* beobachtet.

Magnetit lässt sich oft beobachten, teils als Einschluss, teils zwischen den Glimmerblättchen. Er erscheint in Form von unregelmässig umgrenzten Körnern, die nach der Schieferung etwas abgeplattet sind.

Der *Zirkon* kommt in farblosen, an beiden Enden abgerundeten, prismatischen Kriställchen in der Nähe der Magnetite und als Einschluss vor.

Der *Turmalin* wurde im Granat beobachtet.

Der *Rutil* bildet meist ellipsoidische oder prismatische Körnchen. Die beiden Enden sind aber auch im letzteren Falle mehr oder weniger abgerundet. Sein Pleochroismus ist deutlich: ω = sehr blassgelb, ε = harzgelb. Wie erwähnt, kommt der *Rutil* als Einschluss vor.

Der farblose *Apatit* wurde als Einschluss im *Biotit* beobachtet.

Ab und zu findet man zwischen den *Biotiten* etwas *Limonit* als Zersetzungsprodukt.

Die Struktur des Gesteins ist typisch lepidoblastisch. Granat und *Staurolith* bilden die Porphyroblasten.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO_2	56·66%
TiO_2	1·31
Al_2O_3	24·66
Fe_2O_3	5·92
FeO	2·25
MnO	0·09

MgO	1·82
CaO	0·16
Na ₂ O	1·11
K ₂ O	3·57
H ₂ O + 110°	2·48
H ₂ O - 110°	0·08
P ₂ O ₅	0·06
Summe	100·17

Analytiker: K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN: $s = 67·97$, $A = 3·96$, $C = 0·21$, $F = 10·75$, $T = 12·94$, $n = 3·21$, Reihe = d , $k = 1·95$; $a = 8·0$, $c = 0·4$, $f = 21·6$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 209·0$, $al = 53·5$, $fm = 33·5$, $c = 0·5$, $alk = 12·5$, $k = 0·68$, $mg = 0·30$; $qz = +59·0$, $fi = 3·62$, $p = 0·09$, $h = 31·42$, $c/fm = 0·01$. Schnitt = I.

Die Übereinstimmung mit den Daten der Analyse des ersten Glimmerschiefers ist überraschend.

Indem $al - alk = 41·0$, fällt der Projektionspunkt nicht in das Eruptivfeld des Konzentrations-tetraeders.

Zum Vergleich, Typus *Disthenglimmerschiefer*: $si = 250 - 350$, $al = 60·0$, $fm = 23·0$, $c = 6·0$, $alk = 11·0$, $k = 0·8$, $mg = 0·6$, $al - alk = 49$.

Typus *Disthen-führender Glimmerschiefer*: $si = 90 - 220$, $al = 43·0$, $fm = 40·0$, $c = 3·5$, $alk = 13·5$, $k = 0·8$, $mg = 0·5$, $al - alk = 29·5$.

Typus *Zweiglimmerschiefer*: $si = 86 - 390$, $al = 34 - 42$, $fm = 31 - 53$, $c = 1·5 - 6·5$, $alk = 11 - 21$, $k = 0·8 - 0·9$, $mg = 0·4 - 0·7$, $al - alk = \text{um } 21$.

Das analysierte Gestein stimmt mit diesen Typen nicht überein.

Die Ausmessung mit dem LEITZ'schen grossen Integrationstisch ergab die folgende volumprozentliche Zusammensetzung:

Quarz	38·30 Vol%
Muskovit	27·96
Biotit (Chlorit)	18·34
Granat	9·12
Staurolith	3·98
Magnetit (eventuell Ilmenit)	2·30
Summe	100·00

Diese Zahlen sind die Mittelwerte der Daten, die an 6 Dünnschliffen festgestellt wurden. Da aber die Ausmessung der Glimmerminerale trotz der grössten Sorgfalt immer Schwankungen aufweist und weil die Glimmermenge in diesen Glimmerschiefern zwischen weiten Grenzen schwanken kann, so müssen diese Zahlen nur als annähernde Mittelwerte betrachtet werden. Die wechselnde Menge an Glimmer kann oft mit unbewaffneten Augen beobachtet werden.

CHEMISCHE UND GENETISCHE VERHÄLTNISSE.

In der chemischen Zusammensetzung dieser Glimmerschiefer fällt vor allem der sehr geringe Gehalt an CaO auf. Der Granat — wohl ein stark pyrophaltiger Almandin — ist sehr arm an CaO, oder vielleicht ganz kalziumfrei. Ein Teil des Kalziums kommt in den sehr spärlich vorhandenen Plagioklasen vor. Die Plagioklasmenge scheint immer sehr gering zu sein. In einigen Gesteinen kann der Plagioklas überhaupt nicht nachgewiesen werden; in diesen Handstücken kommt der Plagioklas entweder überhaupt nicht vor, oder aber er tritt sehr spärlich und regellos verstreut auf, so dass in die Dünnschliffe keine Körner desselben hineinkamen. Der hohe Gehalt an K₂O wird durch die grosse Menge an Muskovit herbeigeführt. Der relativ hohe Gehalt an Al₂O₃ erinnert an tonführende Sedimente. Das Eisen kommt vorwiegend im Biotit, Granat und Magnetit vor.

Um den Chemismus dieser Gesteine näher untersuchen zu können, sollen hier die Molekularewerte zusammengestellt werden.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	qz	ti	p	b ₂ o ₃	h	c/fm	Schnitt
I.	209·0	55·5	33·5	1·0	10·0	0·66	0·17	45·5	+69·0	2·16	—	0·76	34·72	0·03	I
II.	209·0	53·5	33·5	0·5	12·5	0·68	0·30	41·0	+59·0	3·62	0·09	—	31·42	0·01	I

Zum Vergleich kann man die folgenden Typen betrachten:

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	c/fm
1.	250·0—350	60·0	23·0	6·0	11·0	0·8	0·6	49·0	0·26
2.	85—390	34—42	31—53	1·5—6·5	11—21	0·8—0·9	0·4—0·7	21·0	0·09
3.	90—220	43·0	40·0	3·5	13·5	0·8	0·5	29·5	0·09
4.	72·0	58·0	33·5	3·5	5·0	0·78	0·11	53·0	0·11
5.	74·0	25·5	61·5	5·5	7·5	0·47	0·42	18·0	0·09
6.	86·0	42·0	49·5	5·0	3·5	0·27	0·15	38·5	0·10
7.	91·0	60·0	27·0	1·5	11·5	0·64	0·18	48·5	0·05
8.	106·0	41·0	42·5	5·5	11·0	0·51	0·39	30·0	0·13
9.	115·0	53·5	26·0	6·5	14·0	0·69	0·42	39·5	0·26
10.	134·0	50·0	33·6	8·0	8·5	0·66	0·24	41·5	0·25
11.	148·0	53·5	34·0	4·0	8·5	0·76	0·29	45·0	0·12
12.	168·0	57·0	26·5	4·0	12·5	0·42	0·25	44·5	0·13
13.	179·0	52·5	30·0	5·0	12·5	0·73	0·46	40·0	0·17
14.	189·0	52·0	32·5	2·0	13·5	0·89	0·36	38·5	0·06
15.	191·0	45·5	37·0	7·0	10·5	0·50	0·20	35·0	0·19
16.	205·0	38·0	42·0	5·0	15·0	0·64	0·26	23·0	0·13
17.	209·0	41·0	37·0	6·0	16·0	0·64	0·48	35·0	0·17
18.	213·0	54·0	29·5	1·5	15·0	0·69	0·46	39·0	0·05
19.	221·0	46·0	36·0	2·5	15·5	0·83	0·40	30·5	0·07
20.	238·0	40·5	40·0	3·5	16·0	0·55	0·35	24·5	0·07
21.	275·0	49·0	30·0	4·0	17·0	0·42	0·57	32·0	0·13
22.	280·0	35·0	31·5	11·0	22·5	0·31	0·46	12·5	0·36

23.	282·0	37·0	36·0	9·0	18·0	0·43	0·46	19·0	0·25
24.	437·0	42·0	33·5	7·0	17·5	0·53	0·36	14·5	0·21
25.	508·0	66·0	16·0	3·5	14·5	0·11	0·08	51·5	0·21
26.	572·0	45·5	48·5	3·0	3·0	0·86	0·31	42·5	0·06
27.	848·0	37·5	36·5	8·0	18·0	0·73	0·38	19·5	0·21
28.	1655·0	44·0	25·0	7·0	24·0	0·59	0·39	20·0	0·26

1. Typus: Disthen=Glimmerschiefer; 2. Typus: Zweiglimmerschiefer; 3. Typus: Disthen=führender Glimmerschiefer; 4. Staurolith=Biotitfels, Val Piore; 5. Staurolith=Granat=Biotitschiefer, Frodamera; 6. Granat=Disthen=Staurolith=Glimmerschiefer, Pizzo Molare, Tessin; 7. Staurolithschiefer, nördl. Pizzo Molare; 8. Staurolith=Glimmerschiefer, Tremolaserie; 9. Staurolith=Glimmerschiefer, Val Piora; 10. Staurolithführender Granathornfels, westlich Crevola, Tessin; 11. Staurolith=Granat=Glimmerschiefer, Pizzo Molare; 12. Staurolith=Serizitschiefer, östl. Aquacalda; 13. Granat=Sillimanit=Biotitgneis, Ronco; 14. Staurolith=Schiefergneis, Flüela, Graubünden; 15. Staurolithführender Plagioklasgneis, Campra, Lukmanier; 16. Staurolithführender Zweiglimmerschiefer, Airolo; 17. Staurolith=Granat=Glimmerschiefer, Lian-Tung, China; 18. Sillimanit=Biotitgneis, Ronco; 19. Glimmerschiefer, Losone, bei Ascona; 20. Staurolithschiefer, Kapsan, Korea; 21. Staurolithführender Disthengneis, Unterengadin; 22. Staurolith=Biotitschiefer, Pizzo di Soveltia, Tessin; 23. Staurolithführender Biotitschiefergneis, Flüela; 24. Staurolithführender Feldspat-Knotengneis, Flüela; 25. Staurolithführender Paragonit=Albitschiefer, östl. Campra; 26. Staurolithführender Chloritoid=Quarzit, Alpe Tom; 27. Staurolithführender Serizit=Quarzit, Piz Scopi; 28. Staurolithführender Quarzgneis, Unterengadin. (SUZUKI I.: Über die Staurolith=Andalusit=Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago. [Schweizerische Min. und petr. Mitteil., X, 1930, pag. 117—132.]

Vergleicht man die Molekularwerte der beiden Glimmerschiefer mit dieser Tabelle, dann fällt gleich auf, dass die eigentlichen Glimmerschiefer von diesen Gesteinen mehr oder weniger stark abweichen. Nur die Gesteine Nr. 7, 14 und 18 zeigen eine Ähnlichkeit.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	al-alk	c/fm
I.	209·0	55·5	33·5	1·0	10·0	0·66	0·17	45·5	0·03
II.	209·0	53·5	33·5	0·5	12·5	0·68	0·30	41·0	0·01
7.	91·0	60·0	27·0	1·5	11·5	0·64	0·18	48·5	0·05
14.	189·0	52·0	32·5	2·0	13·5	0·89	0·36	38·5	0·06
18.	213·0	54·0	29·5	1·5	15·0	0·69	0·46	39·0	0·05

Die Übereinstimmung ist vielleicht zwischen I, II und 18 am grössten. Die Gesteine 7, 14, 18 sind aber keine Glimmerschiefer. (7 = Staurolithschiefer, 14 = Staurolithschiefergneis, 18 = Sillimanit=Biotitgneis.)

Unter den Glimmerschiefern stellen die Gesteine I, II einen besonderen Typus mit den folgenden mittleren Molekularwerten dar.

Typus *Steflesti*: $si = 209$, $al = 54·0$, $fm = 33·5$, $c = 0·75$, $alk = 11·0$, $k = 0·67$, $mg = 0·2$, $c/fm = 0·02$.

Beide Glimmerschiefer sind eisenreich, im (al—alk)—c-Diagramm fallen die Punkte in das eisenreiche, durch den Staurolith gekennzeichnete Feld (Fig. 22).

Zur Deutung der Glimmerschiefer sind zwei Wege möglich. Der eine führt zu einer Deutung der Glimmerschiefer als aus sedimentärem Material entstandene Gesteine, der andere zu der Auffassung, dass die Glimmerschiefer als aus Schiefergneisen entstandene Tektonite betrachtet werden müssen.

Für die erstere Auffassung spricht der Umstand, dass eine Umwandlung von Biotit in Muskovit nicht nachgewiesen werden kann. Das ziemlich häufige Auftreten von Disthen und Staurolith spricht dafür, dass die Anreicherung der Tonerde alt ist. Die Anreicherung der Tonerde lässt sich auf den sedimentären Komplex, die ursprüngliche Form der vorliegenden kristallinen Schiefer, zurückführen. Man kann also die Glimmerschiefer als ehemalige Tonschiefer, oder Tone erklären und damit lassen sich ihre Wechsellagerungen mit kieselsäurereicherer Gliedern (Quarzite) und die verschiedenen Übergänge zu diesen ohne Schwierigkeiten erklären.

Zur Stütze der zweiten Erklärung wäre die Annahme von sehr starken Stoffwanderungen nötig. Die Schiefergneise führen recht viel sauren Plagioklas. Im Glimmerschiefer sind kalzium- und natriumhaltige Mineralien nur spärlich vorhanden. Der Glimmerschiefer führt recht viel Glimmer; er ist oft sehr reich an Übergemengteilen, die viel Sesquioxide enthalten. Die Tatsachen würden es notwendig machen, eine Abfuhr von Natrium, Kalzium und eine Zufuhr von viel Kalium und Tonerde anzunehmen. Es fragt sich nun, woher das Kalium und die Tonerde stammen würden? Entsprechende Ausgangsgesteine fehlen in dem Falle, wenn man nicht auf Tonschiefer oder Ton denken will. Nach den Erörterungen von F. BECKE und V. M. GOLDSCHMIDT ist es sehr unwahrscheinlich, dass die Tonerde in grösserem Ausmass und aus grösseren Entfernungen wandert.

Diese sind in kurzer Fassung die Gründe, — neben dem geologischen Eindruck — weshalb bei der Deutung der Glimmerschiefer die erste Auffassung zugrunde gelegt wurde. Auf eine Retro-metamorphose (Diaphtorese) kann man daher nicht denken.

Wenn man aus den Tönen ausgeht, kann Quarz stets im Überschuss vorhanden sein. Für eine theoretische Besprechung und Ableitung der Mineralassoziationen sind die folgenden Komponenten wichtig: SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , ferner H_2O . Da das Wasser nach NIGGLI in den Kombinationen, die Wasser als Phase aufweisen, weggelassen werden kann, so können auf Grund der Phasenregel höchstens vier Phasen koexistieren, wenn Gleichgewicht bestehen soll.

Disthen und Almandin formen in der Mesozone Staurolith:

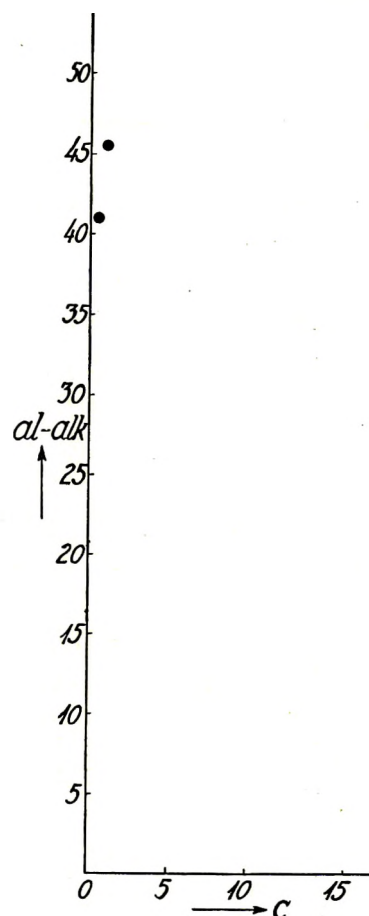
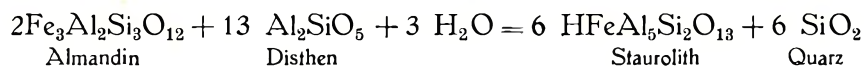


Fig. 22. (al—alk)—c-Diagramm der Glimmerschiefer.

Der freigewordene Quarz erscheint meist als Einschluss im Staurolith.

Die folgenden Gesellschaften sind in der untersten und mittleren Zone, — bei Gleichgewicht — möglich:

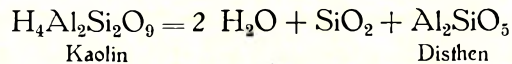
1. Almandin, Disthen, Quarz.
2. Almandin, Disthen, Staurolith, Quarz.
3. Almandin, Staurolith, Quarz.
4. Disthen, Staurolith, Quarz.
5. Staurolith, Quarz.

Unter den untersuchten Handstücken wurden die ersten drei Kombinationen tatsächlich beobachtet, aber immer neben Muskovit und mehr oder weniger Biotit.

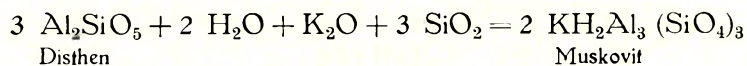
Kombinationen ohne Quarz können nach den bisherigen Erfahrungen keine Rolle spielen, weil in den tonigen Sedimenten SiO_2 meist in grosser Menge vorliegt.

In der Natur spielen auch die Alkalien eine wichtige Rolle. Das Tongestein enthält meist einige Gewichtsprocente von Alkalien. Es ist auch eine Zufuhr von Alkalien möglich. Durch Aufnahme von Alkalien entstehen die Glimmerminerale und die Feldspate.

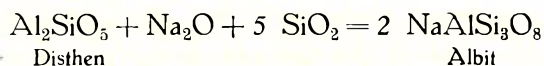
Nehmen wir an, dass die chemische Zusammensetzung des ursprünglichen Tongesteins etwa dem Chemismus des Kaolins entspricht, so können die folgenden Gleichungen für die Umwandlungen aufgestellt werden:



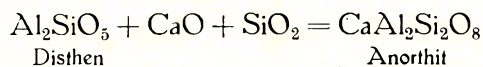
Im weiteren Verlauf der Umwandlungen wirken die Alkalien ein:



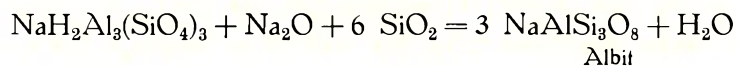
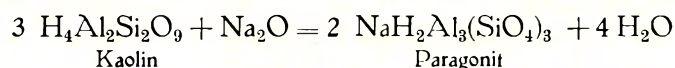
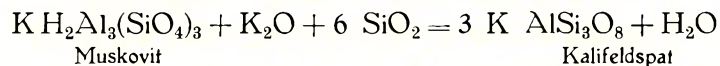
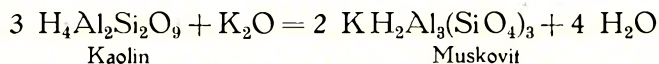
Weiters durch Aufnahme von Natron und der kleinen vorhandenen Kalkmenge können die Plagioklase entstehen, die übrigens in den Glimmerschiefern des Sebes-Kristallins nur eine kleine Rolle spielen:



und



Muskovit- und Feldspatbildung können natürlich auch unmittelbar aus dem Kaolin abgeleitet werden:



Die Bildung des Almandins, resp. des Stauroliths hängt mit dem ziemlich hohen Eisengehalt des ursprünglichen Gesteins zusammen. Der Gehalt an Al_2O_3 des ursprünglichen Tongesteins war — im Verhältnis zur Eisenmenge — relative nicht sehr hoch. Damit soll nicht behauptet werden, dass die Menge von Al_2O_3 gering gewesen wäre. Im Gegenteil, das Tongestein war reich an Al_2O_3 , daneben hat es auch verhältnismässig viel Eisen geführt. Im Vergleich zu den Eruptivgesteinen war das Ausgangsmaterial sogar sehr reich an Tonerde. Dagegen war sehr wenig Kalk vorhanden.

Wie aus den angeführten Gleichungen hervorgeht, wird die relative Menge der Tonerde besonders durch die Feldspatbildung, namentlich durch Aufnahme von viel SiO_2 und Alkalien stark herabgesetzt. Wenn die Feldspatbildung fehlt, oder nur in sehr geringem Mass stattfand, dann bleibt ein beträchtlicher Überschuss an Al_2O_3 zurück. Bei unseren Glimmerschiefern haben wir es mit diesem Falle zu tun. Die Plagioklasmenge ist sehr gering, daher ist der Tonerdeüberschuss hoch: (*al—alk*) schwankt zwischen 41.0 und 45.5.

In der Mesozone ist die Kristallisationskraft grösser, als in geringer Tiefe und sie gibt sich im Wachsen einzelner Gemengteile auf Kosten anderer kund. Die dem Phyllitstadium entsprechenden kleinen Serizitschüppchen gingen in grossblättrigen Muskovit über. Der Chlorit hat sich in Biotit umkristallisiert. Der grösste Teil der vorhandenen Quarzindividuen wurde in der Form von grösseren Körnern umkristallisiert. Durch den grösseren Gehalt an Tonerde und Eisen im Ausgangsgestein wurde die Bildung der tonerdereichen Gemengteile: Almandin, Disthen, Staurolith bedingt. Das Vorkommen des Turmalins lässt sich auf die pegmatitischen Restlösungen zurückführen, aus denen die Pegmatite entstanden, die im Glimmerschiefer in grosser Menge und oft turmalinführend vorhanden sind.

Quarzite.

ALLGEMEINES.

Mitunter findet man zwischen den Glimmerschiefern und den Paragneisen kleine, meist linsenförmige Einlagerungen, die wesentlich aus Quarz und etwas Muskovit bestehen. Der Muskovit bildet dabei sehr kleine und dünne Schüppchen. Diese Gesteine wurden unter dem Namen *Quarzit* zusammengefasst. Ihre geomorphologische Rolle ist ohne Belang, denn sie haben meist sehr geringe Ausdehnung in einer Masse und kommen spärlich vor. Einige — etwas grössere — Vorkommen sind auch auf der geologischen Karte fixiert worden.

Einige der grössten Vorkommnisse sind die folgenden:

Der „Steaja“ genannte Teil der *Piatra alba*, östlich von der Kuppe 2149 m besteht aus Quarzit, der in WO-licher Richtung bis zum südlichen Teil der *Stâna Groapei jipoasa* dahinzieht.

Im nördlichen Teil der *Piatra alba* (2180 m), einige Schritte gegen N vom turmalinführenden Pegmatit ist eine kleine Einlagerung (höchstens 30 m mächtig) teilweise aufgeschlossen.

An der Westseite des Gipfels (1910 m) der *Preaja*, sowie gegen NO davon, zwischen den Kuppen 1933 m und 1944 m der *Tarnea* findet man kleine Vorkommen.

Im nördlichen Gebiet des *Dealul Cibanul* (1740 m), etwa 1 km (Lufflinie) gegen SO vom Jägerhaus *Cibanul*, wurde durch den Weg eine etwa 25 m mächtige Einlagerung aufgeschlossen.

Der 1643 m hohe Gipfel des Gotia-Zuges (in der Nähe des Lotru-Baches) besteht aus Quarzit, der hier ziemlich hoch emporragt.

Etwa 600 m gegen NW vom Gipfel des Bălândrul mare, am schmalen Kamm, der zum Conjul mare hinüberführt, befindet sich im Glimmerschiefer eine schwache Einlagerung.

Die angeführten Quarzite kommen alle in verschiedenen ausgebildeten Glimmerschiefern vor.

Im Gebiet gegen W und NW von Căndrelu-Gebiet finden wir am schmalen Kamm des Plaiul Frunților einen Quarzit, der die höchste Kuppe (1506 m) des Kammes aufbaut. Dieses Vorkommen lässt sich etwa 400 m in NS-licher Richtung verfolgen.

An der W-lichen Seite des Dealul Comarnicelul (1895 m) (NW-lich vom Surianu), einige Schritte gegen SW von der Kote 1799 m, findet man einige anstehende Quarziffelsen.

Der höchste Gipfel der Pojana Ditei (1521 m) besteht aus Quarzit. Die Länge dieses Vorkommens in N-S-licher Richtung beträgt etwa 600 m (mit kleinen Unterbrechungen).

Im Gebiet S-lich Resinár findet man am Dealul Plaiului (1198 m), an der nordwestlichen Seite der Kuppe, etwas unterhalb des höchsten Punktes ein kleines Vorkommen.

Ganz kleine Quarziteinlagerungen lassen sich ab und zu in verschiedenen Teilen der Glimmerschieferzone beobachten.

Die Quarzite sind graue oder etwas rötlichgraue, harte, spröde Gesteine von sehr gleichförmiger Ausbildung. Als Typus beschreibe ich das Gestein von der Poiana Ditei.

PHYSIOGRAPHIE DER QUARZITE.

QUARZIT, POIANA DITEI.

Das lichtgraue Gestein scheint bei megaskopischer Betrachtung massig ausgebildet zu sein. Mit unbewaffneten Augen kann man nur Quarz, kleine Muskovitschüppchen und rote, eisenoxydische, kleine Flecke unterscheiden. Mit der Lupe lässt sich eine deutliche Schieferung bemerken: die spärlichen Muskovitblättchen liegen in ungefähr paralleler Orientierung und auch die roten Flecken sind im grossen und ganzen in Ebenen geordnet, die parallel zu (001) der Glimmerblättchen liegen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Rutil*, *Zirkon*. Ausserdem ist eine rote, eisenoxydische Pigmentsubstanz (*Hämatit*) vorhanden. Mindestens 90 Volum % des Gesteins bestehen aus Quarz.

Die Quarzkörner gehören der Grösse nach zwei Gruppen an. Man beobachtet sehr kleine (0.01 bis 0.13 mm) und grosse (0.3 bis 1.2 mm) Körner. Die grösseren Körner sind sehr unregelmässig umgrenzt, sie zeigen meist grosse, regellose Einbuchtungen. Diese grossen Körner greifen buchtig ineinander, oder aber sie wurden durch aus kleinen Körnern aufgebaute Streifen voneinander getrennt. Diese Lagen bestehen meist aus mehreren Reihen von kleinen Quarzkörnern. Die Mächtigkeit der Lagen schwankt meist zwischen 0.03 und 0.3 mm. Auch diese kleinen Körner zeigen regellose Umgrenzung, aber ohne tiefe Einbuchtungen. Wo sie mit den grossen Körnern in Berührung stehen, dort liegen sie in den Buchten der grossen Körner. Mitunter bilden die grossen Quarzkörner ebenfalls dünne Lagen, welche mit den Lagen der kleinen Körner abwechseln.

Die grossen Quarzkörner zeigen meist eine deutliche Felderteilung und undulöse Auslöschung. Viele von den kleinen Körnern löschen ebenfalls wogend aus.

Die Quarzkörner enthalten meist viele sehr kleine Interpositionen, die in Reihen, Schwärmen angeordnet, oder regellos verteilt erscheinen. Sehr selten lässt sich in denselben eine bewegliche Libelle beobachten.

Der *Muskovit* erscheint in Form von kleinen (0·1 bis 0·35 mm, selten bis 0·55 mm) Schüppchen, die isoliert, einzeln auftreten; (001) ist immer scharf ausgebildet, sonst ist aber die Umgrenzung regellos. Wie erwähnt, liegen die Muskovitblättchen ungefähr in paralleler Orientierung.

Meist in der Begleitung der Muskovite treten einige *Biotit*blättchen auf. Die Blättchen zeigen ganz regellose Umgrenzung; ab und zu erscheint die Form (001) nicht genügend scharf ausgebildet. Der Durchmesser der Blättchen erreicht nicht die maximale Dimension der Muskovite. An Menge bleibt der Biotit stark hinter dem Muskovit zurück. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = dunkelbraun, mitunter mit grünem Stich. $2V\alpha = 0^\circ$. Als Einschlüsse wurden *Magnetit*, *Rutil* und *Zirkon* beobachtet. Das letzte Mineral hat einen sehr dunklen, fast schwarzen, pleochroitischen Hof hervorgehoben.

Manche Biotite wurden mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Der Pleochroismus der Chlorite ist ziemlich stark: α = grüngelb, γ = grün, mit einem schwachblauen Stich.

Der *Magnetit* bildet meist ellipsoidische Körnchen, deren Längsachse in der Schieferungsebene liegt. Die kleinsten Körnchen sind jedoch meist isodiametrisch ausgebildet. Korngrösse: 0·03 bis 0·16 mm, seltener bis 0·42 mm. Manche Biotite führen sehr viele kleinen Magnetitkörnchen.

Die *Rutil*körnchen werden verhältnismässig häufig beobachtet in 0·015 bis 0·16 mm langen Kriställchen. Die kleineren Kristalle zeigen eine mehr oder weniger scharfe idiomorphe Ausbildung mit Bipyramidenflächen; die grösseren sind terminal abgerundet. Der Pleochroismus ist deutlich: ω = lichtorange gelb, ε = bräunlichgelb. Sie kommen meist in der Nähe der Glimmerblättchen und als Einschluss im Biotit vor.

Zirkon tritt in minimaler Menge in Form von farblosen, an beiden Enden mehr oder weniger abgerundeten, länglichen Körnchen auf. Die Länge der Individuen schwankt zwischen 0·016 und 0·05 mm. Die Körner liegen oft in der Nähe von Magnetiten, oder aber sie bilden Einschlüsse im Biotit.

Häufig findet man rote Flecken aus Eisenoxyd. Mitunter kann man in diesen kleine hexagonale Umrisse bemerken; diese sind blutrot, durchsichtig und können nur als *Hämatit* aufgefasst werden.

Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung ist dieses Gestein ein *Muskovit-Biotit-quarzit*, jedoch mit wenig Glimmer.

Die anderen Quarzite zeigen im wesentlichen dieselbe Ausbildung, nur der Gehalt an Glimmer scheint etwas zu schwanken. Der Gehalt an Glimmer bleibt aber immer niedrig.

Einlagerungen von Mangan- und Eisenerzen.

An mehreren Stellen des aufgenommenen Gebietes findet man kleine Ausbisse von Mangan- und Eisenerzen. Diese sind Eisen- und Mangansilikate, die durch Oxydation und Zementation einen eisernen Hut bilden. Alle Vorkommen gehören dem Typus „Macskamező“ an.

Die wichtigsten Ausbisse können von den folgenden Stellen erwähnt werden: im südwestlichen Teil des Gebirges, östlich von Ohába ponor sind zwei Ausbisse bekannt. Ein Ausbiss liegt SW-lich

vom Dealul Strâmbul (1168 m), zwischen Valea Strâmbului und Pârâul Jigurasa, unweit von der Vereinigung der beiden Täler. Der andere kommt NW-lich Dealul Strâmbul am Kamm zwischen Valea Malcii und Valea Pravecului vor.

Im Gebiet nördlich vom Surianu sind folgende Stellen nennenswert. An der SW-Lehne des Bâtrina-Berges (1794 m) in der Nähe der mit Kote 1709 m bezeichneten Quelle, ferner an der Südseite, bei etwa 1780 m Höhe (barometrische Beobachtung) und westlich Bâtrina, am nordöstlichen Kamm des Steaua mare (1734 m) in etwa 1700 m Höhe (barometrisch), an der N-Seite der Kuppe 1621 m. Zwischen Râul Sipcii und Râul Bosorog, nahe zur Vereinigung der Täler, am Reitweg, der gegen SW führt, findet man etwa zwischen 1160 und 1180 m Höhe (barometrische Beobachtung) Ausbisse. Im Tal des Râul mare (Kudsir-Bach), an der südwestlichen Lehne der Măgura (1531 m) können an zwei Stellen Ausbisse beobachtet werden. Beide liegen neben dem Weg, der ins Tal des Kudsir-Baches hinunterführt, namentlich in etwa 1540 bis 1550 m und 1200 bis 1250 m Höhe (barometrische Beobachtungen). In der Nähe der Măgura-Klause, in demselben Tal (1010 m) liegen einige Blöcke herum. Zwischen Steaua mare und Dealul Negru (1885 m) findet man ebenfalls einige Stücke neben dem Weg (anstehende Blöcke wurden hier nicht vorgefunden).

Südwestlich von der Colonia Bistra, zwischen Valea Bistra und Sebes-Tal liegt der Berg Mijlocia (1474 m). An dessen Nordseite, zwischen den Kuppen 1451 und 1376 m, ferner etwa 280–300 m gegen ONO vom Punkt 1474 m liegen Ausbisse im granatführenden Glimmerschiefer. Am Runcul Cailor (1475 m), etwa 2 km südöstlich vom Jägerhaus Bistra enthält der Ausbiss viel Quarz. Am Vârful Strâmba mare (1831 m), nördlich vom Frumoasa liegt ein Ausbiss an der südöstlichen Lehne des Berges. Hier kommt das Erz ebenfalls mit viel Quarz vor. Das Muttergestein ist ein granatführender Glimmerschiefer, in welchem viel Pegmatit vorkommt.

Im Gebiet östlich vom Căndrelu (2245 m) findet man Ausbisse südlich vom Jägerhaus Negovanul mare, an der rechten Seite des Valea Sadurelul-Tales, zwischen 1400 und 1480 m Höhe (barometrische Beobachtung).

In Form von Geröllen wurde das Erz auch in dem oberen und mittleren Abschnitt des Valea Dobrei-Tales gefunden.

Die anstehend gefundenen Punkte gruppieren sich im grossen und ganzen in einer dem Generalstreichen des Kristallins parallelen Zone.

Die Einlagerungen liegen konkordant dem Kristallin eingeschaltet. Wie dies durch mehrere Forscher, so bereits durch B. WALTER und F. KOSSMAT nachgewiesen wurde, liegen hier ursprünglich sedimentäre, lagerförmige Vorkommen vor, die aber während der Bildung des Sebes-Kristallins eine Umkristallisierung erfahren haben. Sie bilden heute meist linsenförmige, konkordant eingeschaltete Teile des Kristallins.

Im untersuchten Material konnten zwei Typen unterschieden werden. 1. Typus: Spessartin und 2. Typus: Eisen-Manganpyroxene. Neben diesen Mineralien können noch manganführende Hornblenden und selten Olivine auftreten. Die Menge dieser letzteren scheint — auf Grund meines Materials — gering zu sein. Reichlich ist immer Quarz vorhanden; ferner können minimale Mengen von *Apatit* und eventuell *Pyrit* ebenfalls vorkommen.

Die Ausbisse am Runcul Cailor bestehen im wesentlichen aus *Spessartin* und *Quarz*. Das

letztere Mineral durchsetzt unregelmässig die Masse des Spessartins in Form von sehr dünnen, bis einige cm starken Adern. Der Spessartin ist lichtbräunlichgelb, spröde und derb ausgebildet. Nur an den Klüften findet man kleine (einige 0·1 mm), honiggelbe, aufgewachsene Kriställchen. Diese kleinen Kristalle sind immer isodiametrisch ausgebildet, aber meist ohne erkennbare Kristallform. Selten findet man Individuen, die Flächen eines Deltoidikositetraeders erkennen lassen.

U. d. M. erwies sich der Granat farblos (im Dünnschliff) und isotrop. Eine chemische Analyse des derben Materials ergab folgendes Resultat :

SiO ₂	35·03 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·47
Al ₂ O ₃	17·44
Cr ₂ O ₃	Sp.
Fe ₂ O ₃	5·14
FeO	2·64
MnO	31·25
MgO	1·68
CaO	4·67
Na ₂ O	1·43
K ₂ O	0·02
H ₂ O+110°	0·41
H ₂ O-110°	0·10
Summe	100·28

Analytiker: I. FINALY und T. TAKÁCS.

Spez. Gew. (d²⁰/₄ l): 4·139.

Unter I. werden die ohne Wasser auf 100 umgerechneten Gewichtsprocente, unter II. die Molekularquotienten angeführt :

	I.	II.	
SiO ₂	35·11 ⁰ / ₀	0·5846	}
TiO ₂	0·47	0·0059	
Al ₂ O ₃	17·48	0·1715	}
Cr ₂ O ₃	Sp.	—	
Fe ₂ O ₃	5·15	0·0316	}
FeO	2·65	0·0368	
MnO	31·32	0·4416	}
MgO	1·68	0·0417	
CaO	4·68	0·0835	}
Na ₂ O	1·44	0·0232	
K ₂ O	0·02	0·0002	}
Summe	100·00		

Aus diesen Zahlen lassen sich die folgenden Komponenten berechnen:

	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	(SiTi)O ₂
0·0003 K ₆ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	0·0003	—	—	—	—	—	—	0·0001	0·0003
0·0231 Na ₆ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	0·0231	—	—	—	—	—	0·0077	0·0231
0·0774 Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	—	0·0774	—	—	—	0·0258	—	0·0774
0·0138 Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	—	—	0·0138	—	—	—	0·0046	0·0138
0·0174 Mg ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	—	—	0·0174	—	—	0·0058	—	0·0174
0·4416 Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	—	—	—	0·4416	—	—	0·1472	0·4416
0·0366 Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂ . . .	—	—	—	—	—	0·0366	—	0·0122	0·0366
Summe . . .	0·0003	0·0231	0·0774	0·0312	0·4416	0·0366	0·0316	0·1718	0·6102
Differenz . . .	- 0·0001	+ 0·0001	+ 0·0061	+ 0·0105	—	+ 0·0002	—	- 0·0003	- 0·0197

Demnach wäre die Zusammensetzung in Molekularprozenten:

K ₆ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	0·05
Na ₆ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	3·79
Ca ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	12·68
Mg ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	2·26
Mg ₃ Fe ₂ Si ₃ O ₁₂	2·85
Mn ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	72·37
Fe ₃ Al ₂ Si ₃ O ₁₂	6·00
Summe	100·00

Das Gestein der Ausbisse im Gebiet der Mägura besteht im wesentlichen aus einem lichtrosenrot gefärbten *Pyroxen*.

Die Pyroxenkörner sind meist kleiner, als 1 mm und regellos umgrenzt, mit buchtigen, verzahnten Konturen. Die Körner sind miteinander verzahnt. Zwischen ihnen liegen schwarze, oder braune, opake Körnchen als sekundäre Produkte. Der Pyroxen ist im Dünschliff farblos oder hat nur einen ganz schwachen Stich in die Rosafarbe (in dicken Schnitten). Die prismatische Spaltbarkeit ist ausgezeichnet; $\gamma : c = \text{etwa } 37^\circ$. $2V\gamma = \text{etwa } 80^\circ$. $\gamma - \alpha = \text{ca. } 0\cdot024$. Die mir zur Verfügung gestandenen Handstücke waren zu stark oxydiert und wegen der dunklen Oxydationsprodukte war eine nähere Untersuchung nicht möglich. Deswegen machen diese Werte auf eine Genauigkeit keinen Anspruch. Weitere Untersuchungen an gutem, nicht oxydiertem Material wären wünschenswert.

Herr Adjunkt F. PAPP hat die Oxydationsprodukte mit Erzmikroskop untersucht und bestimmte die folgenden Mineralien: *Braunit*, *Limonit* und *Quarz*. Über den Braunit hat er folgendes mitgeteilt (mündliche Mitteilung): „Die Polygone vom Braunit haben Dimensionen von 0·02 bis 0·07 mm. Die Braunitkörnchen sind anisotrop und verhalten sich gegen die üblichen Reagenten (HNO₃, KOH, HCl, FeCl₃, KCN, H₂O₂) negativ. Bei einer Behandlung mit H₂SO₄ + H₂O₂ lässt sich nach vier Minuten keine Veränderung beobachten. Das Mineral lässt sich mit einer Nähnadel nicht kritisieren.“

Die Granitgneise.

ALLGEMEINES.

Die hierher gehörigen Gesteine, die als Granitgneise bezeichnet werden können, bilden kleinere, überwiegend konkordante Einlagerungen in der Serie der Paragneise. Sie treten in kleineren Dimensionen auf, die Mächtigkeit derselben beträgt manchmal nur einige Meter, oft einige 100 m. Diese Gesteine sind durchaus in den tiefen Tälern aufgeschlossen und hier ragen sie mitunter in sehr steilen Felswänden empor (Fig. 23).

Die textuelle Ausbildung derselben ist etwas schwankend: oft kann man die Schieferung schon megaskopisch gut beobachten. Es gibt aber auch Typen, die eher an massige Gesteine, namentlich an Granite erinnern. Die Zugehörigkeit dieser letzteren zu den kristallinen Schiefen kann erst durch

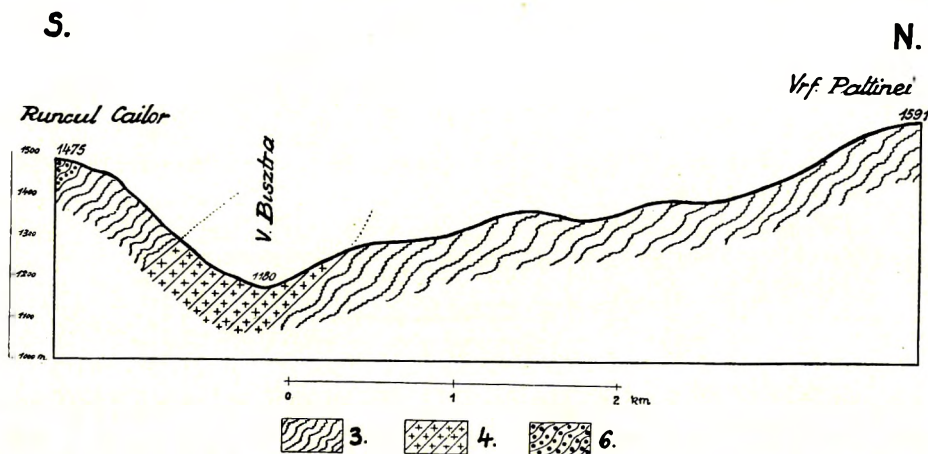


Fig. 23. Profil quer durch das Bistra-Tal. 3 = Glimmerschiefer; 4 = Biotitgranitgneis; 6 = Mangan-Eisenerz.

die mikroskopische Untersuchung festgestellt werden. Sie werden manchmal von Pegmatiten, oder Apliten begleitet, stellenweise von Pegmatitnestern durchsetzt.

Im Felde fallen diese Gesteine durch ihre mehr oder weniger rötliche Farbe auf. Sie führen nämlich einen rosafarbenen *Kalifeldspat* (*Mikroklin*). Die weiteren wesentlichen Gemengteile derselben sind: sehr saurer *Plagioklas*, *Quarz* und *Biotit*. In einigen Typen tritt *Hornblende* anstatt eines Teiles der Biotite auf. In dieser Beziehung zeigen sich gewisse Schwankungen. Es gibt Gesteine, die als dunklen Gemengteil nur Biotit enthalten, höchstens mit Spuren von Hornblende. In der Umgebung des oberen Abschnittes der Frumoasa herrscht die Hornblende vor.

An der Grenze der Glimmerschiefer und der Schiefergneise sind die Granitgneise mitunter in Form von Injektionen in die ursprünglichen Paragesteine eingedrungen, hier und da in sehr dünnen Adern, so dass sich die beiden Gesteine oft kaum genau abgrenzen lassen. Stellenweise scheint der Biotit etwas mehr angereichert zu sein. Diese letztere Erscheinung ist vornehmlich dort zu beobachten, wo die Granitgneise an die Paragesteine grenzen, oder Injektionen in denselben bilden. Sehr wahrscheinlich sind diese an Biotit reicheren Lagen bereits durch Metamorphose aus Sedimenten entstanden.

Auf der geologischen Karte konnten natürlich innerhalb der Paragesteine nur die wichtigeren Vorkommen ausgeschieden werden.

Die wichtigsten Aufschlüsse dieser Gesteine können von den folgenden Gebieten angegeben werden:

Im Sebes-Tal, wo die Talsohle nach der Mündung der Salanile sich etwas erweitert, am östlichen Rand der Dîmbul Serpilor (1363 m), ist an der linken Seite des Flusses, in etwa 1·5 km Länge gegen N bis zur Mündung des Valea Fetitîi-Tales das rosafarbene Gestein mehr oder weniger aufgeschlossen. Einfallen: gegen 5^h unter 30°. Am rechten Ufer wurde es in etwa 600 m Länge teilweise entblößt. Weiter aufwärts im Sebes-Tal, in der Nähe der alten Grenze gegen Rumänien, findet man in etwa 4 km Länge einige Aufschlüsse (Fig. 24), stellenweise von Pegmatiten und von

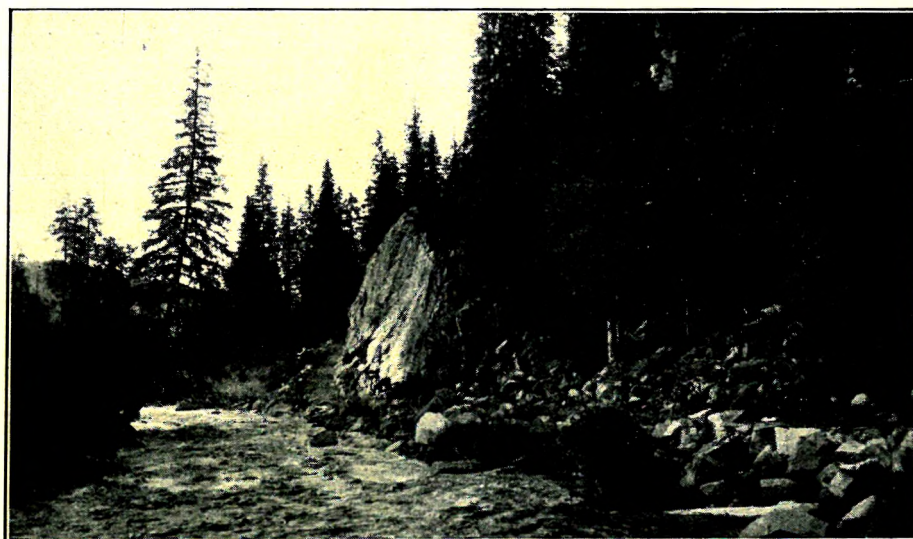


Fig. 24. Aufschluss von Granitgneis im Frumoasa-Tal, etwas nördlich von der alten rumänischen Grenze.

Schiefergneislagen begleitet. Einfallen in den nördlichen Teilen 20°–30° gegen 5^h, gegen S in Durchschnitt 30° gegen 5^h bis 8^h. Die 1347 m hohe Kuppe des Runcul mare besteht aus demselben Gestein.

In der Gegend des oberen Abschnittes der Frumoasa, d. h. nördlich der Gendarmeriebaraken von Piatra alba, kommt überwiegend der amphibolführende Granitgneis vor. Stellenweise wird das Gestein von Pegmatit (mit Hornblende) durchdrungen. Hier ist das Gestein meist sehr reich an Hornblende; es gibt aber auch Varietäten, in welchen der Amphibol mehr oder weniger zurücktritt. Das ist das grösste mir bekannte Vorkommen des hornblendereichen Gesteins.

Am SO-Kamm der Foltea (nördlich vom Căndrelu) und westlich von der Stâna Gaozioarei, kommt das biotithaltige Gestein vor.

Im Bistra-Tal, östlich der Friedrichs-Klause, im Abschnitt zwischen 1077 m und 1245 m (barometrische Beobachtung), findet man in etwa 3 km Länge mehrere Aufschlüsse des biotitführenden Gesteins. Einfallen: im westlichen Teil 15°–20° gegen SO, im östlichen 25°–45° SW. Im Sebes-Tal, etwas oberhalb der Mündung der Valea Balelor, ist ebenfalls dieses Gestein aufgeschlossen.

Am südlichen Kamm des Dealul Seracinu (1951 m) besteht die Kuppe 1476 m (unweit vom Lotru) aus gefaltetem Granitgneis. Einfallen: 10° gegen N und 30° gegen S.

Im oberen Abschnitt des Galbina-Tales (N-lich Petrozsény) zwischen 860 m und 1200 m (barometrische Beobachtungen), hat der Bach an mehreren Stellen den Granitgneis entblösst. Der Bach fließt hier ungefähr in der Richtung des Streichens. Einfallen: 15° – 25° gegen W. Das Gestein ist stellenweise pegmatitisch ausgebildet. Auch Schiefergneise sind ab und zu zwischengeschaltet.

Im Abschnitt zwischen 931 m und 1000 m des Valea Petrosului-Tales (nördlich vom vorigen Vorkommen), sowie zwischen 1030 m und 1100 m (barometrische Daten) desselben Tales wurde dasselbe Gestein mehr oder weniger aufgeschlossen. Einfallen: 45 – 70° gegen W und NW. Im Ditei-Tal zwischen 930 m und 1010 m, ferner bei 900 m stösst man auf dasselbe Gestein. Am südlichen Teil der Stâna Titianului, ferner gegen N bei der Stâna Rovinei ist wieder dieser Granitgneis zu finden.

Im Auşel-Tal, bei der Mündung des Pârâul Ditei, ferner zwischen 1245 m und 1345 m enthält der Granitgneis ab und zu Pegmatitgänge. Östlich vom Jägerhaus Auşelul, im Pârâul Clăbucetului ist im unteren Abschnitt amphibolführendes Gestein, weiter oben (gegen O) Biotitgranitgneis teilweise aufgeschlossen. Einfallen: 40 – 45° gegen W, resp. SW.

Im Tal des Kudsir-Baches (Râul mare) liegen Einlagerungen bei etwa 1010 m und 1070 m Höhe (barometrische Beobachtungen) im Granatglimmerschiefer (Fig. 25). Der Râul Alunului hat in einer Höhe von etwa 628 m (barometrisch) ein biotithaltiges Gestein aufgeschlossen. Im Mirasului-Tal (nördlich vom Jägerhaus Măgura), in etwa 1100 m bis 1105 m Höhe (barometrische Beobachtung) finden wir wieder eine Einlagerung. Am Dealul Molivisului (1467 m) entlang des Weges ist eine kleine Einlagerung stellenweise aufgeschlossen.

Vor der Kolonie Santa führt ein Weg gegen W in das Stesii-Tal hinunter, wo zwischen 1100 m und 1200 m Höhe (barometrische Beobachtung) ein pegmatitreicher, amphibolführender Granitgneis (mit Biotit) aufgeschlossen ist. Einfallen: 40° – 60° gegen SW. Der Pegmatit bildet teilweise Gänge im Granitgneis.

Da die Granitgneise meist in den tiefen Tälern auftreten, gewinnt man im Felde den Eindruck, als wenn diese Gesteine nur die am höchsten gelegenen Ausläufer eines tiefer gelegenen, grösseren Gesteinskörpers wären. Die aufgeschlossenen Gesteine wären demnach gangartige Ausläufer einer grösseren, tiefer gelegenen Granitmasse. Die eng verbundenen Pegmatite von derselben mineralogischen

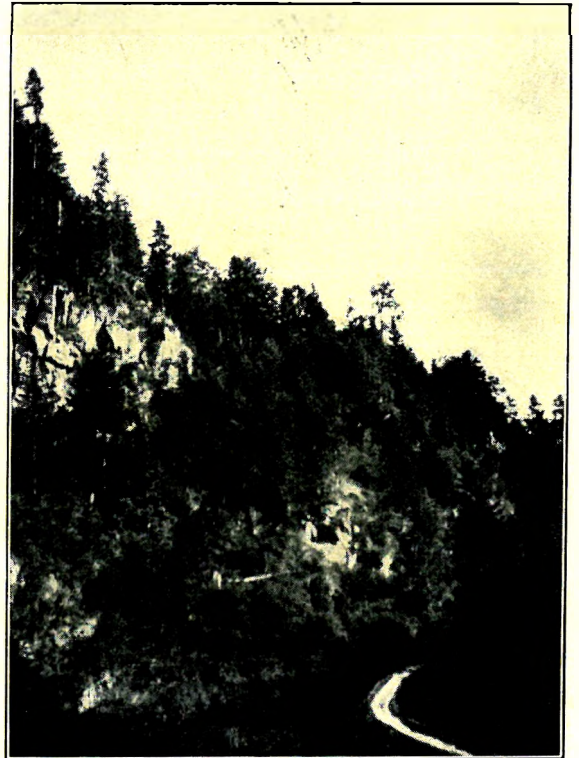


Fig. 25. Granitgneis im Tal des Kudsir-Baches, etwa 1025 m. ü. d. M.

Zusammensetzung deuten ebenfalls auf die Berechtigung dieser Annahme hin. Das Auftreten von Hornblende liesse sich auch in der Weise erklären, dass das Granitmagma sedimentäres Material, namentlich mergelige Sedimentgesteine, eingeschmolzen hat. Ob eine derartige Einschmelzung tatsächlich stattgefunden hat, lässt sich auf Grund der bisherigen Beobachtungen nicht entscheiden.

PHYSIOGRAPHIE DER GRANITGNEISE.

BIOTITGRANITGNEIS (SURIANGNEIS) IM TAL DER FRUMOASA.

Der Aufschluss befindet sich bei der grossen Krümmung des Baches, neben der alten Grenze gegen Rumänien, am rechten Ufer der Frumoasa.

Das ziemlich feinkörnige Gestein macht den Eindruck eines massigen Eruptivgesteins, ab und zu mit Pegmatitadern und Quarzadern. Die Farbe ist durchschnittlich dunkelgraulich rosafarben. Feldspate von weisser und lichtfleischroter Farbe, farblose Quarzkörner und schwarze Biotitblättchen lassen sich schon megaskopisch erkennen. Einige Feldspate erreichen Dimensionen bis 2–3 mm, sonst sind die Gemengteile von ziemlich gleicher Korngrösse mit überwiegend 0.3–1.1 mm Durchmesser. Spärlich kann man auch einzelne grössere Magnetitkörnchen von 2–3 mm Durchmesser beobachten.

Das Gestein ist massig bis geschiefert. Eine schwache Schieferung wird stellenweise durch die im Quer- und Längsbruch sichtbare Anordnung der Biotite in flaserigen, dünnen Lagen herbeigeführt. Oft kann man gar keine Schieferung wahrnehmen. Die Struktur ist granoblastisch.

Die Gemengteile sind: *Kalifeldspat (Mikroklin)*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Amphibol*, *Titanit*, *Chlorit*, *Epidot*, *Apatit*, *Magnetit*, *Muskovit*, *Zirkon*.

Der *Kalifeldspat* herrscht unter der Feldspaten vor; wegen seiner lichtfleischroten Farbe ist er schon megaskopisch leicht zu unterscheiden. Seine Körner sind im Durchschnitt etwas kleiner, als die Plagioklase. Die Dimensionen schwanken überwiegend zwischen 0.2 und 0.7 mm, manche erreichen jedoch Grössen bis 1.5 mm. Die Kristalle sind oft tafelig nach (010) ausgebildet, sonst zeigen sie keine regelmässige Begrenzung; die Konturen sind buchtig, oder verzahnt, ohne Idiomorphismus. Der *Kalifeldspat* ist gegittert, somit gehört er zum *Mikroklin*. Die Auslöschung an Spaltblättchen nach (001) beträgt im Mittel 15.0°. Auf (010) tritt die positive Bisectrix etwas schief heraus. Ein sehr gut zentrisch getroffener Schnitt $\perp \gamma$ erlaubte die Auslöschungsschiefe α' : (001) mit 7° zu bestimmen. Der Charakter der Doppelbrechung ist negativ. Die Kristalle sind durchaus sehr frisch, sie führen nur selten einige sehr kleine *Serizit*blättchen als Umwandlungsprodukte. Mikroperthitische Entmischungen mit kurzen Albitstreifen sind oft vorhanden.

Selten scheint der *Kalifeldspat* ungegittert zu sein. Aber auch in diesen Fällen kann man keinen zentralen Austritt von γ auf (010) beobachten. Somit scheint nach den bisherigen Untersuchungen Orthoklas entweder überhaupt nicht vorhanden zu sein, oder höchstens in sehr untergeordneter Menge.

In den Mikroklinen findet man *Biotit*, *Titanit*, selten auch *Quarz* als Einschluss.

Manchmal enthält der Mikroklin ziemlich grosse Buchten von *Myrmekit*. Der *Myrmekitfeldspat* grenzt sich gegen den Mikroklin stets durch deutlich konvexe Flächen ab. Die Quarzstengel im *Myrmekit* sind divergent strahlig, oft mehr oder weniger gebogen, aber sie stehen ungefähr senkrecht zur

Grenzfläche. Die Grenzfläche zwischen Myrmekit und Mikroklin erscheint manchmal nicht vollkommen scharf, sondern etwas gezähnt, oder gekerbt. Die Zusammensetzung des Plagioklases im Myrmekit scheint einem Albit-Oligoklas zu entsprechen: $\gamma' < \varepsilon$, $\alpha' < \omega$, $\gamma' \leq \omega$, $\alpha' < \varepsilon$. Die Quarzmenge im Myrmekit ist nicht gross.

Eine genaue Ausmessung im Myrmekit ist schwierig wegen der Krümmung der Quarzstengel. Aus einigen Messungen habe ich das Verhältnis der Breite der Quarzstengel zur Breite des dazwischen liegenden Feldspatmaterials wie 1:4.5 gefunden. Dieses Verhältnis dürfte mit den Beobachtungen von BECKE im Granitgneis von Stillup übereinstimmen.

In grosser Menge ist auch der *Plagioklas* vorhanden. Seine durchschnittliche Korngrösse übersteigt die des Mikroklin. Die meisten Körner zeigen Dimensionen von 0.33 bis 0.88 mm, die grössten sind 2.5–3 mm lang. Auch der Plagioklas zeigt vollständig unregelmässig begrenzte, xenoblastische Formen, höchstens eine nach (010) tafelige Ausbildung ist zu bemerken. Die Bildung der Zwillingslamellen folgt hauptsächlich dem Albitgesetz. Periklinzwillinge sind ebenfalls verbreitet und zwar entweder selbständig, oder noch häufiger als Albit-Periklinzwillinge. Die Zwillingslamellen sind schmal. Über die chemische Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Messungsergebnisse:

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 87.5°	82°	+7° = (010) = Albit = 12% An.
S	-80°	+10.5°	-85° = (001) = 13% An.
	2V ₁ = +85°		
	α	β	γ
2. A_{1-2}	-89.5°	+88°	+3° = [010] = Periklin = 15% An.
P_{1-2}	90°	+40°	-85° = Periklin = 14% An.
	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+89°	+83°	+8° = (010) = Albit = 11% An.
4. Schnitt $\perp \alpha$, α' : (010) = 9° = 12% An.			
5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = 3° = etwa 16% An.			
6. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$.			
7. $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' \leq \omega$.			
8. Schnitt \perp A oder B. AE: (010) = 82° = etwa 15% An.			

Die Plagioklase sind meist granophyrisch (poikilitisch) von Quarz durchdrungen; die kleinen Quarzeinschlüsse zeigen meist dieselbe optische Orientierung. Als Einschlüsse findet man manchmal Biotit und sehr kleine *Serizit*-Schüppchen als Produkte einer beginnenden Umwandlung der Plagioklase. Oft enthalten die Plagioklase unregelmässig begrenzte Körnchen von *Mikroklin*.

Die farblosen, xenoblastisch entwickelten *Quarzkörner* (Dimensionen überwiegend zwischen 0.10 und 1.16 mm) sind im Durchschnitt ziemlich isometrisch und greifen oft buchtig ineinander, wo sie gegeneinander stossen. Gegen die Feldspate zeigen sie weniger ausgebildete, buchtige oder verzahnte Konturen. Die kleinsten Körnchen besitzen kugelige Gestalt. Felderteilung und undulöse Auslöschung

sieht man nur schwach ausgebildet. Eine Gefügeregelung der Quarzindividuen konnte nicht beobachtet werden. Der Quarz hat oft Plagioklase oder etwas seltener einzelne Teile der Mikrokline granophyrisch (poikilitisch) durchdrungen. Diese sind beim ersten Anblick den Myrmekiten nicht unähnlich.

Die Quarzindividuen enthalten recht viele kleine Einschlüsse in Reihen, Zügen, Schwärmen oder regellos verteilt. Sie sind dicht gedrängt; dagegen finden sich zwischen den einschlussreichen Flecken ziemlich einschlussfreie Stellen. Die Flüssigkeitseinschlüsse enthalten manchmal eine bewegliche Libelle.

Als dunkler Gemengteil tritt der Biotit überwiegend in 0·3 bis 1·3 mm grossen, makroskopisch schwarzen Blättchen auf. Die Form {001} ist immer gut entwickelt, während im übrigen seine Konturen regellos ausgebildet sind. Der Pleochroismus ist stark: α = licht gummiguttigelb, β = dunkelbraun, γ = dunkelbraun mit Stich ins Grüne. $\gamma - \alpha$ = etwa 0·050. Einachsige, negativ. An manchen Blättchen lässt sich eine mehr oder minder fortgeschrittene Chloritisierung bemerken. Meist unterlagen bloss kleine Partien der Umwandlung. Der entstandene Chlorit ist sehr schwach doppelbrechend und zeigt folgenden Pleochroismus: α = lichtgelb, γ = grasgrün. Die Chloritisierung wird von Ausscheidungen limonitischer Körnchen entlang der Spaltrisse begleitet.

Die Biotitblättchen bilden keine geschlossenen Züge, sondern sie sind meist regellos verteilt. Aber die Schieferung wird trotzdem durch die mehr oder minder vollständige Einlagerung der (001)-Flächen in die Schieferungsebene angedeutet. Nur spärlich treten die Biotitlamellen schlierenartig, in einzelnen Bändern etwas mehr angehäuft auf.

Als Einschlüsse im Biotit kann man *Titanit*, *Apatit*, *Epidot* und etwas seltener primäres *Eisenerz* (*Magnetit*) beobachten. Sehr selten findet man kleine *Zirkonkriställchen* als Einschluss mit pleochroitischem Hof.

Selten beobachtet man kleine, farblose *Muskovitschüppchen* zwischen den Biotitblättchen.

Der *Amphibol* tritt — dem Biotit gegenüber — stark zurück. In vielen Dünnschliffen findet man überhaupt keine Hornblende. Die Individuen bilden Xenoblasten ohne Spuren eines Idiomorphismus; Dimensionen von 0·05 bis 0·8 mm. Die Konturen der Durchschnitte des megaskopisch schwarzen Minerals sind durchwegs regellos, zerlappt oder zerfranst. Die optische Ächsenenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 22\cdot5^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: α = strohgelb bis lichtgrünlichgelb, β = gelblichgrün, γ = dunkelbläulichgrün. $2V\alpha =$ etwa 57° . $\gamma - \alpha = 0\cdot0208$. Die Hornblendensind manchmal durch kleine, isodiametrischen Körnchen von *Quarz*, *Plagioklas*, *Mikroclin* siebartig durchdrungen.

Die Verteilung der Hornblende im Gestein ist recht unregelmässig. In einigen Aufschlüssen führt das Gestein nur minimale Mengen von diesem Gemengteil, anderenorts, so z. B. in der Nähe von Oaşa wird ein ziemlich beträchtlicher Teil der Biotite durch Hornblende ersetzt. Die Hornblendensind treten oft in der Nähe der Biotite auf.

Der *Titanit* ist recht verbreitet in kleinen farblosen, in dickeren Schnitten blaugelblichgrau erscheinenden, meist 0·08 bis 0·16 mm grossen Körnern. Die Durchschnitte des Minerals sind meist rhombenförmig, etwas seltener von elliptischer Gestalt. Die Körnchen sind daher durch einen hohen Grad des Idiomorphismus gekennzeichnet. Oft kommen sie in den Hornblendensind und Biotiten als Einschlüsse vor.

Der *Epidot* erscheint in nach der Orthoachse etwas länglichen, kleinen Prismen mit guter Spaltbarkeit nach (001). Eine terminale kristallographische Begrenzung fehlt. Einzelne Körner zeigen

ganz regellose Konturen. Der Pleochroismus ist wegen der sehr hellen Färbung sehr schwach: α = farblos, β = sehr lichtgelb, γ = sehr lichtgelb mit grünlichem Stich. $\gamma - \alpha = 0.035$. Der optische Charakter ist negativ. Die Epidote treten oft in den Biotiten, oder in der Nähe derselben, ferner auch unabhängig von den Biotiten auf. Sie dürften wohl durch pneumatolytische Prozesse zustande gekommen sein.

Der farblose *Apatit* ist ziemlich verbreitet in meist abgerundeten oder ellipsoidalen, kleinen Körnchen, besonders in den Biotiten, Amphibolen, aber auch zwischen den hellen Gemengteilen.

Der *Magnetit* ist verstreut, spärlich vorhanden, entweder in isodiametrischen, oder in unregelmässig begrenzten Körnchen. Einige Körner erreichen jedoch Dimensionen von 2 bis 3 mm.

An einzelnen Stellen wird das Gestein von 5–20 mm mächtigen *Quarzadern* durchzogen, welche die Schieferung kreuzen, oft senkrecht dazu verlaufen. Diese sind nachträglich in die Spalten eingedrungen, als Folgen der letzten Phase der pneumatolytischen Tätigkeit.

Selten findet man in den Biotiten farblose, ellipsoidische *Zirkone*.

Ab und zu findet man im Gestein kleine, blutrote Flecken von *Hämatit*-Eisenoxydpigment.

Bei der Verwitterung der Gesteine werden zuerst die Biotite durch Ausbleichung und Chloritbildung umgewandelt, ferner bildet sich auch etwas Kalzit auf Kosten der Plagioklase.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	64.48%
Ti ₂ O	0.71
Al ₂ O ₃	16.46
Fe ₂ O ₃	2.30
FeO	2.97
MnO	0.10
MgO	1.45
CaO	2.49
Na ₂ O	3.85
K ₂ O	4.42
H ₂ O + 110°	0.70
H ₂ O - 110°	0.24
P ₂ O ₅	0.18
ZrO ₂	0.08

Summe: . . . 100.43

Spez. Gew.: 2.683–2.679. Mittelwert 2.681.

Analytiker: A. Vendl.

Die Parameter nach OSANN: $s = 71.94$, $\lambda = 7.24$, $C = 2.95$, $F = 7.15$, $T = 0.53$, $n = 5.69$, Reihe = β , $k = 1.29$; $a = 12.5$, $c = 6.0$, $f = 11.5$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 254.0$, $al = 38.0$, $fm = 25.5$, $c = 10.5$, $alk = 26.0$, $k = 0.43$, $mg = 0.34$; $qz = +50.0$, $p = 0.31$, $fi = 2.11$, $zr = 0.17$, $h = 9.20$, $c_{fm} = 0.41$, Schnitt = III.

Zum Vergleich, Typus des *normalgranitischen Magmas*: $si = 270.0$, $al = 35.0$, $fm = 26.0$, $c = 15.0$, $alk = 24.0$, $k = 0.42$, $mg = 0.33$, Schnitt = IV.

Die Übereinstimmung der entsprechenden Molekularwerte ist sehr gut.

Die chemische Zusammensetzung zeigt auf eruptives Material. Auf eine etwaige Einschmelzung sedimentärer Substanzen kann man aus den Analysenresultaten nicht folgern.

Die geometrische Analyse ergab folgendes:

Mikroklin (+Myrmekit)	41.92%
Plagioklas	20.65
Quarz	18.49
Biotit	12.98
Hornblende	0.58
Titanit	2.07
Epidot	1.79
Magnetit	0.48
Apatit	0.45
Muskövit	0.59
Summe	100.00

GRANITGNEIS (SURIANGNEIS), VALEA PETROSULUI, ETWA 900 m ü. d. M., NORDWESTLICH VON PETRILLA.

Dieses Gestein ist im wilden Tal Valea Petrosului an einigen Stellen aufgeschlossen. Es ist den Gesteinen der Paragneis- bis Glimmerschiefergruppe konkordant eingelagert mit westlichem Einfallen unter 30–45°.

Megaskopisch, beim ersten Anblick macht das graulich rosafarbene Gestein den Eindruck eines massigen Gesteins. Die Kristallisationsschieferung hat sich sehr schwach ausgebildet und zeigt sich bloss in der Anordnung einzelner verstreut liegender Biotitblättchen, welche sich in die Schieferungsebene eingestellt haben. Ohne Vergrößerung kann man lichtrote *Feldspate* (manchmal bis 0.6 mm gross), weisse *Feldspate* mit Zwillingslamellierung, *Quarz* und wenig *Biotit* erkennen. Das letztere Mineral bildet keine Flaser, seine Blättchen kommen verstreut vor. Ab und zu lassen sich sehr kleine, blutrote Flecke in unregelmässiger Verteilung erkennen.

Das Gestein ist dem soeben beschriebenen Granitgneis sehr ähnlich.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Hornblende* (sehr wenig), *Chlorit*, *Titanit*, *Epidot* (sehr wenig), *Apatit*, *Magnetit*.

Der *Mikroklin* bildet ganz unregelmässig umgrenzte Xenoblasten mit buchtigen Konturen. Dimension der Körner: 0.15 bis 1.5 mm, selten bis zu 6.0 mm. Die Gitterstruktur ist sehr scharf ausgeprägt. Die Auslöschung auf Spaltblättchen nach (001) beträgt 16°. Der *Mikroklin* ist durchaus sehr frisch und häufig mikropertitisch. *Plagioklas* und rundliche *Quarzkörner* können als Einschlüsse beobachtet werden.

Plagioklas herrscht über dem *Mikroklin* vor. Korngrösse: überwiegend zwischen 0.25 und 1.0

mm, seltener bis zu 1.70 mm. Albitzwilling ist die Regel, Perikline, ferner Albit- und Periklinzwillinge kommen etwas spärlicher vor. Die Zwillingslamellen zeigen manchmal eine schwache Biegung. Die Umgrenzung ist unregelmässig, oft zerlappt, verzahnt oder buchtig.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 11^\circ = 9\%$ An.

2. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 12^\circ = 8\%$ An.

	α	β	γ	
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 87°	+ 80°	+ 12°	= (010) = Albit = 7% An.
S	- 85°	+ 19°	- 82°	= (001) = 8% An.
	$2V_1 = + 80^\circ$			

4. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

5. $\alpha' \leq n$ (Kanadabalsam.)

6. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 8^\circ = 13\%$ An.

Der Plagioklas wird häufig durch kleine Quarzkörner durchdrungen; alle Quarzkörner besitzen oft dieselbe optische Orientierung. Die Durchwachsung ähnelt einer mikropegmatitischen Ausbildung. *Mikroclin*, seltener *Biotit* erscheinen ebenfalls in einigen Plagioklassen.

Die xenoblastischen Körner des Quarzes zeigen meist stark verzahnte und buchtige Konturen. Korngrösse: 0.25 bis 0.85 mm; auch ganz kleine Körnchen sind zu beobachten. Undulöse Auslöschung ist deutlich. Anzeichen einer Gefügeregelung konnten nicht festgestellt werden. Sehr kleine Interpositionen in Reihen oder Streifen geordnet und auch in ganz regelloser Verteilung sind in grosser Menge vorhanden. Oft findet man eine bewegliche Libelle in den Flüssigkeitseinschlüssen.

Die *Biotite* bilden keine zusammenhängenden Lagen, sie liegen vielmehr verstreut im Gestein. Die Blättchen schmiegen sich oft mit ihren (001)-Flächen der Schieferungsebene an. Die Umgrenzung der Blättchen ist regellos. Der Durchmesser der Lamellen schwankt meist zwischen 0.15 bis 0.85 mm. Manchmal sind einige Blättchen in eine Gruppe angehäuft. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ licht strohgelb, $\gamma = \beta =$ sehr dunkelbraun mit etwas grünlichem Schimmer $\alpha < \beta \leq \gamma$. *Magnetit*, *Apatit*, *Titanit*, selten *Zirkon* lassen sich als Einschlüsse beobachten. Um das letztere Mineral lässt sich meist ein pleochroitischer Hof bemerken, wobei γ fast schwarz erscheint. Selten erblickt man im *Biotit*, oder in dessen Nähe ganz kleine *Epidotkörnchen*.

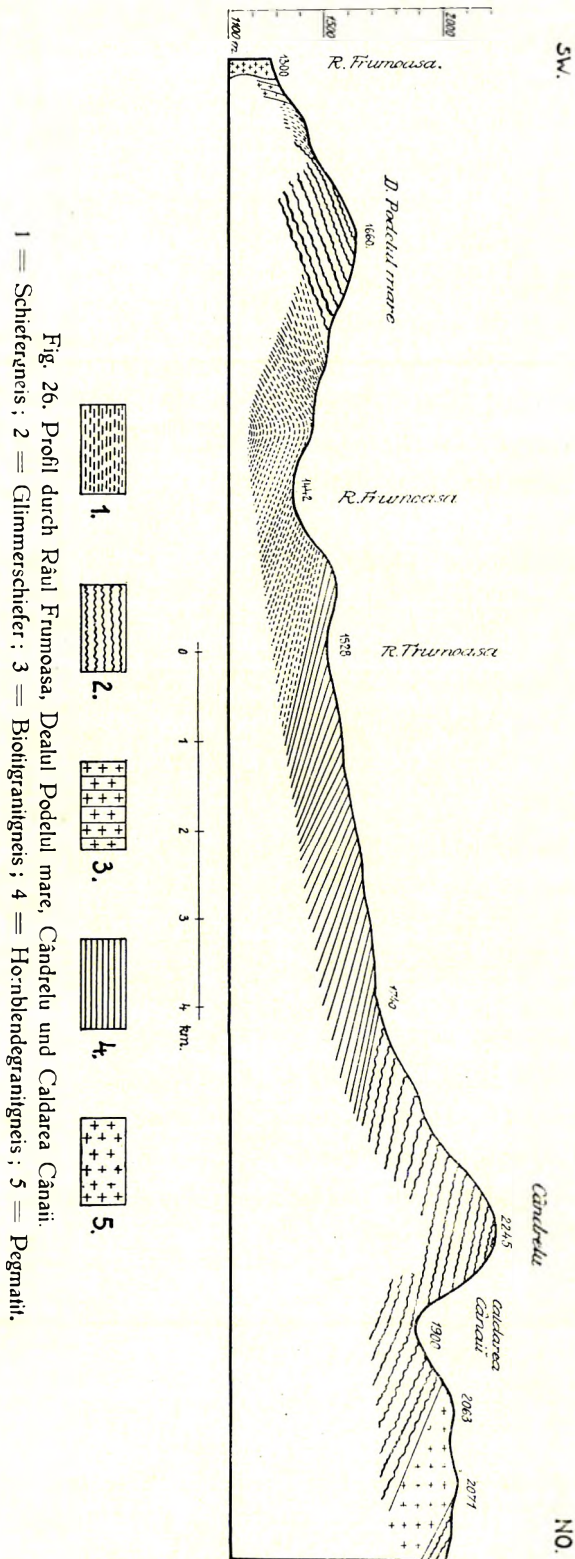
Einige *Biotite* wurden teilweise, oder ganz in *Chlorit* umgewandelt, dabei hat sich entlang der Spaltrisse der Blättchen etwas Eisenerz ausgeschieden.

Sehr selten sieht man einige *Hornblendekörnchen* von unregelmässiger Umgrenzung. Farbe und sonstige optische Eigenschaften genau wie im vorigen Gestein.

Die im Dünnschliff farblosen Körnchen des *Titanit* sind selten zu finden.

Apatit und *Magnetit* wie gewöhnlich.

Sehr selten findet man (1–2 pro Dünnschliff) kleine (0.01 bis 0.08 mm), bräunlich durchsichtige Körnchen, die in einer Richtung etwas gestreckt erscheinen. Mit dieser Richtung schliesst α einen Winkel von etwa 40° ein. Die Lichtbrechung ist stark, $\gamma - \alpha =$ etwa 0.010 (an 0.016 mm dickem Schliff gemessen). Der Pleochroismus ist schwach: $\alpha =$ lichtbraun, $\gamma =$ etwas dunklerbraun. Neben einem Körnchen ist im benachbarten Quarz und Plagioklas eine Zersplitterung durch mehrere Sprünge



A. VENDL

angedeutet. Dieses Mineral entspricht einem *Orthit*. Die Doppelbrechung in den Orthiten der Gneise ist bedeutend schwächer, als in den Ergussgesteinen und die beobachteten Daten stimmen mit diesen Verhältnissen sehr gut überein.

Kleine, rote Pigmentkörnchen und Lamellen aus Eisenoxyd (*Hämatit*) erscheinen ab und zu verstreut im Gestein und sind oft schon megaskopisch zu beobachten.

Die Struktur ist granoblastisch (Taf. V, Fig. 5).

Dieses Gestein ist dem oben beschriebenen Suriangneis ähnlich.

HORNBLENDEGRANITGNEIS (CINDRELGNEIS), SW-LICHE LEHNE DES CÂNDRELU (CINDREL).

Das Gestein nimmt hier ein grosses Areal ein und es ist oft von Pegmatitgängen durchsetzt, die mehrere cm lange Hornblenden führen.

Die untersuchten Stücke stammen aus dem Frumoasa-Tal, etwa 1487 m ü. d. M.

Das Gestein macht beim Anblick den Eindruck eines Amphibolgranites. Nur die Anordnung mancher Hornblenden, welche sich mehr oder minder in die schwache Schieferungsfläche einstellen, zeigt im megaskopischen Bild auf Kristallisationschieferung.

Megaskopisch kann man einen lichtgelben bis lichtrosenroten, nicht zwillingslamellierten *Feldspat* (*Mikroclin*), einen weissen, zwillingslamellierten *Plagioklas*, weissen — farblosen *Quarz* und die grossen, 1 bis 3 mm langen *Amphibole* erkennen. Diese letzteren sind gleichmässig im Gestein verteilt und zwar meist derart, dass die Hornblendeindividuen in kleinen Gruppen (bis zu 0.3—0.8 cm Länge) angehäuft sind.

Die Textur des Gesteins ist massig bis kristallisationschieferig.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Hornblende*, *Biotit*, *Chlorit*, *Epidot*, *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit*, selten *Zirkon*.

Der gelblichrosenrote, im Schnitt farblose

Mikroclin ist gegittert (Tafel V, Fig. 6). Auslöschung auf Spaltblättchen nach (001) = 15·5°. Seine Xenoblasten sind manchmal etwas tafelförmig nach (010). *Myrmekit*gebilde sind verbreitet. Der *Myrmekit*feldspat grenzt sich gegen den *Mikroclin* entweder durch konvexe Flächen ab, wobei die Stengel von Quarz divergentstrahlig und fast normal zu dieser Oberfläche gestellt sind, oder aber ist die Abgrenzung durch ziemlich ebene Flächen ausgebildet. In diesem letzten Falle scheint die Abgrenzung im Dünnschliff aus ziemlich geraden Linien zu bestehen. Bei dieser Ausbildung sind die Quarzstengel mehr oder weniger parallel gestellt. Die Feldspatsubstanz der *Myrmekite* scheint ein saurer *Albit-Oligoklas* zu sein (Fig. 27 und 28).

Mikroperthitische Entmischungen mit sehr dünnen und kurzen *Albit*fäden sind vorhanden. Als Einschlüsse in den *Mikroclinen* werden die folgenden Mineralien beobachtet: *Quarz*, in kleinen abgerundeten Körnchen, *Plagioklas*, selten *Amphibol*, *Biotit*, *Titanit*.

Die Korngrösse der *Mikrocline* schwankt überwiegend zwischen 0·6 und 1·0 mm, selten bis zu 1·7 mm; aber auch sehr kleine Körnchen sind verbreitet.

Der *Plagioklas* (Dimensionen: 0·5 bis 0·9 mm) erscheint in *Xenoblasten*, manchmal etwas tafelig nach (010). Die Kristalle sind verzwilligt nach dem *Albit*- und *Periklin*-Gesetz; *Periklin*zwillinge treten oft allein ohne *Albit*lamellen auf. Die Umgrenzung ist oft stark buchtig ausgebildet.

1. Schnitt \perp zur optischen Achse A, oder B, Achsenebene: (010) = 87° = 19% An.
2. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = 0° = 20% An.

3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	α	β	γ
	+88°	+89°	+3° = (010) = <i>Albit</i> = 19% An.
	$2V_1$	= -87°	

4. A_{1-2}	α	β	γ
	ca. 90°	+89°	1° = [010] = <i>Periklin</i> = 18–19% An.
P_{1-2}	88°	etwa 0°	+88° = <i>Periklin</i> = etwa 18% An.

5. $A_{1-2} = P_{1-2}$	α	β	γ
	+89°	+87°	0° = (010) = 21% An.

Zonarbau ist verbreitet; man kann einen Kern und eine Hülle unterscheiden mit allmählichem Übergang.

6. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: 6° = 15% An.
in der Hülle: 1° = 19% An.
7. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: 4° = 17% An.
in der Hülle: 0° = 20% An.

8. $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma = \omega$; $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$.

Manche *Plagioklase* enthalten kleine *Serizit*schüppchen als sekundäre Produkte. Diese sind oft im Kern angehäuft.

Als Einschlüsse sind abgerundete *Quarzkörner* verbreitet; oft zeigen alle kleinen *Quarz*individuen

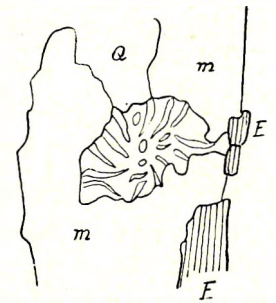


Fig. 27.
Myrmekit in Mikroclin.
Q = Quarz; E = Epidot;
m = Mikroclin. Lineare
Vergrößerung: 52.

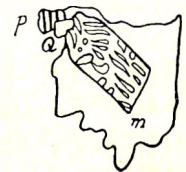


Fig. 28.
Myrmekit. P = Plagioklas;
Q = Quarz; m = Mikroclin.
Lineare Vergrößerung: 25.

die gleiche optische Orientierung. Diese dürften ursprünglich wohl mikropegmatitische Verwachsungen sein. Weitere Einschlüsse sind: *Hornblende*, *Titanit*, *Epidot*.

Die *Quarzkörner* sind klein (überwiegend zwischen 0·3 bis 0·5 mm) und füllen die Zwickel zwischen den anderen Gemengteilen aus. Viele durchdringen die anderen Mineralien, besonders die *Hornblenden*. Die üblichen kleinen Einschlüsse, manchmal mit beweglicher Libelle (CO₂) sind verbreitet. Die Auslöschung ist oft undulös mit schwacher Felderteilung.

Die *Hornblende* erscheint in nach der Hauptachse länglichen Xenoblasten. Nur ab und zu sind Spuren von der Form {110} zu erkennen. Die Umgrenzung ist meist buchtig, verzahnt ausgebildet und in die Vertiefungen dringen Teile der anderen Gemengteile ein. Die Länge der Körner schwankt überwiegend zwischen 0·7 bis 1·6 mm (selten bis zu 2·0–3·0 mm).

Die Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma : c = 23^\circ$. $\gamma - \alpha = 0\cdot021$. $2V_\alpha =$ etwas schwankend, im Mittel 54° . Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ strohgelb bis lichtgrünlichgelb, $\beta =$ gelblichgrün, $\gamma =$ dunkelbläulich (gras)grün. Nach der chemischen Analyse des Gesteins muss die *Hornblende* reich an Kalk sein.

Eingeschlossen in den *Hornblenden* kommen *Plagioklas*, *Mikroklin*, *Titanit*, *Quarz*, *Epidot*, *Apatit*, *Biotit*, *Magnetit*, *Chlorit* vor. Die Quarze, *Plagioklase* und *Epidote* durchdringen sie manchmal förmlich siebartig.

Biotit tritt spärlich auf in kleinen Blättchen, mit Vorliebe in der Nähe der *Hornblenden*. Durchmesser der Blättchen: 0·1 bis 1·1 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\beta = \gamma =$ dunkelbraun. $2V_\alpha = 0^\circ$. Als Einschlüsse lassen sich *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit*, selten *Zirkon* erkennen. Oft tritt der *Biotit* im *Amphibol* auf, ferner als kleine Einschlüsse in den *Feldspaten*. Umwandlung in *Chlorit* ist ziemlich verbreitet.

Der *Chlorit* kommt vorwiegend mit *Amphibolen* verknüpft vor. Wahrscheinlich ist er immer aus *Biotit* entstanden. Optisch negativ, einachsigt; $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ lichtgrün. Die Menge ist gering.

Der *Epidot* ist ziemlich verbreitet in den *Hornblenden* und in der Nähe derselben, ferner auch unabhängig. Korngröße: 0·06 bis 0·17, manchmal bis zu 0·35 mm. Die Körnchen sind etwas gestreckt nach der Orthoachse. Optisch negativ, $2V_\alpha =$ etwa 81° . $\gamma - \alpha = 0\cdot0296$, entsprechend etwa 20–22% *Eisenepidot*. Die Körnchen zeigen einen schwachen Pleochroismus: $\alpha =$ fast farblos, $\beta =$ sehr blassgelb, $\gamma =$ sehr blassgrünlichgelb. An einigen Körnchen kann man Flecken von etwas verschiedener Interferenzfarbe beobachten. Der angegebene $\gamma - \alpha$ Wert ist ein Maximum. Sehr wenige Körnchen sind etwas stärker grünlichgelb gefärbt; diese zeigen eine etwas höhere Doppelbrechung. Selten kann eine *Zwillingsbildung* nach (100) beobachtet werden.

Der *Titanit* ist in fast farblosen (im Dünnschliff), eiförmigen Körnchen besonders in den *Hornblenden* und unabhängig davon häufig zu finden. Dimension: 0·01 bis 0·3 mm.

Magnetit und *Apatit*, beide sehr spärlich, zeigen nichts besonderes.

Zirkon ist sehr selten als Einschluss im *Biotit*.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	60·39%
TiO ₂	0·51
Al ₂ O ₃	19·09

Fe ₂ O ₃	2·32
FeO	3·25
MnO	Sp.
MgO	1·57
CaO	5·22
Na ₂ O	4·62
K ₂ O	2·78
H ₂ O+110°	0·39
H ₂ O-110°	0·05
P ₂ O ₅	0·02
Summe	100·21

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·768 (T. TAKÁTS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 67·05$, $A = 6·89$, $C = 5·50$, $F = 8·17$, $T = 0·0$, $n = 7·16$, Reihe = β , $k = 1·11$; $a = 10·1$, $c = 8·0$, $f = 11·9$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 202·0$, $al = 37·5$, $fm = 23·0$, $c = 18·5$, $alk = 21·0$, $k = 0·28$, $mg = 0·35$; $qz = +18·0$, $ti = 1·29$, $p = 0·02$, $h = 4·36$, $c/fm = 0·80$, Schnitt = V.

Zum Vergleich, Typus des *quarzdioritischen Magmas*: $si = 220·0$, $al = 31·0$, $fm = 31·0$, $c = 19·0$, $alk = 19·0$, $k = 0·25$, $mg = 0·48$, Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si = 203·0$, $al = 38·0$, $fm = 21·0$, $c = 24·0$, $alk = 17·0$, $k = 0·14$, $mg = 0·36$, Schnitt = VI. (*Gladkait*, Gladkaja Sopka, Ural).

Ferner: $si = 241·0$, $al = 36·0$, $fm = 26·0$, $c = 19·0$, $alk = 19·0$, $k = 0·24$, $mg = 0·54$, Schnitt = V. (*Quarzdiorit*, Ophir, Cali.).

Typus des *granodioritischen Magmas*: $si = 270·0$, $al = 39·0$, $fm = 23·0$, $c = 17·0$, $alk = 21·0$, $k = 0·43$, $mg = 0·40$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 212·0$, $al = 32·5$, $fm = 24·0$, $c = 25·0$, $alk = 18·5$, $k = 0·45$, $mg = 0·44$, Schnitt = V. (*Granodiorit*, Concepción del Oro, Mexiko).

Ferner: $si = 243·0$, $al = 37·0$, $fm = 25·0$, $c = 18·0$, $alk = 20·0$, $k = 0·33$, $mg = 0·43$, Schnitt = V. (*Banatit*, Vaskő, Banat).

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Mikroklin (+Myrmekit)	25·13 Vol%
Plagioklas	28·18
Quarz	21·58
Hornblende	18·72
Biotit (Chlorit)	0·51
Epidot	3·79
Titanit	1·80
Magnetit	0·18
Apatit	0·11
Summe	100·00

Ein Teil des Na_2O ist im Mikroklin teilweise in mikropertthitischer Entmischung enthalten. Dieser Teil kann nicht genau bestimmt werden. Deshalb gibt die volumetrische Analyse immer mehr Kalifeldspat an, als dem Kali-Gehalt entspricht.

Das Gestein zeigt einen granodioritischen bis quarzdioritischen chemischen Charakter. Der mineralogischen Zusammensetzung nach ist es zu den granodioritischen Gesteinen zu stellen.

Das Gestein wird an mehreren Stellen durch Gänge von *Pegmatit* durchsetzt. Die Mächtigkeit dieser Gänge schwankt zwischen einigen cm bis einigen m. Der Pegmatit setzt sich ebenfalls aus rosenrotem *Mikroklin*, weissem *Plagioklas*, *Quarz* und *Hornblende* zusammen. Plagioklase und Hornblenden der Pegmatite zeigen dieselben Eigenschaften, wie die Gemengteile des soeben beschriebenen Gesteins. Der Pegmatit ist grobkörnig; die Gemengteile — insbesondere die Hornblenden und Mikrokline — erreichen Dimensionen von einigen cm.

Diese Pegmatite kann man am leichtesten unmittelbar nördlich von den Gebäuden der Gendarmerie-Wache von Piatra alba beobachten, wo sie am Weg zum Frumoasa-Bach aufgeschlossen sind, allerdings nur in schmalen (einige dm mächtigen) Gängen. Diese nicht mächtigen Gänge sind hier sehr verbreitet.

Stellenweise sind die Pegmatite nestartig ausgebildet. In einigen Vorkommen ist neben Hornblende auch Biotit reichlich vorhanden, sowohl im Granitgneis, als auch in den Pegmatiten.

Die Quarzkörnchen dieser pegmatitischen Gesteine zeigen ebenfalls wogende Auslöschung als Folge dynamischer Einwirkungen.

Auch feinkörnige, aplitische Ausbildung ist vorhanden.

HORNBLLENDE-BIOTITGRANITGNEIS, VALEA STESII.

Von der Santa-Kolonie (Rehwiesen, südlich von Guraro) führt eine gute Fahrstrasse gegen W in die Valea Stesii. Wo der Weg in das Tal hineinbiegt, ist ein grosser Pegmatitgang aufgeschlossen. Der Pegmatit besteht aus rosenrotem *Mikroklin*, weissem *Plagioklas* (sauerer Oligoklas), *Quarz*, *Biotit* und *Amphibol*. Die *Mikrokline* erreichen Dimensionen bis zu mehreren cm.

Der Pegmatit bildet Adern in einem, dem vorigen Gestein von der Frumoasa megaskopisch ähnlichen *Amphibolgneis*. Der Gneis fällt unter 45° nach NO ein.

Das Gestein ist seiner Zusammensetzung nach dem oben beschriebenen Typus fast vollständig ähnlich, nur die Schieferung scheint hier, — im Stesii-Tal — etwas deutlicher ausgeprägt zu sein. Ferner enthält dieses Gestein mehr Biotit, als Hornblende.

Die überwiegende Masse des Gesteins ist rosenrot, feinkörnig und in dieser rosafarbenen Masse sieht man, — regellos verteilt — kleine, schwarze Flecken, welche Dimensionen von 1 bis 2 cm erreichen. Diese schwarzen Flecken bestehen aus Biotit und Hornblende. Einige enthalten nur Hornblenden. Die rosenrote Masse lässt für die unbewaffneten Augen weisse und rötliche Feldspatkörner, ferner Quarz erkennen. Mit der Lupe kann man noch zwischen den dunklen Gemengteilen einige kleine Epidotkörner erkennen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Hornblende*, *Epidot*, *Magnetit*, *Titanit*, *Apatit* und *Zirkon*.

Die Xenoblasten vom *Mikroklin* sind gegittert und reichlich vorhanden. Durchmesser der Körner:

überwiegend zwischen 0·08 und 0·5 mm, seltener bis zu 1·0 mm. *Myrmekit* und *Mikroperthit* sind verbreitet. Die Umgrenzung der Körnchen ist unregelmässig, buchtig ausgebildet.

Der *Plagioklas* erscheint in aus vielen schmalen *Zwillingslamellen* aufgebauten Körnern. Die Korngrösse schwankt zwischen 0·16 und 0·6 mm, selten bis zu 1 mm. Die Ausbildung der Körner ist xenoblastisch, mit unregelmässiger Umgrenzung. Manche Körner sind aber nach (010) etwas tafelförmig ausgebildet. *Albit*, *Albit* und *Periklinzwillinge*, ferner *Perikline* allein sind verbreitet.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 6^\circ = 16\%$.

2. Schnitt \perp zu einer optischen Achse. Winkel der $AE : (010) = 80^\circ = 15\%$ An.

3. Schnitt $\perp \alpha, \alpha' : (010) = 6^\circ = 16\%$ An.

4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	α + 87°	β + 87°	γ - 2° = (010) = <i>Albit</i> = etwa 18% An.
	$2V_1 = +88^\circ,$	$2V_2 = 90^\circ$	

5. A_{1-2}	α 90°	β + 89°	γ - 1° = [010] = <i>Periklin</i> = etwa 17% An.
P_{1-2}	-82°	+ 10°	-87° = <i>Periklin</i> = zwischen 12 und 17% An.

Die *Plagioklase* enthalten oft kleine rundliche *Quarzkörner*. Manche Individuen sind durch *Quarz* mikropegmatitisch durchwachsen, wobei die kleinen *Quarzkörnchen* gleich orientiert erscheinen. Manchmal enthalten die *Plagioklase* *Serizitschüppchen* als *Zersetzungsprodukte*.

Der *Quarz* erscheint in farblosen Körnern mit zerlappten, unregelmässigen Konturen. Dimensionen: überwiegend 0·08 bis 0·6 mm, seltener 1 mm. Die üblichen kleinen *Interpositionen*, — teils regellos verteilt, teils in Schnüren, Zügen angeordnet, — sind sehr verbreitet. Manche *Flüssigkeitseinschlüsse* enthalten eine bewegliche *Libelle*. *Undulöse Auslöschung* ist die Regel.

Der *Biotit*, megaskopisch schwarz, erscheint in den dunklen Flecken. Seine Blättchen (von überwiegend 0·16 bis 0·8 mm Durchmesser) erreichen ab und zu Dimensionen bis zu 1 bis 3 mm. *Pleochroismus* stark: α = lichtgelb, β = dunkelbraun, γ = etwas dunkler braun, als β . $2V\alpha$ = um 0° herum.

Als Einschluss kommt manchmal farbloser *Zirkon* vor, um welchen pleochroitische Höfe erscheinen. Dabei bleibt α der *Biotite* manchmal fast unverändert, γ wird dagegen sehr dunkel, fast schwarz. *Magnetit*, *Titanit* und kleine *Epidotkörnchen* erscheinen ebenfalls als Einschlüsse.

Hornblende ist spärlicher vorhanden, als *Biotit*. Megaskopisch schwarz, erscheint sie in vollkommenen *Xenoblasten*, an welchen nicht einmal die prismatische kristallographische Begrenzung zu beobachten ist. Korngrösse: vorwiegend zwischen 0·3 bis 0·8 mm, selten bis zu 1·2 mm. Oft kommen ganz kleine Fetzen verstreut im Gestein vor.

Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 22^\circ$. $\gamma - \alpha = 0^\circ 22'$. $2V\alpha =$ etwa 55° . Der *Pleochroismus* ist stark: α = lichtgelb, β = gelblichgrün, γ = dunkelbläulichgrün.

Titanit, *Magnetit*, seltener *Plagioklas* treten als Einschlüsse auf.

Die *Hornblende* kommt vorwiegend in den schwarzen Flecken des Gesteins mit *Biotitblättchen* vor. Ihre Umgrenzung ist buchtig ausgebildet und in die Einbuchtungen dringen die anderen Gemengteile — besonders *Quarz* und *Feldspate* — ein.

Epidot erscheint in kleinen Körnchen zwischen *Hornblende* und *Biotit*. Viele Körner sind im

Biotit eingeschlossen. Dieses Mineral dürfte auf Kosten der Biotite erst nachträglich unter dem Einflusse der pneumatolytischen—pegmatitischen Phase entstanden sein.

Magnetit lässt sich in kleinen isodiametrischen, oder unregelmässig umgrenzten Körnchen beobachten. Er kommt in erster Linie in den dunklen Gemengteilen vor.

Der *Titanit* erscheint in der Form von kleinen, ellipsoidischen Körnchen ziemlich häufig, besonders in den Hornblenden. Die Körnchen sind oft in Nestern angehäuft. Im Dünnschliff ist er farblos, mit ganz schwach gelblich-grauem Stich.

Die farblosen Körnchen vom *Apatit* können in den Biotiten und Hornblenden beobachtet werden.

Zirkon ist ein seltener Einschluss in einigen Biotiten.

Unregelmässig verstreut im Gestein findet man zwischen den hellen Gemengteilen in kleinen Flecken eine rote Pigmentsubstanz aus Eisenoxyd. Diese roten Flecke lassen sich oft schon makroskopisch erkennen.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Die *Pegmatite* dieses Gesteins bestehen aus denselben Gemengteilen, aber in grösseren Dimensionen. In ihnen tritt unter den dunklen Gemengteilen der Biotit sehr überwiegend hervor. Auch die Umwandlung mancher Biotite in Epidot kann hier beobachtet werden.

HORNBLENDEGRANITGNEIS VOM VÂRFUL AUŞELUL.

Ähnliche hornblendeführende Orthogneise kommen im südwestlichen Teil des Vârf. Auşelul vor, wo sie im Pârâu Clăbucetului teilweise aufgeschlossen sind.

Diese Gesteine sind hier teils mehr kristallisationsschiefriq, gneisartig ausgebildet, teils zeigen sie eine mehr aplitische, feinkörnige Ausbildung ohne sichtbare Schieferung. Oft bilden sie echte Pegmatite mit grossen rosenroten *Mikroklinen* und *Hornblenden*. Der Gehalt an Hornblende ist schwankend. Oft herrscht der Amphibol überwiegend vor, manchmal ist daneben auch Biotit reichlich vorhanden. An einigen Stellen ist der Biotit der vorherrschende Gemengteil und die Hornblende kann sehr stark zurücktreten.

BEZIEHUNGEN ZWISCHEN DEN TYPEN MIT BIOTIT UND HORNBLLENDE.

Es wurde bereits erwähnt, dass der typische biotitführende Granitgneis (Suriangneis) auch etwas Hornblende enthält. Durch Anreicherung der Hornblende auf Kosten der Biotite entstehen Übergänge zu den hornblendereichereren Gesteinen. Als letztes Endglied der Reihe wird der Cindrelgneis betrachtet.

Der Suriangneis repräsentiert einen saueren, der Cindrelgneis einen basischeren Typus. Durch Beobachtungen sowohl im Felde, als auch unter dem Mikroskop können die verschiedenen Übergänge festgestellt werden. Die beiden Endglieder unterscheiden sich in erster Linie durch die dunklen Gemengteile, ferner aber auch dadurch, dass die hornblendereichereren Gesteine einen etwas basischeren Plagioklas zu enthalten scheinen.

Das innigste Zusammenvorkommen dieser Gesteine mit Pegmatiten, die aus denselben Mineralien bestehen, ist der beste Beweis dafür, dass sie wirklich Derivate von Tiefengesteinen sind. Dafür spricht aber auch ihre Textur, die oft mehr massig, als geschiefert erscheint.

Die Pegmatite erscheinen oft als unregelmässig begrenzte Gänge, welche die Gneise durchqueren; bald sind sie in Nestern von verschiedener Gestalt ausgebildet. Auch aplitische Gänge und Nester sind verbreitet. In diesen sind die dunklen Gemengteile nicht überall verstreut, sondern in kleinen Schmitzen und Nestern angehäuft. Die Dimensionen dieser, aus Biotit oder Hornblende, oder aus beiden zusammengesetzten dunklen Partien schwanken zwischen 0.4 mm bis zu 2 cm. Oft hängen die aplitischen Ausbildungsformen mit pegmatitischen Gesteinen zusammen: der mittlere Teil der Gänge und Nester ist manchmal feinkörnig, die randlichen Teile sind grobkörnig-pegmatitisch ausgebildet.

In diesen biotit- oder hornblendeführenden Pegmatiten sind keine grossen Muskovitblätter vorhanden. In manchen dieser Gesteine kann man eventuell sehr wenig Muskovit beobachten, aber immer nur in sehr kleinen Blättchen. *Turmalin* kommt in diesen Pegmatiten sehr selten vor. Dagegen ist das Vorkommen von *Epidot* als Produkt einer pneumatohydatogenen Phase — zwar in kleiner Menge — ziemlich verbreitet.

Die hierher gehörigen, Biotit- oder Hornblende enthaltenden Gesteine dürften Differenzierungsprodukte eines ursprünglichen Magmas darstellen. Mit diesem Magma hängen auch die Apliten und Aplitgneise zusammen, welche ebenfalls sehr verbreitet sind. Ob es sich hier vielleicht auch um Einschmelzung anderer Gesteine handelt, oder nicht, kann heute nicht entschieden werden. Aus den Ergebnissen der vorliegenden chemischen Analysen kann die Entstehung dieser Gesteine durch eine magmatische Differenziation, also ohne Zufuhr fremden Materials, erklärt werden. Dabei dürften auch Stresswirkungen mitgespielt haben. Es ist nämlich charakteristisch, dass die Quarzkörner selbst in den grobkörnigen Pegmatiten oft stark wogende Auslöschung zeigen. Diese Erscheinung muss jedenfalls auf Druckwirkungen zurückgeführt werden. Die Textur der Gesteine weist ebenfalls darauf hin, dass sie unter denselben Bedingungen ausgebildet wurden, unter welchen die übrigen kristallinen Schiefer dieser Gebiete entstanden sind.

Die beschriebenen Gesteine sind daher als typisch orthogenetische Repräsentanten zu betrachten.

Biotitgneise (Orthogneise).

BIOTITGNEIS IM FRUMOASA-TAL, ETWA 1450 m SEEHÖHE.

Das untersuchte Gestein stammt von der nördlichen Seite des Tales unweit der alten rumänischen Grenze, etwa 1500 m NW-lich von der Gendarmerie-Kaserne *Piatra alba*.

Ein hellgefärbtes, im Durchschnitt lichtgraues Gestein von mittlerer Korngrösse. Makroskopisch kann man weisse, oder schwachgelbliche bis rosafarbene Feldspate, schwarze Biotite und farblose Quarzkörner erkennen. Die Textur ist massig bis deutlich kristallisationschiefrig. Im Querbruch erscheinen die Biotite meist in die Schieferungsebene eingestellt und durch diese Anordnung wird die Schieferung meist sehr gut sichtbar. Zwischen den dünnen, dunklen Lagen, die überwiegend aus Biotit bestehen, kommen die hellen Lagen vor, welche grösstenteils aus Quarz und Feldspat mit wenig Biotit aufgebaut sind. Vereinzelt kann man schon megaskopisch sehr kleine, blutrote Flecken von Eisenoxyd zwischen den hellen Gemengteilen beobachten. Die Struktur ist granoblastisch.

U. d. M. erkennt man die folgenden Gemengteile: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, etwas *Muskovit*, ferner *Apatit*, *Magnetit*, *Epidot*, *Zirkon*.

Der *Mikroklin* bildet Xenoblasten (Dimensionen überwiegend zwischen 0·2 und 2·0 mm, seltener bis 2·3 mm); seltener sind die kleineren Körner. Die grösseren Körner erinnern gewissermassen an Porphyroblasten. Sie sind oft etwas tafelförmig nach (001), oder nach (010) ausgebildet. Die Gitterstruktur ist an einigen Körnern nicht gut ausgebildet, sondern etwas flau. An Schnitten nach (001) beträgt die Auslöschung rund 16°. Sehr kleine Albitspindeln in mikropertitischer Ausbildung sind manchmal zu beobachten. An einem Schnitt $\perp \gamma$ stehen die Längsachsen dieser Flecke etwa 17–18° (72–73°) zur Trace von (001), diese dürften der Murchisonitspaltung folgen. Im übrigen

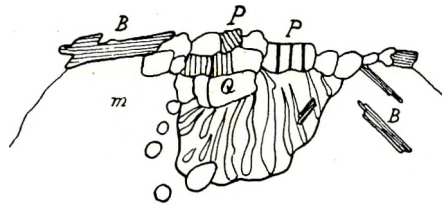


Fig. 29. Myrmekit im Biotitgneis.
Q = Quarz; P = Plagioklas; B = Biotit;
m = Mikroklin. Lineare Vergrößerung: 45.

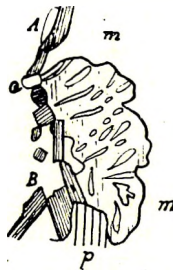


Fig. 30. Myrmekit im Biotitgneis.
Q = Quarz; P = Plagioklas; B = Biotit;
m = Mikroklin; A = Apatit. Lineare Vergrößerung: 55.

liegen sie parallel zur Vertikalachse. Die Albitschnüre zeigen eine höhere Brechung als der Kalifeldspat, dagegen ist ihre Lichtbrechung in allen Richtungen geringer, als die Brechungsexponenten vom Quarz. Schnitte \parallel (010) zeigen eine Auslöschung von 6–7°, was auf eine Beimengung des Albitmoleküls hinweist.

Myrmekitische Bildungen an der Grenze gegen den Kalifeldspat sind sehr stark verbreitet und in sehr schöner Ausbildung vorhanden. Der myrmekitische Feldspat grenzt sich gegen den Kalifeldspat meist durch eine gebogene konvexe Fläche ab. Diese Fläche ist oft wellenförmig mehrmals gekrümmt. Einzelne Teile der konvexen Flächen bilden manchmal nicht gebogene Ebenen. Die Quarzstengel sind divergent strahlig und entweder ungefähr normal zur Oberfläche des Myrmekitgebildes, oder unabhängig von dieser Richtung gestellt.

Als Einschlüsse in den Kalifeldspaten trifft man folgende Mineralien: *Plagioklas* in kleinen, scharf begrenzten Körnern mit Zwillingslamellen, kleine rundliche *Quarzkörner* und seltener *Biotitschmitze*, ferner *Serizitschüppchen* als Umwandlungsprodukte.

Die Kristalle der *Plagioklase* sind im Durchschnitt kleiner als die *Mikrokline* (häufige Grössen: 0·6–0·8 mm, aber auch

viel kleinere Körner sind vorhanden, die kleinsten messen nur 0·03 mm). Die Xenoblasten sind oft etwas tafelförmig nach (010). Manche Körner sind jedoch \perp (010) verlängert. Sie erscheinen in *Zwillingen*. Lamellierung nach dem Albitgesetz ist die Regel, nach dem Periklingesetz — selbständig oder mit dem Albitgesetz —, sowie seltener Komplexzwillinge nach dem Albit + Karlsbader-Gesetz sind ebenfalls zu beobachten. Die Zwillingslamellen sind sehr dünn und zahlreich.

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+88°	+83°	+ 7° = (010) = Albit = 12% An.
	$2V_1 = + 84°$		
	α	β	γ
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+87·5°	+87°	+ 3° = (010) = Albit = 17% An.
S	-81°	-10°	90° = (001) = 16% An.
	$2V_2 = + 85°$		

	α	β	γ
3. A_{1-2}	-89°	90°	$+1^\circ = [010] = \text{Periklin} = 16\% \text{ An.}$
P_{1-2}	90°	$+3^\circ$	$90^\circ = \text{Periklin} = \text{etwa } 15\% \text{ An.}$
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+89^\circ$	$+82^\circ$	$+6^\circ = (010) = \text{Albit} = 13\% \text{ An.}$
A_{1-3}	$+70^\circ$	$+18^\circ$	$-84^\circ = [001] = \text{Karlsbad} = 16\% \text{ An.}$
P_{1-3}	$+88^\circ$	$+87^\circ$	$+3^\circ = (010) = \text{etwa } 17\% \text{ An.}$
A_{2-3}	-15°	$+76^\circ$	$90^\circ = \perp [001] = \text{Komplex Albit} + \text{Karlsbad} = \text{etwa } 15\% \text{ An.}$
P_{2-3}	$+88$	$+82$	$+5.5^\circ = (010) = 13\% \text{ An.}$
	$2V_3 = +84^\circ$		
5. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: (010) = $10^\circ = 12\% \text{ An.}$			
6. Schnitt etwa $\perp \alpha, \alpha'$: (010) = $5^\circ = \text{etwa } 17\% \text{ An.}$			
7. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: (010) = $7^\circ = 14\% \text{ An.}$			
8. $\alpha' < \varepsilon, \gamma' < \varepsilon. \alpha' < \omega, \gamma' < \omega.$			

Zonenbau ist nicht sehr deutlich ausgebildet und dann ist nur ein Unterschied zwischen Kern und Hülle mit unscharfem, allmählichem Übergang wahrnehmbar. Der Zonenbau ist normal oder invers. Die Differenz scheint nur einige Molprozent zu erreichen.

Unter den Feldspaten herrscht der Plagioklas vor.

Kleine Quarzkörner, einige Biotitblättchen kommen oft in den Plagioklasen vor. Bei der Verwitterung entstehen kleine Serizitschüppchen im Plagioklas.

An einzelnen Stellen sind die Sprünge in den Mikroklinen und Plagioklasen durch nachträgliche Infiltrationen von Quarz verkittet.

Der Quarz in lappigen, unregelmässig umgrenzten Körnern von verschiedenen Dimensionen ist reichlich vertreten. Die grösseren Xenoblasten (0.3—0.85 mm) sind sehr unregelmässig mit buchtigen Konturen umgrenzt; die kleineren zeigen dagegen weniger unruhige Begrenzung in den Dünnschliffen. Manche Feldspate sind mikropegmatitisch von Quarz durchwachsen. Vereinzelt treten die kleinen Quarzindividuen in kleinen Gruppen auf: diese kleinen Körnchen greifen mit durch Einbuchtungen gekennzeichneten Konturen ineinander. Die Quarzkörner zeigen meist eine deutlich wogende Auslöschung.

Manche Feldspate, — besonders die mit etwas gebogenen Zwillinglamellen, — zeigen ebenfalls etwas undulöse Auslöschung.

Biotit ist reichlich vorhanden. Der durchschnittliche Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0.05 und 0.10 mm. Die grössten messen 1.9 mm, die kleinsten 0.01 mm. Die Farbe ist schwarz, der Pleochroismus ist sehr stark: α = blassgelb, mit schwach bräunlichem Ton, β = dunkel rötlichbraun, γ = etwas dunkler rötlichbraun, als β . $2V = \text{um } 0^\circ \text{ herum. } \gamma - \alpha = 0.043$. Als sekundäres Umwandlungsprodukt entsteht Chlorit, der aber in den frischen Handstücken nur sporadisch vorkommt. Er ist optisch negativ, einachsigt. Pleochroismus: α = licht strohgelb, γ = blass grasgrün. Hand in Hand mit der Chloritbildung scheidet sich etwas Eisenoxyd aus. Als Einschlüsse im Biotit kommen häufig Apatit, seltener Magnetit und sehr selten Zirkon vor. Das letztere Mineral ist oft mit einem pleochroitischen Hof umhüllt, wobei γ der Biotite sehr dunkel bräunlich bis schwarz erscheint. Manche Biotitlamellen sind etwas gebogen.

Die Biotite erscheinen verstreut im Gestein; nur untergeordnet bilden sie kleine, nicht zusammenhängende, sehr dünne Lagen, welche sich der Schieferung anzuschmiegen suchen.

Muskovit tritt äusserst spärlich in der Nähe mancher Biotite auf.

Der *Apatit* in kleinen, etwas abgerundeten, farblosen Prismen, oft mit rundlich=hexagonalen Durchschnitten, besonders in den Biotiten und auch zwischen den hellen Gemengteilen ist ziemlich verbreitet.

Der *Magnetit* ist in isodiametrischen Körnchen, teils mit unregelmässiger Umrandung, mit Vorliebe in der Nähe der Biotite zu finden. Einige Körner sind ziemlich gross (Durchmesser bis 0·7 mm).

Sehr kleine, im Schliff farblose *Epidot*körner treten sehr spärlich in der Nähe der Biotite auf.

Der *Zirkon* erscheint in farblosen, prismatischen Körnchen in den Biotiten.

Zwischen den hellen Gemengteilen findet man ab und zu kleine Flecke von blutroten Pigmentkörnchen aus Eisenoxyd. Diese sind keine Umwandlungsprodukte.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende:

SiO ₂	69·46 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·43
Al ₂ O ₃	17·02
Fe ₂ O ₃	2·36
FeO	1·46
MnO	Sp.
MgO	0·38
CaO	1·58
Na ₂ O	5·20
K ₂ O	2·81
H ₂ O + 110°	0·26
H ₂ O - 110°	0·08
Summe	101·04

Spez. Gew.: 2·686—2·689 (T. TAKATS).

Analytiker: K. EMSZT.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 75·96$, $A = 7·43$, $C = 1·84$, $F = 3·87$, $T = 1·63$, $n = 7·38$, Reihe = β , $k = 1·46$; $a = 17·0$, $c = 4·2$, $f = 8·8$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 315·0$, $al = 45·5$, $fm = 16·0$, $c = 7·5$, $alk = 31·0$, $k = 0·26$, $mg = 0·16$; $qz = +91·0$, $fi = 1·47$, $h = 3·89$, $ct/m = 0·47$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus der *trondhjemitischen Magmen*: $si = 350$, $al = 42·0$, $fm = 12·0$, $c = 11·0$, $alk = 35·0$, $k = 0·23$, $mg = 0·27$, Schnitt = V. Die charakteristischen Werte in diesem Typus sind nach NIGGLI: $si > 300$, $al \geq 40$, alk um 30 bis über 40, fm steigt nicht über 20, c nicht über 16. Die Molekularwerte von einigen Gesteinen aus diesem Typus:

$si = 343$, $al = 49·5$, $fm = 15·0$, $c = 4·0$, $alk = 31·5$, $k = 0·09$, $mg = 0·57$, Schnitt = III. (*Aplit*, Pratmeur, Frankreich).

si = 322, al = 45, fm = 10·5, c = 9, alk = 35·5, k = 0·30, mg = 0·40, Schnitt = V. (*Protogin*, Mont Blanc).

si = 300, al = 41·5, fm = 15·0, c = 11·0, alk = 32·5, k = 0·28, mg = 0·29, Schnitt = V. (*Protogin*, Cevins, Frankreich).

Die Ausmessung mit dem Integrationstisch ergab folgende Volumprocente :

Mikroclin (+Myrmekit)	23·63 Vol %
Plagioklas	27·97
Quarz	30·87
Biotit	14·99
Muskovit	0·86
Magnetit	0·59
Apatit	0·76
Epidot	0·18
Zirkon	0·15
Summe	100·00

Ein zweites Gestein aus diesem Abschnitt des Frumoasa-Tales zeigt genau dieselbe mineralogische Zusammensetzung. Es enthält aber etwas mehr Biotit, Magnetit, Epidot und Titanit.

Die chemische Analyse desselben ergab folgendes Resultat :

SiO ₂	67·66%
TiO ₂	0·85
Al ₂ O ₃	15·50
Fe ₂ O ₃	3·16
FeO	2·85
MnO	Sp.
MgO	0·78
CaO	3·37
Na ₂ O	4·45
K ₂ O	1·84
H ₂ O +110°	0·85
H ₂ O -110°	0·09
P ₂ O ₅	0·05
Summe	101·45

Analytiker : K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN : s = 73·89, A = 5·93, C = 3·91, F = 6·40, T = 0·03, n = 7·86, Reihe = α , k = 1·48; a = 11·0, c = 7·2, f = 11·8.

Die Molekularwerte nach NIGGLI : si = 281·0, al = 38·0, fm = 24·5, c = 15·0, alk = 22·5, k = 0·21, mg = 0·20; qz = +91·0, fi = 2·64, p = 0·10, h = 11·74, c/f_m = 0·61, Schnitt = IV.

	α	β	γ
5. A_{1-2}	90°	90°	$1^\circ = [010] = \text{Periklin} = \text{etwa } 18\% \text{ An.}$
P_{1-2}	$\pm 88^\circ$	$+ 5^\circ$	$90^\circ = \text{Periklin} = \text{zwischen } 14 \text{ und } 18\% \text{ An.}$

Die Plagioklase sind häufig durch kleine Quarzkörner durchwachsen, diese erinnern oft an mikropegmatitische Verwachsung infolge der gleichen Orientierung. Manche Plagioklase enthalten kleine Serizitschüppchen als Zersetzungsprodukte.

Der Quarz erscheint in farblosen Xenoblasten von unregelmässiger Umgrenzung. Die gewöhnlichen Einschlüsse in Streifen, Zügen, oder in unregelmässiger Verteilung sind sehr verbreitet. Manche darunter enthalten eine bewegliche Libelle (CO_2).

Der Biotit zeigt einen starken Pleochroismus: $\alpha = \text{lichtstrohgelb}$, $\beta \leq \gamma = \text{dunkelbraun}$, mit schwach olivgrünem Stich. $2V\alpha = 0^\circ$. Auch die Doppelbrechung ist der des Gesteins von 1462 m Seehöhe ähnlich. Als Einschlüsse kommen Magnetit, Titanit, Apatit und selten Zirkon vor. Der letzte wird durch einen pleochroitischen Hof umrandet. Einige Biotite sind mehr oder weniger chloritisch umgewandelt.

Epidot, in kleinen Körnchen, tritt entweder in der Nähe der Biotite, oder unabhängig auf. Seine Eigenschaften scheinen dieselben zu sein, welche den Epidot im Gestein bei 1462 m ü. d. M. charakterisieren. Die Menge dieses Gemengteiles ist gering. Es muss betont werden, dass der Epidot nicht infolge Oberflächenzersetzung entstand.

Der Muskovit tritt sehr spärlich auf. Meist sind mehrere Blättchen in einer Gruppe angehäuft und sie sind nicht Serizite, sondern ziemlich grosse Muskovite (bis zu 1 mm Durchmesser). Auch dieses Mineral hat sich nicht durch atmosphärische Zersetzung gebildet.

Der Titanit, in farblosen, ellipsoidähnlichen, oder regellos gestalteten Formen, ist ziemlich verbreitet. An dicken Schliffen (0.05 mm) kann man einen sehr schwachen Pleochroismus erkennen: $\alpha = \text{farblos}$, $\beta = \text{fast farblos mit schwach graulichgelbem Stich}$, $\gamma = \text{graugelb}$.

Der Magnetit erreicht Dimensionen bis zu 2 mm. Diese grossen Körner zeigen immer unregelmässige Begrenzung. Die meisten Individuen sind viel kleiner und beinahe isodiametrisch. Einige Körner sind von einer Titanithülle umgeben (Ti-Gehalt). Er ist stark magnetisch (kein Ilmenit).

Der farblose Apatit tritt spärlich auf.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Mischgneise (Injektionsgneise) und Paragneise.

ALLGEMEINES.

Das Sebes-Kristallin ist in sehr intensiver Weise von pegmatitischen und aplitischen Injektionen durchtränkt. Injektionszonen begleiten die orthogenetischen Elemente und verschiedene Übergänge zu den Paragneisen sind ausgebildet worden. Glimmerschiefer und diese verschiedenen Gneise finden sich in inniger Wechsellagerung. Innerhalb weniger Meter kann man manchmal mehrere Typen beobachten.

Eine Ausscheidung der verschiedenen Typen im Felde ist nicht durchzuführen. Nur wo ein etwas bedeutenderes Areal von demselben Gestein aufgebaut wird, nur dort kann man die Kartierung aus-

führen, z. B. Dobra=Gneis. Immerhin bleiben aber die Grenzen wegen der allmählichen Übergänge verschwommen. Da der Glimmerschiefer oft etwas Plagioklas führt, ist der Unterschied zwischen demselben und einem Paragneis mitunter sehr gering, so dass im Feld die Abgrenzung schwer fällt.

Die sehr wechselvolle Ausbildung dieser Gesteine lässt sich beinahe in allen grösseren Taleinschnitten beobachten, die quer zum Streichen laufen.

Die eigentlichen Paragneise führen einen *sauerer* (Albit—Albitoligoklas) *Plagioklas*. Die Mischgesteine enthalten neben dem Plagioklas mehr oder weniger *Mikroclin*. Oft lässt sich der Übergang vom Eruptivmaterial in den Injektionsgneis, resp. in den Paragneis unmittelbar beobachten. Namentlich in den Fällen, wenn das Eruptivgestein (Pegmatit, Granitgneis) rötlich gefärbten Mikroclin führt. Man sieht in der Nähe des Salbandes den Mikroclin in dem etwas dunkler gefärbten Gneis erscheinen und weiter vom Salband bleibt der Mikroclin allmählich aus.

Selbst zwischen die Bänke des typischsten Glimmerschiefers (mit *Granat*, *Staurolith*, *Cyanit*) schalten sich sehr feldspatreiche Biotitgneise, oder Zweiglimmergneise ein (z. B. Piatra alba, Sebes=Tal, Auşel=Tal usw.).

Bei den Paragneisen wechseln oft alle Eigenschaften rasch auf engem Raum. Sie enthalten häufig Quarzlinsen oder Quarzlagen in konkordantem Verband.

PHYSIOGRAPHIE DER GEMISCHTEN (INJIZIERTEN) GNEISE.

BIOTITGNEISE, MEIST MIT HORNBLLENDE.

BIOTIT- UND HORNBLLENDEREICHE SCHLIEREN IM SURIANGNEIS.

Im Frumoasa=Tal, neben der alten Grenze gegen Rumänien, wo der Frumoasa=Bach nach Norden einbiegt, kommen im Suriangneis dunkle Schlieren vor, welche viel Biotit und Hornblende enthalten. Die Mächtigkeit dieser dunklen Lagen kann bis zu 1 m steigen. Sie heben sich durch ihre dunklere Farbe grell von dem heller gefärbten Gestein ab.

Dieses Gestein zeigt im Durchschnitt eine dunkelgraue Farbe, mit grünem Stich. Megaskopisch lassen sich im Gestein rosenrote (Mikroclin) und weisse (Plagioklas) Feldspate, Quarz, Biotit und in einzelnen Lagen auch viel Hornblende neben den Biotiten, ferner grünliche, kleine Epidotkörner beobachten. Die Textur ist schwach kristallisationschiefrig.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Hornblende*, *Epidot*, *Titanit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Die *Mikroclin*körner sind vollkommen xenoblastisch entwickelt, mit unregelmässigen, oft verzahnten Umgrenzungen. Korngrösse: überwiegend zwischen 0.3 und 0.7 mm. Die Gitterstruktur ist gut entwickelt. Mikroperthitische Entmischungen in Form von sehr dünnen und kurzen Albitspindeln sind vorhanden. Myrmekitische Bildungen kommen ebenfalls vor.

Die Mikrocline sind frisch; einige zeigen jedoch eine beginnende Zersetzung durch Bildung von kleinen *Serizit*schüppchen. Abgerundete *Quarz*körner, teilweise in derselben Orientierung, sind als Einschlüsse zu beobachten.

An Menge überwiegt unter den Feldspaten der *Plagioklas*. Seine Xenoblasten zeigen Zwillingslamellierung nach den gewöhnlichsten Gesetzen: Albit, Albit und Periklin, Periklin allein. Korngrösse:

meist zwischen 0·3 und 0·7 mm, seltener bis zu 1·35 mm. Die meisten Körner sind durch Ausscheidung von *Serizitschüppchen* getrübt. Die Serizitbildung erscheint an manchen Körnern nur in den randlichen Partien. Diese Erscheinung zeigt auf eine inverse Zonarausbildung. Ganz frische Körner sind selten zu finden, deswegen macht die Bestimmung gewisse Schwierigkeiten.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 5^\circ = 17\% \text{ An.}$

	α	β	γ
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	etwa 90°	$+85$	$+3^\circ = (010) = \text{Albit} = 16\% \text{ An.}$
	$2V_1 = 90^\circ$		

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+87^\circ$	$+85^\circ$	$+4 = (010) = \text{Albit etwa } 15\% \text{ An.}$

Die Plagioklase enthalten manchmal abgerundete Einschlüsse von *Quarz*, seltener *Mikroklin* und *Biotit*. Die zahlreich vorhandenen Zwillinglamellen der Plagioklase sind manchmal etwas gebogen.

Die farblosen Xenoblasten vom *Quarz* zeigen oft stark unregelmässige, verzahnte Umgrenzung. Undulöse Äuslöschung ist verbreitet. Sehr kleine Interpositionen, manchmal mit beweglicher Libelle (flüssige CO_2), sind in der gewöhnlichen Anordnung vorhanden. Korngrösse: zwischen 0·15 und 0·7 mm, es gibt aber auch ganz kleine Körnchen zwischen den grösseren Gemengteilen.

Der *Biotit*, — megaskopisch grünlichschwarz, — erscheint in Blättchen von 0·16 bis 0·5 mm Durchmesser. Sein Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtbräunlichgelb, $\beta = \gamma =$ dunkelgrünlichbraun. $2V\alpha =$ um 0° herum. Die meisten Biotite sind teilweise oder gänzlich in *Chlorit* umgewandelt worden. Der Chlorit zeigt äusserst schwache Doppelbrechung; $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ bläulichgrün. Bei der Chloritisierung scheidet sich etwas Eisenerz aus.

Die Verteilung der megaskopisch grünlichschwarzen *Hornblende* ist schwankend. Einige dünne Lagen sind reich an Hornblende, die dazwischen liegenden sind etwas ärmer. Sie bildet Xenoblasten. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·3 und 0·9, seltener bis zu 1·4 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ licht grünlichgelb, $\beta =$ olivgrün, $\gamma =$ dunkel bläulichgrün. $\gamma : c = 22^\circ$. Nach seinen optischen Eigenschaften stimmt dieser Amphibol mit der aus den vorigen Gesteinen beschriebenen Hornblende überein. Als Einschlüsse wurden *Titanit* und *Magnetit* beobachtet.

Der *Epidot* erscheint häufig. Er ist in den Dünnschliffen fast ganz farblos, mit schwach gelblichem Stich und von sehr schwachem Pleochroismus; $\alpha =$ farblos, $\beta =$ farblos mit schwach gelbem Stich, $\gamma =$ sehr lichtgelb. $\gamma - \alpha = 0\cdot034$. Optisch negativ; $2V\alpha =$ etwa 76° . Diese Daten würden einem Epidot mit etwa 23% Eisenepidot entsprechen. Die Körnchen sind nach der Orthoachse etwas gestreckt ausgebildet. Korngrösse (Länge): 0·12 bis zu 0·7 mm, selten bis zu 0·9 mm.

Der *Titanit* in farblosen, im Durchschnitt oft rhomben-ähnlichen Formen, ist besonders in den Hornblenden, aber auch unabhängig vereinzelt zu finden.

Der *Magnetit* erscheint in kleinen Xenoblasten in den dunklen Gemengteilen, ferner auch in der Nähe der Epidotkörner.

Der *Apatit* kommt sehr spärlich in ellipsoidischen Körnchen vor.

Der farblose *Zirkon*, in ziemlich scharfen Kriställchen (nur die terminalen Flächen sind abgerundet) kommt selten als Einschluss in den Biotiten vor.

Die Struktur ist granoblastisch.

ÜBER DIE GENESE DIESES GESTEINS.

Dieses Gestein kann nicht als ein echter Orthogneis aufgefasst werden. Die in grosser Menge vorhandenen, in die Schieferungsfläche eingestellten Biotite und auch die Analogie zu den hier anstehenden Schiefergneisen sprechen dafür, dass es sich hier um ein Mischgestein handelt. Das ursprünglich sedimentäre Material wurde hier zwischen zwei Lagen von eruptivem Material eingezwickelt und von dem Granitgneismagma injiziert (Tafel IV, Fig. 5). Die rosenroten Mikrokline stammen unbedingt aus diesem Magma und damit natürlich auch andere Komponenten.

Das Auftreten von Epidot, ferner die Ausbleichung und chloritische Umwandlung vieler Biotite ist keine Oberflächenzersetzung. Dieser Umstand lässt sich besonders dann richtig beurteilen, wenn man das Erscheinen von Epidot in verschiedenen saueren Gesteinen eruptiven Ursprungs in diesem Gebiet betrachtet.

Man findet einen nicht sehr eisenreichen (ca. 20% Eisenepidot) Epidot fast überall in den Pegmatiten, welche rosenroten Mikroklin führen. Meist sind die gelbgrünlichen Körnchen dieses Minerals schon für das unbewaffnete Auge sichtbar. In einigen Pegmatiten kommt dieses Mineral derart angereichert vor, dass einige cm lange, kristallographisch nicht gut umgrenzte Kristalle überhaupt nicht zu den Seltenheiten gehören. Ferner findet sich dieser Epidot — mit sehr schwachen Schwankungen in dem Gehalt an Eisenepidot — in den, genetisch zu den roten Mikroklin enthaltenden Pegmatiten gehörigen Granitgneisen und Gneisen vor. In den letzteren Gesteinen stösst man oft auf denselben Epidot mit sehr geringen Schwankungen im Gehalt an Eisen.

Das Auftreten der Epidotkörnchen war an die Phase der letzten Periode der Pegmatitbildung geknüpft. Der Epidot erscheint als pneumatolytisch—hydrothermale Bildung im hydrothermalen Stadium der magmatischen Autometamorphose bei relativ niedrigen Temperaturen (unter 400°). Durch die Hydrolyse in den stark verdünnten Lösungen wurde die Bildung von hydroxylhaltigen Mineralien gefördert. Epidotmineralien sind entstanden, dabei aber wurde oft ein Teil der Biotite mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt.

BIOTITGNEIS, KONTAKT MIT PEGMATIT IM TAL DER FRUMOASA.

Der Aufschluss befindet sich an der alten rumänischen Grenze, wo der Bach die grosse Einbiegung nach Norden macht. Ein sehr grobkörniger Pegmatit steht hier in unmittelbarem Kontakt mit diesem Gestein (Tafel III, Fig. 5).

Das Gestein hat eine durchschnittlich graue Farbe. Megaskopisch kann man dunkle und lichte, dünne Schichten unterscheiden. Die dunklen Lagen bestehen aus Biotit und Epidot, die lichten aus Feldspat und Quarz. In der unmittelbaren Nähe des Pegmatits enthält das Gestein auch rosenroten Mikroklin; weiter von dem Kontakt entfernt findet man keinen Mikroklin. Die Breite dieser mikroklinführenden Zone ist schwankend von einigen cm bis zu einigen dm. Die biotitführenden Schieferungsflächen zeigen einen schwachen Seidenglanz.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile beobachten: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Epidot*, *Biotit*, *Amphibol*, *Serizit*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Titanit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der megaskopisch rötlich gefärbte *Mikroklin* tritt nur in der Nähe der Kontaktfläche in Xenoblasten auf. Die Korngrösse schwankt vorwiegend zwischen 0.1 und 0.18 mm. Gitterung ist vorhan-

den. Mikroperthitische Entmischung in der Form von sehr dünnen und kurzen Albitschnüren ist ziemlich verbreitet. Myrmekitbildungen sind nicht sehr häufig. Die Mikrokline enthalten manchmal kleine Xenoblasten von *Plagioklas* oder häufiger rundliche *Quarzkörnchen*.

Der *Plagioklas* bildet aus vielen, schmalen Zwillingslamellen aufgebaute Xenoblasten. Korngrösse: 0.3 bis 0.80 mm, seltener 1.3 mm. Albit- und Periklinzwillinge sind gleichsam verbreitet. Die Körner enthalten oft viel *Serizit* als sekundäre Umwandlungsprodukte, besonders in der Nähe des Pegmatits. Manchmal ist nur die äusserste Zone der Serizitisierung anheimgefallen. Die Individuen sind manchmal etwas tafelförmig nach (010) ausgebildet. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 5^\circ = 17\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 6^\circ = 16\% \text{ An.}$

3. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 11^\circ = 14\% \text{ An.}$

	α	β	γ
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+ 87^\circ$	$+ 86^\circ$	$+ 3^\circ = (010) = \text{Albit} = 16\% \text{ An.}$
$2V_1 = 90.$			

	α	β	γ
5. A_{1-2}	$+ 89^\circ$	$+ 89^\circ$	$+ 1^\circ = [010] = \text{Periklin} = 16\% \text{ An.}$
P_{1-2}	etwa 90°	$+ 3^\circ$	$90^\circ = \text{Periklin} = \text{Zwischen } 13 \text{ und } 17\% \text{ An.}$

Zonarbau ist schwach ausgebildet. Manchmal kann doch eine inverse Struktur erkannt werden: ein Kern und eine breite Hülle lassen sich ab und zu unterscheiden. Oft ist der Zonarbau durch die Serizitbildung angedeutet.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $4^\circ = 14\% \text{ An.}$

in der Hülle: $5^\circ = 17\% \text{ An.}$

Manche Plagioklase enthalten sehr kleine Xenoblasten von *Mikroklin*. Oft sind die kleinen Mikrokline in paralleler Orientierung in die Plagioklassubstanz eingebettet; eine Richtung des Gitters steht manchmal parallel zum Verlauf der Zwillingsgrenzen. Kleine rundliche *Quarzkörner*, *Biotit* und blutrote, sehr kleine *Hematitschüppchen* kommen ebenfalls in manchen Plagioklasen vor.

Der *Quarz* erscheint in unregelmässig umgrenzten Xenoblasten mit lappigen Konturen; in die Einbuchtungen der Körner dringen die anderen Gemengteile hinein. Korngrösse: 0.16 bis 0.38 mm. Kleine Interpositionen in regelloser Verteilung, oder in Schwärmen oder Zügen angeordnet, sind sehr verbreitet. Einige enthalten flüssige Kohlensäure mit einer beweglichen Libelle. Manche Plagioklase sind von Quarz durchwachsen und die einzelnen Quarzkörner zeigen dieselbe Orientierung, wie bei einer mikropegmatitischen Durchwachsung.

Die *Biotit*blättchen sind reichlich vorhanden. Der Durchmesser der Blättchen schwankt überwiegend zwischen 0.3 und 1.0 mm, selten bis zu 1.7 mm. Daneben kommen auch sehr kleine, zerfetzte Schüppchen vor. Der Pleochroismus ist: $\alpha = \text{strohgelb}$, $\beta = \text{dunkelbraun}$, $\gamma = \text{dunkelbraun mit schwach grünem Stich}$. Manche Biotite sind — besonders an den randlichen Teilen — *chloritisch* umgewandelt: $\alpha = \text{lichtgrünlichgelb}$, $\gamma = \text{dunkelgrasgrün}$. Optisch negativ, Doppelbrechung sehr schwach. Manche Biotite sind ganz in Chlorit umgewandelt worden.

Die Chloritisierung der Biotite wurde nicht durch Oberflächenverwitterung herbeigeführt. Sie stammt aus der pneumatolytischen bis hydrothermalen Phase, die mit der Bildung der Pegmatitgänge zusammenhing.

Als Einschlüsse im Biotit wurden *Magnetit*, *Titanit*, *Apatit* und sehr selten *Zirkon* beobachtet.

Hornblende kommt sehr spärlich vor. Die Achsenebene steht $\parallel (010)$, $\gamma : c = 22^\circ$. $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ olivgrün, $\gamma =$ dunkelbläulichgrün. Korngrösse: 0·13 bis 0·16 mm. Es handelt sich wieder um dieselbe Hornblende, die in den anderen bis jetzt beschriebenen Gneisen vorkommt.

Der *Epidot* tritt überwiegend in den biotitreichen Lagen auf. Seine Körnchen sind oft nach der Orthoachse etwas gestreckt. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·1 bis 0·66 mm, selten bis 1·8 mm. Die Zone der Orthoachse ist mit scharfer Umgrenzung ausgebildet. Die beiden Enden der Körner zeigen ganz unregelmässige Konturen. Die Spaltbarkeit nach (001) ist sehr scharf, nach (100) kaum zu bemerken. $\alpha =$ farblos, in dicken Schliften etwas gelblich, $\beta =$ blassgelb, $\gamma =$ lichtgrünlichgelb. Optisch negativ, $2V\alpha =$ etwa 85° .

Magnetit — meist in unregelmässiger Begrenzung, jedoch oft isodiametrisch — ist mässig verbreitet u. zw. in der Nähe der Biotite und Epidote, ferner auch in den Biotiten.

Der *Titanit* kommt in sehr kleinen Körnchen von elliptischer oder rhombenähnlicher Umgrenzung (im Schnitt) vor. Er erscheint mit Vorliebe zwischen den Epidoten und in den Biotiten.

Der spärlich vorhandene, farblose *Apatit* zeigt nichts besonderes.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Die Epidotbildung war auch hier eine Folge der pneumatolytischen Phase während und nach der Bildung der Pegmatite.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	58·27%
TiO ₂	0·58
Al ₂ O ₃	16·91
Fe ₂ O ₃	3·98
FeO	4·76
MnO	0·19
MgO	1·33
CaO	5·29
SrO	0·06
Na ₂ O	5·03
K ₂ O	2·25
H ₂ O + 110°	1·22
H ₂ O - 110°	0·14
P ₂ O ₅	0·23
Summe	100·24

Analysiker: A. VENDL.

Die Parameterwerte nach OSANN: $s = 65·40$, $A = 7·02$, $C = 4·06$, $F = 12·44$, $T = 0$, $n = 7·72$, Reihe = α , $k = 1·04$; $a = 8·9$, $c = 5·2$, $f = 15·9$.

Die entsprechenden Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 188.0$, $al = 32.0$, $fm = 29.5$, $c = 18.5$, $alk = 20.0$, $k = 0.23$, $mg = 0.22$; $qz = +8.0$, $fi = 1.39$, $p = 0.31$, $h = 13.12$, $c_{fm} = 0.63$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *quarzdioritischen Magmas*: $si = 220.0$, $al = 31.0$, $fm = 31.0$, $c = 19.0$, $alk = 19.0$, $k = 0.25$, $mg = 0.48$, Schnitt = IV.

Aus diesem Typus: $si = 191.0$, $al = 32.5$, $fm = 29.5$, $c = 22.5$, $alk = 15.5$, $k = 0.30$, $mg = 0.44$, Schnitt = V. (*Quarzdiorit—Quarzmonzonit*, Donner Pass, Calif.).

Der Chemismus des Gesteins stimmt vollkommen mit den NIGGLI'schen Molekularwerten des quarzdioritischen Magmas überein. Auch die mineralogische Zusammensetzung würde einem Quarzdiorit entsprechen.

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Mikroclin (+ Myrmekit)	1.41 Vol %
Plagioklas	44.79
Quarz	16.02
Biotit	19.49
Hornblende	0.20
Epidot	15.02
Magnetit	1.62
Titanit	1.00
Apatit	0.45
Summe	100.00

In der Nähe des unmittelbaren Kontakts zwischen Pegmatit und Gneis kann man sehr gut beobachten, wie das pegmatitische Magma zwischen die aufgeblätternen Lagen eingedrungen ist. Besonders die rötliche Farbe des Mikroklins ist stark auffallend. Dieser Mikroclin ist charakteristisch für den Pegmatitgang. Hier, in der unmittelbaren Nähe des Ganges, hat es sich unbedingt um eine Injektion *lit par lit* durch das pegmatitische Magma gehandelt (Tafel III, Fig. 6).

Weiter entfernt von der Kontaktfläche findet man keinen Mikroclin. Die Einwirkung dieses Ganges hat daher nur in einer schmalen Zone eine sichtbare Umgestaltung des ursprünglich aus sedimentärem Material entstandenen Gesteins hervorgerufen. Infolge der pneumatolytischen bis hydrothermalen Phase wurde Epidot gebildet und die Biotite haben eine mehr oder weniger starke Chloritisierung erfahren.

BIOTITGNEIS AUS DEM GRABEN ZWISCHEN DEALUL CIOACA UND VRF. CHICEI, NAHE ZUR MÜNDUNG IN DIE TAJA.

Das Gestein fällt unter 50° nach WSW ein. Es zeigt eine deutliche Schieferung, die megaskopisch besonders durch die Anordnung der Biotitblättchen hervorgerufen wird. Zwischen fleckartig und nicht zusammenhängend ausgebildeten, sehr dünnen, stellenweise sehr biotitreichen, bräunlich schwarzen Lagen sieht man die aus weissen und rosenroten Feldspaten, ferner aus Quarz zusammengesetzten Teile, welche etwas weniger Biotit enthalten. Diese Lagentextur ist aber sehr schwach ausgebildet. Das Gestein ist feinkörnig; manche Biotite erreichen aber Dimensionen bis 2 mm. Die Struktur ist granoblastisch.

der grössten Blättchen zeigen Dimensionen (Durchmesser der Blättchen) bis ungefähr 2·0 mm. Der Pleochroismus ist sehr stark: α = lichtgelb, β = dunkelbraun, mit schwachgrünlichem Stich, γ = dunkelbraun, mit Stich ins Grüne. $\gamma - \alpha = 0\cdot049$. Einachsig, negativ. Diese Eigenschaften stimmen fast genau mit denen des Granitgneises aus dem Sebes-Tal (Suriangneis) überein. Die Ränder der Biotitblättchen sind immer unregelmässig lappig, manchmal zerfetzt. *Magnetit*, *Apatit*, *Titanit*, sehr selten *Zirkon* und Spuren von *Epidot* lassen sich manchmal im Biotit unterscheiden. Unter den dunklen Gemengteilen herrscht der Biotit stark vor.

Der makroskopisch schwarze *Amphibol* tritt neben dem Biotit stark zurück. Seine überwiegend 0·36 bis 0·85 mm langen Körner zeigen keinen Idiomorphismus. Manchmal erscheint das ursprünglich wahrscheinlich einheitliche Individuum in sehr kleine, lappige, unregelmässig umgrenzte Teile zersetzt, die voneinander durch Plagioklas, Mikroklin und Quarz getrennt werden.

Die optische Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma : c = 19^\circ$, $\gamma - \alpha = 0\cdot0217$. Der Pleochroismus ist stark: α = strohgelb bis lichtgrünlichgelb, β = gelblichgrün, γ = dunkelbläulichgrün (Schnittdicke 0·019 mm). Diese Eigenschaften scheinen denen der Hornblende im Granitgneis und im Amphibolgranitgneis ähnlich zu sein.

Als Einschlüsse in der Hornblende wurden *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit* beobachtet. Die Hornblende kommt sehr unregelmässig verteilt im Gestein vor. Oft tritt sie jedoch in Begleitung von Biotit auf. Bei der atmosphärischen Verwitterung wird sie meist durch Ausscheidung von *Limonit* gekennzeichnet.

Der *Titanit* ist sehr verbreitet in farblosen, kleinen, elliptischen Körnchen, besonders in den Biotiten und Hornblenden, aber auch ausserhalb dieser Mineralien. Korngrösse: 0·01 bis 0·09 mm.

Die kleinen (0·03–0·08 mm) *Magnetit*körnchen sind meist isodiametrisch, seltener von länglicher, oder unregelmässiger Form. Selten werden die Körnchen durch eine dünne *Leukoxenhülle* umgeben. Daher muss der Magnetit Ti-führend sein. Er tritt besonders im Biotit und Amphibol auf. Seine Menge ist sehr gering.

Der *Apatit* in kleinen (0·03 bis 0·09 mm), farblosen, abgerundeten Körnchen ist besonders in den Biotiten und Hornblenden häufig zu finden. Aber auch zwischen den hellen Gemengteilen ist er zu Hause.

Sehr spärlich tritt *Epidot* in einigen Biotiten auf. Seine sehr kleinen (0·02–0·08 mm) Körner zeigen einen ganz schwachen Pleochroismus in farblosen und sehr schwach gelblichen Tönen. Dieses Mineral dürfte sekundäres Produkt sein, aber nicht infolge der Oberflächenverwitterung.

Stellenweise beobachtet man noch kleine, rote Eisenoxydpigmente zwischen den hellen Gemengteilen. Die schon mit einer Lupe auffallenden, kleinen, roten Flecke im Gestein stammen von dieser Pigmentsubstanz her.

Die Struktur ist granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	70·41 ^{0/0}
TiO ₂	0·52
Al ₂ O ₃	12·84
Fe ₂ O ₃	1·84
FeO	2·00
MnO	0·10

MgO	0·34
CaO	1·16
Na ₂ O	4·08
K ₂ O	4·49
H ₂ O+110°	1·98
H ₂ O-110°	0·19
P ₂ O ₅	0·19
Summe	100·14

Spez. Gew.: 2·680.

Analytiker: T. TAKATS.

Die Parameter nach OSANN: $s=78·62$, $A=7·56$, $C=0·83$, $F=4·60$, $T=0·00$, $n=5·79$, Reihe = β , $k=1·52$; $a=17·5$, $c=1·9$, $f=10·6$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=366·0$, $al=39·0$, $fm=19·0$, $c=6·5$, $alk=35·5$, $k=0·43$, $mg=0·14$; $qz=+124·0$, $p=0·41$, $fi=2·03$, $h=34·28$, $c/fm=0·34$. Schnitt = III.

Zum Vergleich: Typus der *engadinitgranitischen Magmen*: $si=420·0$, $al=44·0$, $fm=12·0$, $c=6·0$, $alk=38·0$, $k=0·50$, $mg=0·25$. Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si=331·0$, $al=45·0$, $fm=13·5$, $c=9·0$, $alk=32·5$, $k=0·42$, $mg=0·27$, Schnitt = IV. (*Biotitgranit*, [Mittelwert], South Carolina).

Ferner: $si=378·0$, $al=42·0$, $fm=15·5$, $c=5·5$, $alk=37·0$, $k=0·43$, $mg=0·47$. (*Plattamala-granit*, Sent, Unterengadin.)

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins zeigt auf Grund der angeführten Molekularwerte grosse Ähnlichkeit mit der von gewissen Graniten. Auffallend ist aber die ziemlich grosse Menge an Natron des Gesteins. Die Plagioklase sind sehr reich an Natron, ihr Gehalt an Albitmolekül übersteigt die Grenze zwischen Albit und Oligoklas, sie gehören der Albitreihe an.

Derartige Na-reiche kristallinen Schiefer mit etwa 70% SiO₂ sind im untersuchten Gebiet vorwiegend für die Paraherkunft charakteristisch. Es gibt jedoch auch orthogenetische, helle Aplitgneise mit hohem Gehalt an Natron. Nach der Auffassung des Verfassers dürfte hier ein injiziertes Gestein vorliegen und zwar aller Wahrscheinlichkeit nach lit=par=lit. Das injizierende Material dürfte aus den saueren Differentiationsprodukten desselben Magmas herkommen, aus welchem der Granitgneis entstand.

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Mikroklin	26·44 Vol %
Plagioklas	24·63
Quarz	33·45
Biotit	10·26
Amphibol	2·99
Titanit	1·28
Magnetit	0·41
Apatit	0·47
Epidot	0·07
Summe	100·00

Die grosse Menge des Plagioklases tritt deutlich hervor. Der grösste Teil vom K_2O ist in den Mikroklinen enthalten, aber ein kleiner Teil desselben kommt im Biotit vor. Etwas dürfte auch in den Plagioklasen vorhanden sein. Dagegen ist ein Teil vom Na_2O in den Mikroklinen in Form von sehr feinen Albitschnüren enthalten, welche bei der Ausmessung wegen ihrer Kleinheit nicht berücksichtigt werden konnten.

BIOTITGNEIS, IM TAL DER FRUMOASA, NEBEN DER ALTEN RUMÄNISCHEN GRENZE.

Der Ausbiss dieses Gesteins liegt neben den pegmatitischen Gängen und Nestern in der Injektionszone des Granitgneises.

Das megaskopisch graue Gestein zeigt eine gute Kristallisationsschieferung, die in erster Linie durch die Einstellung der kleinen Biotitblättchen in die Schieferungsebene hervorgerufen wird. Mit unbewaffneten Augen kann man die schwarzen Biotitblättchen, die weissen, zwillingslamellierten Plagioklase, die rötlichen Mikrokline und die farblosen Quarzkörner erkennen. Mit einer Lupe sieht man in der Nachbarschaft der Biotite oft kleine, gelblichgrüne Epidotkörnchen.

Stellenweise kann man sehr dünne Lagen beobachten, die aus rosafarbenen Mikroklinen, weissen Plagioklasen und Quarz bestehen. Diese Lagen werden ab und zu etwas mächtiger (bis 0·7 cm) und in diesem Fall erkennt man in denselben die rötlichen Pegmatite, die im Zusammenhang mit dem Granitgneis (Suriangneis) für das ganze Gebiet charakteristisch sind.

Dieser Gneis wurde von den pegmatitischen—aplitischen Injektionen durchtränkt. Diese mikroklinführenden Lagen von pegmatitischen—aplitischen Ursprung sind manchmal nicht konkordant zur Schieferungsebene eingeschaltet, sondern sie nehmen ab und zu eine schiefe Stellung zur Schieferungsebene ein. Diese Verhältnisse zeigen deutlich, dass die pegmatitischen—aplitischen Injektionen einer späteren Phase angehören.

Man darf nicht daran denken, dass diese Injizierung immer so deutlich ausgeprägt erscheint, wie im Falle der mächtigeren pegmatitischen Lagen. Meist können die injizierten Lagen überhaupt nicht unterschieden werden. Wo der rötliche Mikroclin auftritt, kann man mit Sicherheit den pegmatitischen Ursprung der Lagen erkennen. Wo er fehlt, oder nur in Spuren auftritt, ist die Entscheidung nicht so leicht.

Meine Beobachtungen zeigen darauf hin, dass ein Fehlen des Kalifeldspats in diesem Gebiet die Paragneise kennzeichnet.

U. d. M. kann man die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroclin, Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit, Epidot, Titanit, Magnetit, Apatit, Zirkon.*

Der *Mikroclin* erscheint in sehr unregelmässig umgrenzten Xenoblasten. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·17—0·80 mm. Die Körner sind frisch und gegittert. Sehr feine und kurze Albitschnüre, als perthitische Entmischungen sind oft zu beobachten. Manche Körner enthalten kleine, rundliche Quarzkörnchen. Die Menge des Mikroklinen ist gering.

Der sehr stark vorherrschende Feldspat ist der *Plagioklas*. Seine 0·3 bis 1·6 mm grossen Xenoblasten zeigen meist sehr unruhige: buchtige, verzahnte Umgrenzung. Die Körner sind durchaus nach den Albit- und Periklingsetzen verzwilligt. Die Zwillinge bestehen aus vielen, schmalen Lamellen. Periklin- + Albitzwillinge sind stark verbreitet.

Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 10^\circ = 11\% \text{ An.}$
2. Schnitt \perp zu einer optischen Achse, Achsenebene: $(010) = 86^\circ (10^\circ) = 15\% \text{ An.}$
3. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 11^\circ = 14\% \text{ An.}$

$$4. \Lambda_{1-2} = P_{1-2} \quad \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ +87^\circ & +83^\circ & +8^\circ \end{array} = (010) = \text{Albit} = 12\% \text{ An.}$$

$$2V_1 = +85^\circ$$

$$5. \alpha' < \omega, \gamma' < \varepsilon, \alpha' < \varepsilon, \gamma < \omega$$

$$6. \Lambda_{1-2} \quad \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ 90^\circ & +87^\circ & +2^\circ \end{array} = [010] = \text{Periklin} = 14\% \text{ An.}$$

Oft beobachtet man einen inversen Zonenbau:

7. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $10^\circ = 11\% \text{ An.}$
in der Hülle: $6^\circ = 15\% \text{ An.}$

Man kann aber nur einen Kern und eine Hülle mit verschwommenem Übergang unterscheiden.

Die Plagioklase enthalten oft einige *Serizit*-Schüppchen längs der Spaltrisse. Manche Körner sind von kleinen, rundlichen *Quarz*-Körnchen durchdrungen. Ab und zu sind die *Zwillingslamellen* etwas gebogen, wohl infolge Druckeinwirkung.

Der *Quarz* kommt in 0.16 bis 0.80 mm grossen *Xenoblasten* vor. Die Umgrenzung ist unregelmässig lappig, verzahnt. Nur die kleineren Körner sind mehr oder weniger abgerundet. Sie enthalten viele kleine Einschlüsse, die in regelloser Verteilung, oder in Zügen und Streifen geordnet liegen. Häufig findet man flüssige Kohlensäure als Einschluss (bewegliche Libelle!). Undulöse Auslöschung ist die Regel.

Der megaskopisch bräunlich-schwarze *Biotit* erscheint in Blättchen mit unregelmässiger Umgrenzung. Manchmal sind die kleinen Blättchen an den Rändern zerfetzt. Die Durchmesser der Blätter schwanken zwischen 0.08 und 1.17 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ licht strohgelb, $\beta \approx \gamma =$ dunkelbraun. $2V\alpha =$ um 0° herum. Als Einschlüsse sind *Apatit*, *Magnetit*, *Titanit*, *Epidot* und *Zirkon* (selten) beobachtet worden.

Viele *Biotite* sind mehr oder minder in *Chlorit* umgewandelt worden. Dabei wurde etwas schwarzes, opakes Erz (*Magnetit*) längs der Spaltrisse ausgeschieden. Häufig trifft man chloritisch umgewandelte *Biotite* in der Nachbarschaft der *Epidote*.

Biotit ist sehr reichlich vorhanden.

Die *Epidot*-Körner sind in der Nähe der *Biotite* zu finden. Etwas weniger verbreitet lassen sie sich in grösserer Entfernung von den *Biotiten* beobachten. Korngrösse: 0.08 bis 0.81 mm. Sie bilden *Xenoblasten*, dabei ist die Ausbildung meist etwas gestreckt nach der Orthoachse. Die Spaltbarkeit nach (001) lässt sich gut beobachten. Die Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma - \alpha = 0.033$. Der optische Charakter ist negativ. $2V\alpha = 82^\circ$. Diese Werte entsprechen einem Gehalt an *Eisenepidot* von etwa 20%. Der Pleochroismus ist im Dünnschliff schwach: $\alpha =$ farblos, $\beta =$ sehr schwach gelblich, $\gamma =$ lichtgelb.

Die Menge der *Epidot*-Körner ist gering.

Der *Titanit* erscheint in farblosen bis graulichen Körnchen von elliptischer, rhombenähnlicher oder unregelmässiger Begrenzung. Korngrösse: 0.05 bis 0.51 mm.

Magnetit tritt in den *Biotiten* in sehr kleinen, manchmal oktaedrisch ausgebildeten Kristallen

auf. Die unabhängig von den Biotiten vorhandenen grösseren Magnetite (bis zu 0·3 mm) zeigen unregelmässige Umgrenzung.

Der farblose *Apatit* kommt in ellipsoidischen kleinen Körnchen vor.

Zirkon bildet selten Einschlüsse im Biotit.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Spez. Gew. = 2·787 (T. TAKATS).

MUSKOVITGNEISE.

Diese Gesteine sind nicht stark verbreitet. Sie bilden konkordante Mitglieder der Gneis—Glimmerschieferserie. Ihre Mächtigkeit ist schwankend und oft erreichen sie kaum mehr als einige Meter; in anderen Fällen aber können sie über einige 100 Meter senkrecht zum Streichen verfolgt werden.

Sie sind sehr leicht erkennbare Gesteine wegen ihrer oft rosenroten Farbe und des Gehaltes an Muskovit. Genetisch dürften sie wahrscheinlich mit den letzten pegmatitischen Nachschüben des Granitgneismagmas zusammenhängen, wo die Bedingungen zur Bildung der Muskovite durch die leichtflüchtigen Bestandteile des Magmas gegeben waren.

Es liegen hier wahrscheinlich Mischgesteine vor, in welche das an Mikroklinmolekül reiche und mit leichtflüchtigen Bestandteilen beladene Magma injiziert wurde.

MUSKOVITGNEIS WESTLICH VON STÂNA MALEI, AM WEG NACH GRADISTYE, IN ETWA 1240 m SEEHÖHE.

Das Gestein liegt in den Glimmerschiefern konkordant eingeschaltet und im ersten Augenblick lässt es sich durch seine lichtgraulichrosenrote Farbe erkennen. Die Kristallisationsschieferung ist sehr gut ausgebildet.

Megaskopisch kann man lichtrosafarbene und weisse Feldspate unterscheiden. Die ersteren scheinen vorzuherrschen. Ferner sind noch Muskovit, bald ab und zu Magnetit zu erkennen. Die Schieferung wird besonders infolge der Anordnung der Muskovitblättchen hervorgerufen: die Blättchen liegen vorwiegend in der Schieferungsebene, aber ohne miteinander zusammenzuhängen. Dadurch entstand die parallelschiefrige Textur. Im Gestein kann man schon mit einer Lupe sehr kleine, rote Flecke beobachten, welche verstreut im Gestein erscheinen.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Magnetit*, *Zirkon* (selten), *Apatit*.

Der *Mikroclin* bildet Xenoblasten manchmal mit sehr unregelmässiger Umgrenzung. Er ist ab und zu nach (010) etwas tafelförmig. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·6 bis 1·0 mm. Die Individuen sind gegittert. Eine mikroperthitische Entmischung ist stark verbreitet. Die Albitspindeln sind sehr dünn und kurz. Die Auslöschung auf (001) beträgt 15—17°. Manche Mikrokline enthalten kleine, rundliche Quarzkörner als Einschlüsse. Die Mikrokline sind durchaus sehr frisch.

Der *Plagioklas* erscheint in Zwillingen nach dem Albitgesetz. Seltener beobachtet man eine Zwillingbildung nach dem Periklingesetz. Manchmal treten beide Zwillingbildungen an demselben Korn auf. Die Körner sind xenoblastisch ausgebildet, meist aber mit ziemlich geradlinigen Konturen. Sie sind manchmal nach (010) tafelig; einige sind jedoch \perp zu den Zwillinglamellen gestreckt. Die Zwillinglamellen sind dünn und zahlreich.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha : (010) = 12^\circ = 8\%$ An.

2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 14.5 = 5\%$ An.

	α	β	γ	
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 89°	+ 80°	+ 10°	= (010) = Albit = 9% An.
	$2V_1 = + 80^\circ$			

	α	β	γ	
4. A_{1-2}	- 89°	+ 81°	+ 9°	= [010] = Periklin = etwa 5% An.
P_{1-2}	- 81°	+ 12°	- 82°	= Periklin = 7% An.

5. $\alpha' <$ Kanadabalsam ; $\gamma' \bar{\bar{}}$ Kanadabalsam.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 15^\circ = 4\%$ An.

Ein deutlich ausgebildeter Zonarbau wurde nicht beobachtet. Manchmal zeigt aber ein kleiner Teil des Kornes etwas abweichende Auslöschung, wie der Rest. Die Zwillingslamellen sind an einigen Körnern schwach gebogen. Abgerundete, kleine Quarzkörnchen sind in den Plagioklasen sehr verbreitet. *Mikroklin* und *Muskovit* treten als Einschlüsse seltener auf.

Der Quarz bildet farblose Xenoblasten. Die Korngrösse schwankt vorwiegend zwischen 0.5 und 1.33 mm. Aber auch ganz kleine (0.06 bis 0.13 mm) Quarzkörner sind vorhanden. Während die letzteren kleinen Körnchen abgerundet sind, zeigen die grösseren Individuen eine mehr oder minder unregelmässige Umgrenzung, aber ohne grössere Einbuchtungen. Die gewöhnlichen kleinen Einschlüsse, in Zügen, Schnüren, oder gruppenweise verteilt, sind sehr verbreitet. Sie haben oft ganz regellose Konturen, oder aber zeigen sie negativ prismatische Umgrenzung. Selten findet man bewegliche Libellen. Undulöse Auslöschung, Felderteilung sind charakteristisch.

Der *Muskovit* erscheint in weissen Blättchen von 0.45 bis 1.0 mm Durchmesser (seltener bis 2.5 mm.) Die Umgrenzung der Blättchen ist unregelmässig: manchmal beobachtet man rundliche Konturen, oder aber sind die Konturen zerfranst. {001} ist dagegen immer scharf ausgebildet. $2V\alpha = 38.5^\circ$ (Mittel aus 6 Messungen). $\gamma - \alpha = 0.043$. Als Einschluss findet man selten *Magnetit*, oder noch seltener *Zirkon*. Die Auslöschung ist manchmal wogend.

Der *Magnetit* kommt spärlich in sehr kleinen, isodiametrischen Körnern vor. Einige erreichen jedoch Dimensionen bis 0.5 mm. Einige Körner sind mit einer schmalen *Titanithülle* (*Leukoxen*) umschlossen.

Apatit kommt in sehr kleinen, ellipsoidischen, farblosen Körnchen vor.

Der *Zirkon* ist ein seltener Gemengteil. Er erscheint in winzigkleinen, prismatischen, aber an den beiden Enden abgerundeten, farblosen Kriställchen.

Ab und zu findet man zwischen den anderen Gemengteilen sehr kleine, blutrote Körnchen, oder Blättchen. Diese bestehen aus Eisenoxyd (*Hämatit*) und sind keine Zersetzungsprodukte.

Man findet noch einige sehr kleine, farblose Körnchen von starker Licht- und Doppelbrechung. Diese dürften zur *Epidot*gruppe gehören. Eine genauere Bestimmung war wegen der sehr kleinen Dimensionen nicht möglich. Ihre Menge ist aber äusserst minimal.

Die Struktur ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	76·95 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·24
Al ₂ O ₃	11·34
Cr ₂ O ₃	0·08
Fe ₂ O ₃	1·57
FeO	0·65
MnO	0·01
MgO	0·05
CaO	1·41
Na ₂ O	3·01
K ₂ O	3·53
H ₂ O + 110°	1·02
H ₂ O - 110°	0·04
P ₂ O ₅	0·01
CO ₂	0·16
SO ₃	0·01
Summe	100·08

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew. 2·688 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 83·57$, $A = 5·59$, $C = 1·64$, $F = 1·94$, $T = 0·03$, $n = 5·64$, Reihe = β , $k = 2·15$; $a = 18·3$, $c = 5·4$, $f = 6·3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 507·0$, $al = 44·0$, $fm = 12·0$, $c = 10·0$, $alk = 34·0$, $k = 0·44$, $mg = 0·04$; $qz = +271$, $fi = 1·19$, $p = 0·04$, $h = 22·43$, $co_2 = 1·42$, $so_3 = 0·04$, $c_{fm} = 0·83$. Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus der *aplitgranitischen Magmen*: $si = 460·0$, $al = 46·0$, $fm = 8·0$, $c = 5·5$, $alk = 40·5$, $k = 0·50$, $mg = 0·20$, Schnitt ^{IV}/V.

Das Gestein zeigt gewisse Ähnlichkeit mit diesem Typus. Die Werte von *fm* und von *c* sind jedoch etwas zu hoch.

Typus des *engadinitischen Magmas*: $si = 420·0$, $al = 44·0$, $fm = 12·0$, $c = 6·0$, $alk = 38·0$, $k = 0·50$, $mg = 0·25$, Schnitt = IV.

Die aus der Analyse berechneten Molekularwerte stimmen mit den Anforderungen dieses Typus überein, nur der Wert von *si* ist etwas höher. NIGGLI gibt für die engadinitischen Magmen folgende Molekularwerte an: *si* um 400 ± 80 , *al* > 40, *fm* variiert von 9 bis 16, *c* < 12, *alk* > 30.

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung;

Mikroklin	26·06 Vol %
Plagioklas	16·64
Quarz	36·74
Muskovit	20·33
Magnetit	0·15
Apatit	0·04
Eisenoxyd (Hämatit)	0·04
Summe	100·00

Bei der geometrischen Analyse konnten die sehr kleinen, mikroperthitischen Albitschnüre auch hier nicht separat ausgemessen werden. Deswegen sind sie meist als Bestandteile der Mikrokline gemessen worden. Demnach ist die angegebene Zahl für Mikroklin etwas zu hoch.

Obwohl die Resultate der chemischen Analyse mit der Zusammensetzung mancher granitischen Gesteine scheinbar in Einklang gebracht werden können, ist dieses Gestein doch kein reiner Orthogneis. Meines Erachtens handelt es sich hier um ein stark injiziertes Gestein, ein ursprünglich toniges Sediment, welches durch die Injektionseinwirkung des pegmatitischen Restmagmas umgewandelt wurde. Wie bereits erwähnt, ist die Glimmerschiefergruppe überhaupt sehr reich an Pegmatitgängen, welche neben dem Muskovit oft auch Turmalin führen. Sie waren daher sehr stark mit leichtflüchtigen Bestandteilen beladen.

MUSKOVITGNEIS. PÂRÂUL PETRULUI, 1290 m ü. d. M., SÜDLICH VOM VRF. AUŞELUL.

Das Gestein bildet eine etwa 50 m mächtige konkordante Einlagerung in Paragneisen im Nebengraben des Pârâul Petrului-Tales. Dieser Graben kommt von der Kuppe Clăbucetul (1907 m) nach SO herunter und mündet in das Tal Pârâul Petrului.

Im lichtgraulichweissen Gestein kann man mit unbewaffneten Augen farblosen bis graulichen Quarz, weissen, oder sehr schwach rötlichen Feldspat und glänzenden Muskovit erkennen. Die Kristallisationsschieferung ist stellenweise durch die Einordnung der Glimmerlamellen in die Schieferungsebene angedeutet. Beim ersten Anblick zeigt das Gestein gewisse Ähnlichkeiten mit den feiner körnigen Pegmatiten: namentlich ist die Korngrösse des Gesteins etwas unruhig, an einzelnen Stellen erreichen die Feldspate und Quarze Dimensionen bis 0.50–0.75 cm, in diesem Fall erinnert das Gestein an die Pegmatite.

Die Gemengteile des Gesteins sind die folgenden: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit* (*Chlorit*) (sehr spärlich), *Klinozoisit*, *Apatit*, *Magnetit*, *Zirkon*.

Der grösste Teil des Gesteins besteht aus *Mikroklin*. Seine Xenoblasten sind unregelmässig umgrenzt, die Konturen zeigen Einbuchtungen. Korngrösse: überwiegend zwischen 0.8 bis 1.16 mm, seltener bis zu 1.5 mm. Einige erreichen Dimensionen bis zu 7.5 mm. Die Gitterstruktur ist meist stark ausgebildet. Der Mittelwert der Auslöschung auf Spaltflächen nach (001) beträgt: 16°. Als Einschlüsse kommen oft kleine *Quarzkörner*, häufig alle in derselben Orientierung, ferner *Plagioklas* und *Muskovitblättchen* vor. Einige Körner zeigen eine sehr schwach wogende Auslöschung.

Der *Plagioklas* erscheint in verzwilligten Xenoblasten von unregelmässiger Umgrenzung. Korngrösse: meist zwischen 0.8 bis 1.7 mm, seltener bis zu 7.0 mm. Es gibt auch kleine Körnchen (0.15 bis 0.37 mm). Neben den Zwillingen nach dem Albitgesetz sind auch Periklinzwillinge vorhanden, teils selbständig, teils mit dem Albitgesetz gepaart. Sie bestehen aus vielen sehr schmalen Zwillingslamellen. Die Zwillingslamellen sind manchmal etwas gebogen, die Auslöschung der Lamellen vollzieht sich in diesem Fall etwas wogend. Die Plagioklaskörnchen sind durchwegs sehr frisch.

1. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = 15° = 4% An.

	α	β	γ	
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+88°	+77	+12°	= (010) = Albit = 5% An.
S	-74	+21	-80°	= (001) = 3% An.
$2V_1$	= + 78°			

3. A_{1-2} α β γ
 90° $+83^\circ$ $+8^\circ = [010] = \text{Periklin} = \text{etwa } 6\% \text{ An.}$
4. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone: $15^\circ = 4\% \text{ An.}$
5. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$; $\alpha' < \text{Kanadabalsam} < \gamma'$.

Als Einschlüsse im Plagioklas können *Muskovit*, *Mikroklin* und *Quarz* beobachtet werden. Die Quarzkörner zeigen oft dieselbe Orientierung und erinnern an eine mikropegmatitische Durchwachsung.

Einige der grösseren Mikrokline und Albite zeigen so grosse Dimensionen (bis 7.5 mm), dass sie beinahe als Porphyroblasten zwischen den kleineren Körnern hervortreten. Im allgemeinen kommen aber die grösseren und kleineren Körner unregelmässig gemischt verteilt vor und eine porphyroblastische Struktur konnte sich nicht entwickeln.

Die *Quarz*körner (Dimensionen: im Durchschnitt 0.5 bis 1.1 mm, die grössten erreichen einige mm) bilden Xenoblasten mit lappigen, verzahnten Konturen. Viele sehr kleine Einschlüsse, in unregelmässiger Verteilung oder in Schwärmen, Zügen geordnet, sind charakteristisch. Manchmal findet man bewegliche Libellen in den Flüssigkeitseinschlüssen. Einige Körner sind durch die Interpositionen stark getrübt. Undulöse Auslöschung ist die Regel.

Der *Muskovit* erscheint — megaskopisch betrachtet — in glänzenden, weissen Blättchen mit sehr schwach grünlichgrauem Stich. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.4 und 1.5 mm, seltener bis 2.5. Daneben sind aber auch sehr kleine Schmitzen vorhanden. Er ist im Dünnschliff farblos. $\gamma - \alpha = 0.043$. $2V_\alpha =$ um 40° herum. Die Blättchen sind oft wellenförmig etwas gebogen. Die im Plagioklas eingeschlossenen Blättchen sind oft parallel zu den Zwillinglamellen geordnet, indem die Fläche (001) des Glimmers \parallel zu (010) des Plagioklases orientiert erscheint. Als Einschluss kommt manchmal *Magnetit* und selten *Zirkon* vor.

Der *Biotit* ist ein sehr seltener Gemengteil (1—2 Blättchen pro Dünnschliff). Seine kleinen Blättchen sind meist ausgefranst und häufig teilweise in Chlorit umgewandelt. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ dunkelbraun. Als Einschlüsse kommen spärlich *Magnetit* und *Zirkon* vor.

Der *Klinozoisit* kommt in kleinen, farblosen, oft nach der Orthoachse etwas gestreckten Körnchen vor, die meist zwischen den Plagioklasen dünne Streifen bilden. Sie sind vollkommen farblos und zeigen meist blaue Interferenzfarben, seltener das Gelb I. Ordnung. Die Menge ist sehr klein. Über die Genese dieses Minerals lässt sich nichts genaues feststellen. Da aber seine Körner in der Nachbarschaft der Plagioklase vorkommen, dürften sie wahrscheinlich auf Kosten der Plagioklase entstanden sein.

Der *Apatit* tritt spärlich auf. Seine farblosen, durch Querrisse charakterisierten Körner zeigen meist ellipsoidische Formen.

Der *Magnetit* erscheint in sehr kleinen, fast staubähnlichen Körnchen. Seine Menge ist sehr untergeordnet.

Zirkon in farblosen, an den beiden Enden etwas abgerundeten Körnchen kommt selten vor, entweder als Einschluss im Glimmer, oder seltener auch zwischen den lichten Gemengteilen.

Die Struktur ist granoblastisch (Tafel VI, Fig. 2) mit buchtig ineinander greifenden Körnern. Die wechselnde Korngrösse, manchmal Annäherung an die porphyroblastische Struktur wurde bereits betont.

Dieses Gestein kann nicht als reiner Paragneis aufgefasst werden. Der Gehalt an

Mikroclin, ferner der Umstand, dass das Vorkommen in einer Zone zwischen Glimmerschiefern und Paragneisen liegt, wo pegmatitisch—aplitische Gänge, Nester und Äderchen sehr reichlich vorkommen, alle diese Merkmale sprechen vielmehr dafür, dass es sich hier um ein Mischgestein handelt. Der überwiegend grösste Teil des Gesteins stammt höchstwahrscheinlich aus dem pegmatitisch—aplitischen Material, aus den hier in grosser Menge vorhandenen pegmatitisch—aplitischen Adern und Gängen. Selbst die Struktur des untersuchten Gesteins zeigt noch gewisse Ähnlichkeiten, besonders in der Korngrösse, mit den Pegmatiten.

Reine Pegmatite sind diese Gesteine gewiss nicht. Die schwache Kristallisationsschieferung, das Auftreten von Klinozoisit sprechen nicht für echte pegmatitisch—aplitische Bildungen. Es ist vielmehr wahrscheinlich, dass das pegmatitisch—aplitische Restmagma hier etwas kalkhaltiges sedimentäres Material durch Tränkung des ursprünglichen Materials aufgenommen hat. Nach dieser Auffassung wäre dieses Gestein überwiegend aus pegmatitisch—aplitischem Material und aus wenig sedimentogener Substanz zustande gekommen.

BIOTIT—MUSKOVITGNEIS (DOBRA-GNEIS), DOBRA-TAL.

Das Gestein ist im Dobra-Tal, im Liegenden der Glimmerschiefergruppe des Muncelul aufgeschlossen. Es fällt nach Süd unter 20° — 25° ein. Im Liegenden des Gneises findet man wieder die Gesteine der Paragneisserie.

Das lichtgraue, feinkörnige Gestein zeigt einen schwach gelblichen Stich. Die Kristallisationsschieferung ist gut ausgeprägt und sie äussert sich für das freie Auge in der Anordnung der Glimmerlamellen: die Glimmerblättchen liegen in nicht zusammenhängenden, sehr dünnen (höchstens 0.2 mm) Schichtchen parallel zur Schieferungsebene. Die dazwischenliegenden, dünnen Lagen bestehen, — megaskopisch betrachtet, — aus farblosem Quarz, farblosem oder etwas gelblichem Feldspat und aus wenig Glimmer. Diese letzteren, lichten Lagen sind 0.5—1.0 mm dick, an einigen Stellen schwellen sie bis 2.0—3.0 mm an. Die Schieferung ist ebenplattig parallel, ohne Biegungen. Die Korngrösse ist gleichmässig, nur einige Quarz- und Plagioklaskörner sind etwas grösser, als die anderen Gemengteile.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Klinozoisit*, *Granat*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Mikroclin* erscheint in gegitterten Xenoblasten. Es gibt Körner, die aus gegitterten und ungegitterten Teilen bestehen. Die Korngrösse schwankt vorwiegend zwischen 0.1 und 0.6 mm; häufig findet man grössere Körner bis zu 0.95 mm. Die Auslöschungsschiefen betragen an Spaltblättchen nach (001) = 16° , nach (010) = etwa 4° . Myrmekit kommt selten, in der gewöhnlichen Ausbildung vor: konvex gegen den Mikroclin, die Quarzstengel divergieren gegen den Rand; der Plagioklas zeigt bedeutend schwächere Lichtbrechung in allen Richtungen, als die Quarzstengel. Demnach liegt Albit vor. Perthitische Entmischung, in der Form von sehr dünnen und kurzen Albitspindeln, lässt sich manchmal beobachten.

Der *Plagioklas* kommt in unregelmässig begrenzten Xenoblasten vor. Er zeigt vorzüglich Albitlamellen. Die Zwillingsbildungen nach dem Periklingesetz und nach beiden Gesetzen lassen sich nicht oft bemerken. Die Korngrösse ist etwas kleiner, als bei den Mikroclinen. Der Plagioklas ist durchaus sehr frisch, nur selten lassen sich kleine Muskovit- (Serizit-)Schüppchen entlang der Spalt-

risse beobachten. Die Körner sind manchmal \parallel mit den Zwillinglamellen, manchmal aber \perp dazu gestreckt.

Über die Zusammensetzung orientieren die folgenden Messungen:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 110^\circ = 9\%$ An.

2. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 170^\circ = 7\%$ An.

	α	β	γ	
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+89.5^\circ$	$+82^\circ$	$+9^\circ$	$= (010) = \text{Albit} : 12\%$ An.
S	-75°	$+13^\circ$	-84°	$= (001) = 11\%$ An.
$2V_1 =$	$+82^\circ$			

	α	β	γ	
4. A_{1-2}	$+90^\circ$	$+86^\circ$	$+8^\circ$	$= [010] = \text{Periklin} = 12\%$ An.

5. $A_{1-2} = P_{1-2}$ $+89^\circ$ $+80^\circ$ $+10^\circ = (010) = \text{Albit} = 10\%$ An.

6. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$

Ein schwacher Zonarbau ist sehr selten. Nur ein grosser Kern und eine Hülle sind zu unterscheiden. Die letztere zeigt sehr wechselnde Breiten.

7. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$: im Kern: $12^\circ = 8\%$ An,
in der Hülle: $9^\circ = 12\%$ An.

Im Plagioklas eingeschlossen findet man rundliche Quarzkörner, manchmal von gleicher Orientierung, seltener *Mikroclin*, *Muskovit*, oder *Biotit*.

Die Quarzkörner zeigen unregelmässige Umgrenzung, mit Einbuchtungen und Verzahnungen. Sie sind manchmal nach der Schieferungsebene etwas gestreckt und senkrecht dazu abgeplattet. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.1 und 0.4 mm; die grössten Körner erreichen Dimensionen bis 0.9 mm. Auch ganz kleine Körnchen sind vorhanden. Undulöse Auslöschung ist die Regel. Die Hauptachsen der Quarzkörner sind manchmal mit grosser Annäherung senkrecht zur Schieferungsebene eingestellt. In anderen Fällen stehen sie annähernd \parallel mit dieser Ebene. Die undulöse Auslöschung wird oft durch einen stengligen Zerfall in längliche Streifen (zwischen gekreuzten Nicols) herbeigeführt. Aber bis zur Rupturbildung ist es nie gekommen.

Sehr kleine Interpositionen im Quarz sind sehr verbreitet. Sie treten entweder in regelloser Verteilung auf, oder aber sie sind in Streifen, Zügen oder schwarmweise angeordnet.

Viele Quarzkörner und meist auch die übrigen Gemengteile enthalten sehr kleine, staubähnliche, schwärzliche Pigmentkörnchen, die manchmal rauchartig einen gewissen schwach graulichen Stich der Mineralien verursachen. Diese Erscheinung wurde in den rein orthogenetischen Gesteinen nicht beobachtet. Dagegen wird sie häufig in den Paragesteinen bemerkt.

Der *Muskovit* erscheint meist in der Begleitung von *Biotit*. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.16 und 0.6 mm, selten bis 1.6 mm; $2V\alpha = 40^\circ$. Als Einschlüsse können manchmal sehr kleine, opake, schwarze Erzkörnchen (*Magnetit*) beobachtet werden.

Der *Biotit* ist ein ständiger Begleiter der *Muskovite* und zwar beinahe in gleicher Menge. Seine megaskopisch bräunlichschwarzen Blättchen sind meist 0.20 bis 0.6 mm gross; die grössten Lamellen erreichen 0.85 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ sehr licht ockergelb, $\gamma =$ dunkel chokoladebraun. $2V\alpha =$ etwa 0° . *Magnetit*, *Apatit*, selten *Zirkon* treten als Einschlüsse auf. Das letztere Mineral ist mit einem schmalen pleochroitischen Hof umgeben. Hier ist γ beinahe schwarz.

Einige Biotite sind etwas chloritisch (sekundär) umgewandelt.

Der *Klinozoisit* kommt in farblosen, ganz unregelmässig umgrenzten Körnchen vor, die oft in kleinen Gruppen angehäuft erscheinen. Diese Gruppen sind meist nach der Schieferungsebene etwas abgeplattet und deswegen erscheinen sie im Dünnschliff (nicht parallel zur Schieferungsebene) etwas gestreckt. Der optische Charakter ist positiv, $2V\gamma = \text{etwa } 78^\circ$.

Nur ganz wenige Körner von *Granat* finden sich im Schliff. Sie sind mehr oder weniger isodiametrisch und regellos begrenzt, sehr klein (0·1 mm und darunter) und zeigen im Dünnschliff keine erkennbare Rosafärbung.

Magnetit ist sehr wenig in der Form von sehr kleinen, isodiametrischen, länglichen, oder regellos begrenzten Körnchen zu finden.

Apatit und der sehr seltene *Zirkon* zeigen nichts besonderes. Das letztere Mineral bildet nur Einschlüsse im Biotit.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch (Tafel VI, Fig. 3).

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	71·68 ^{0/0}
TiO ₂	0·16
Al ₂ O ₃	16·56
Fe ₂ O ₃	1·31
FeO	1·06
MnO	Sp.
MgO	0·14
CaO	1·87
Na ₂ O	3·17
K ₂ O	4·09
H ₂ O _{+110°}	0·65
H ₂ O _{-110°}	0·08
P ₂ O ₅	Sp.
Summe	100·77

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·663 (T. TAKATS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 78·64$, $A = 6·22$, $C = 2·20$, $F = 2·27$, $T = 2·25$, $n = 5·40$, Reihe = γ , $k = 1·79$; $a = 17·4$, $c = 6·2$, $f = 6·4$.

Das Gestein ist mit Al₂O₃ übersättigt. Diese Übersättigung ist eine Folge des ziemlich hohen Gehaltes an Muskovit und Biotit.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 368·0$, $al = 50·0$, $fm = 10·5$, $c = 10·5$, $alk = 29·0$, $k = 0·46$, $mg = 0·10$; $qz = +152·0$, $ti = 0·62$, $h = 11·10$, $c_{fm} = 1·0$, Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus des *engadinitischen Magmas*: $si = 420·0$, $al = 44·0$, $fm = 12·0$, $c = 6·0$, $alk = 38·0$, $k = 0·50$, $mg = 0·25$, Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si = 374·0$, $al = 42·5$, $fm = 15·0$, $c = 8·5$, $alk = 34·0$, $k = 0·52$, $mg = 0·19$, Schnitt = IV. (*Granit, mikropegmatitisch*, Kl. Birkenkopf, Harz).

Ferner: Typus der *yosemitischen Magmen*: $si = 350.0$, $al = 43.0$, $fm = 14.0$, $c = 13.0$, $alk = 30$, $k = 0.45$, $mg = 0.33$. Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 343.0$, $al = 45.5$, $fm = 12.0$, $c = 13.5$, $alk = 29.0$, $k = 0.43$, $mg = 0.34$, Schnitt = VI. (*Biotitgranit*, Yosemite Valley, Cal.).

Unser Gestein zeigt in mancher Hinsicht eine grosse Ähnlichkeit mit diesen Eruptivgesteinen. Ein Unterschied zeigt sich in der Menge von Al_2O_3 . Im untersuchten Gestein ist der Wert von al etwas zu hoch für ein Eruptivgestein bei einem Wert von $si = 368.0$ und $alk = 29.0$.

In den aplitgranitischen Magmen steigt al bis 49.5 , aber in diesen Magmen schwankt si zwischen 422 und 518 , der Wert von $alk = 40 \pm 5$, c und fm bleiben unter 10 .

Die Differenz $al - alk$ ist im untersuchten Gestein ziemlich hoch: 21.0 . In den aplitgranitischen Gesteinen ist der grösste Wert von $al - alk = 11.0$, in den engadinitgranitischen 13.5 , in den yosemitgranitischen Magmen 16.5 , in den normalgranitischen 15.0 .

Demnach kann der Dobra-Gneis nicht als reines Orthogestein betrachtet werden.

Es handelt sich hier vielmehr um ein sedimentäres Material, welches den grössten Teil seines Kaligehaltes aus eruptivem Material erhalten hatte. Der reiche Gehalt an Mikroklin zeigt eine gewisse Parallele mit den Augengneissen, die in der Nähe des Dobra-Gneises, d. h. im Sugág-Tal, ferner im Sebes-Tal auftreten. Diese Augengneise werden als Mischgesteine betrachtet, d. h. Gesteine teilweise paragenetischen Ursprungs, die aber durch kalifeldspatreiche aplitisch—pegmatische Magmen reichlich injiziert wurden. (Siehe weiter unten im Kapitel der Augengneise.) Die Genese des Dobra-Gneises kann ebenfalls am zweckmässigsten auf diese Weise aufgefasst werden. Dabei soll der Kalifeldspat aus dem eruptiven Material stammen.

Namentlich muss es gebucht werden, dass in den unzweifelhaft rein paragenetischen Gesteinen dieses Gebietes kein Kalifeldspat vorzukommen pflegt. Wie noch später gezeigt wird, enthalten die reinen Paragesteine von den Alkalifeldspaten bloss Albit, oder sehr albitreiche Plagioklase. Für diese Gesteine ist eine gewisse Natronvormacht charakteristisch in dem Sinne, dass das Kalium nicht in den Feldspaten, sondern in den Glimmern erscheint. Im Dobra-Gneis findet man nämlich ziemlich viel Mikroklin, was auch aus der geometrischen Analyse ersichtlich ist.

Die volumprozentische Zusammensetzung des Gesteins:

Mikroklin (+ Myrmekit)	24.06 Vol %
Plagioklas	19.66
Quarz	36.63
Muskovit	8.24
Biotit	7.36
Klinozoisit	3.61
Granat	0.06
Magnetit	0.20
Apatit	0.18
Summe	100.00

kleinen, undurchsichtigen Interpositionen ist nicht möglich, weil sie zu klein sind: von den kleinsten u. d. M. wahrnehmbaren Dimensionen bis 0·004 mm.

Die *Muskovit*blättchen zeigen Dimensionen von 0·06 bis 0·16 mm. Die Orientierung der Blättchen ist oft unabhängig von der Schieferungsebene. Die Blättchen erscheinen häufig in kleine Gruppen angehäuft. Sie dringen mitunter in die anderen farblosen Gemengteile hinein. $\gamma - \alpha = 0·046$. Die Umgrenzung der Blättchen verläuft regellos. *Magnetit* und selten *Apatit* treten als Einschlüsse auf.

Unter den Glimmern herrscht der *Biotit* vor. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·1 bis 0·5 mm, ist also bedeutend grösser, als bei den Muskoviten. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ sehr blassgelb (mit schwachbraunem Stich), $\gamma =$ dunkel kaffeebraun mit grünem Stich. $\beta \approx \gamma$. $\gamma - \alpha = 0·049$. Der Achsenwinkel $= 0^\circ$. Die Konturen der Blätter sind oft zerfetzt, ausgefranst. *Titanit*, *Magnetit*, *Epidot*, *Apatit*, selten *Zirkon* kommen als Einschlüsse vor. Um den farblosen Zirkon sieht man einen schmalen pleochroitischen Hof.

Die *Epidot*körnchen bilden immer unregelmässig begrenzte Xenoblasten. Sie sind aber meist gestreckt nach der Orthoachse. Die Richtung liegt parallel zur Schieferungsebene. Länge der Körnchen: meist 0·07 bis 0·4 mm, selten bis 0·75 mm und abwärts bis zu den kleinsten Dimensionen. Sie sind im Dünnschliff farblos, mit kaum bemerkbarem Pleochroismus; $\alpha = \beta =$ farblos, $\gamma =$ sehr blassgelb. Der Kern scheint mitunter etwas stärker gefärbt zu sein. Manche Körner zeigen fleckig etwas verschiedene Interferenzfarben. $\gamma - \alpha = 0·027$ (Maximalwert). Optisch negativ, $2V\alpha =$ etwa 80° .

Der *Titanit* kommt in farblos—graulichen, 0·06 bis 0·25 mm langen, ellipsoidischen Körnchen, oder in länglichen Schnüren vor. Die Längsrichtung der letzteren steht \parallel zur Schieferungsebene.

Magnetit findet man meist in unregelmässig umgrenzten Körnchen verstreut im Gestein. Die im *Biotit* als Einschlüsse vorliegenden Körnchen zeigen mitunter quadratische Durchschnitte.

Apatit erscheint wie gewöhnlich. Die Grösse steigt bis 0·4 mm.

Der *Zirkon* tritt als Einschluss in manchen *Biotiten* auf.

Rutil findet man sehr selten in länglichen, an beiden Enden abgerundeten Körnchen. Länge: 0·03 bis 0·07 mm. Der Pleochroismus ist deutlich: $\omega =$ lichtgelb, $\varepsilon =$ lichtbräunlichgelb. Er kommt manchmal als Einschluss im Quarz vor.

Mitunter findet man zwischen den Quarzkörnern kleine, rote Pigmentkörnchen von Eisenoxyd.

Die Korngrösse des Gesteins zeigt kleine Schwankungen: in kleinen Flecken besitzen die Körner kleinere Dimensionen, als im grössten Teil des Gesteins.

Die Struktur ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	68·41%
TiO ₂	0·38
Al ₂ O ₃	16·60
Fe ₂ O ₃	0·91
FeO	2·54
MnO	0·15
MgO	1·94
CaO	3·36

Na ₂ O	3·35
K ₂ O	0·74
H ₂ O+110°	0·91
H ₂ O-110°	0·16
Summe	99·45

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·767 (T. TAKÁTS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s=74·99$, $A=4·05$, $C=3·93$, $F=6·37$, $T=2·68$, $n=8·72$, Reihe = α , $k=1·95$; $a=8·5$, $c=8·2$, $f=13·3$

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=299·0$, $al=42·5$, $fm=25·5$, $c=15·5$, $alk=16·5$, $k=0·13$, $mg=0·50$; $qz=+133·0$, $ti=1·23$, $h=13·25$, $c_{fm}=0·60$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *yosemitegranitischen Magmas*: $si=350·0$, $al=43·0$, $fm=14·0$, $c=13·0$, $alk=30·0$, $k=0·45$, $mg=0·33$, Schnitt = V.

Typus des *normalgranitischen Magmas*: $si=270·0$, $al=35·0$, $fm=26·0$, $c=15·0$, $alk=24·0$, $k=0·42$, $mg=0·33$, Schnitt = IV.

Typus des *granodioritischen Magmas*: $si=270·0$, $al=39·0$, $fm=23·0$, $c=17·0$, $alk=21·0$, $k=0·43$, $mg=0·40$, Schnitt = V.

Auffallend ist der relativ hohe Gehalt an CaO (Epidot.)

Man kann nicht verleugnen, dass die chemische Zusammensetzung des beschriebenen Gesteins gewisse Ähnlichkeiten mit den angeführten Typen zeigt. Bei genauer Betrachtung zeigen sich jedoch sehr grosse Unterschiede.

Die Differenz $al-alk$ beträgt im beschriebenen Gestein 26, während diese Differenzen in den zum Vergleich herangezogenen Typen: 13·0, 11·0, 18 betragen.

Die grösste Differenz zeigt sich unter den Gesteinen des ersten Typus im Biotitgranit von Amtshainersdorf: 17. Die grösste Differenz in den Gesteinen des zweiten Typus ist 15, im dritten Typus 20.

Eine Differenz von 26 kann in den Eruptivgesteinen mit si = etwa 299 nicht vorkommen. Die Projektionspunkte im Konzentrationstetraeder fallen nicht in das Eruptivfeld.

Das untersuchte Gestein ist unbedingt ein Paraderivat.

Volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	17·91	Vol %
Quarz	27·52	
Muskovit	15·83	
Biotit	22·96	
Epidot	14·01	
Titanit	1·13	
Magnetit	0·53	
Apatit	0·11	
Summe	100·00	

SCHIEFERGNEIS (BIOTIT-HORNBLENDENGNEIS, TYPUS TAJA), TAJA-TAL.

Das Gestein ist im Taja-Tal auf der Strecke zwischen Valea Ditei und der Kalksteinenge, am rechten Ufer aufgeschlossen.

Es ist ein feinkörniges, graues Gestein, welches megaskopisch nur Feldspat, Quarz und Biotit erkennen lässt. Mit einer schwach vergrößernden Lupe lassen sich auch einige Hornblendekörnchen erkennen. Die Schieferung ist stark ausgeprägt. An den Schieferungsflächen zeigt sich ein schwacher Seidenglanz, hervorgerufen durch die kleinen Glimmerblättchen. Bei der Verwitterung bildet sich zuerst eine rote Kruste.

Die Gemengteile sind: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Hornblende*; ferner *Klinozoisit*, *Titanit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Rutil*, *Zirkon*.

Die *Plagioklaskörner* erscheinen in 0.04 bis 0.2 mm grossen, ganz unregelmässig umgränzten Individuen. Die Körner sind manchmal \parallel (010), mitunter aber senkrecht (010) gestreckt. Die Zwillinglamellen sind schmal. Das Albitgesetz ist die Regel, Periklinlamellen kommen etwas weniger häufig vor. Über die Zusammensetzung orientieren folgende Daten:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 9^\circ = 12\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 14^\circ = 14\% \text{ An.}$
3. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 7^\circ = 14\% \text{ An.}$
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ	
$+ 89^\circ$	$+ 85^\circ$	$+ 4^\circ$	$= \text{etwa } 16\% \text{ An.}$
$2 V_1 = + 83^\circ$			

Manche Körner zeigen Spuren eines schwachen inversen Zonarbaues.

Die meisten Körner der Plagioklase sind frisch; manche enthalten winzige *Serizitblättchen* als sekundäre Produkte. Als Einschlüsse wurden *Quarz*, *Biotit*, *Hornblende* und seltener *Klinozoisit* beobachtet. Infolge einer Durchdringung von kleinen, rundlichen Quarzkörnern wird manchmal eine „Siebstruktur“ hervorgerufen.

Die *Quarze* haben meist isometrische Formen; sie sind unregelmässig begrenzt und regellos miteinander oder mit den Feldspaten verzahnt. Korngrösse: zwischen 0.05 und 0.30 mm, selten bis 0.5 mm. Die kleinsten Individuen sind oft kugelförmig oder ellipsoidisch ausgebildet. Undulöse Auslöschung und sehr schwache Felderteilung ist die Regel. Die in Reihen und Zügen geordneten, sehr kleinen Interpositionen sind sehr verbreitet. Die Reihen durchdringen mitunter zwei, oder mehrere Quarzkörner ohne Richtungsänderung.

Die megaskopisch bräunlichschwarzen *Biotitblättchen* schmiegen sich mit ihren (001)-Flächen der Schieferungsebene an. Der Durchmesser der Blättchen erreicht selten 0.6 mm, meist schwankt er zwischen 0.08 bis 0.3 mm. Die Umrandung der Blättchen ist immer sehr unregelmässig: zerlappt, ausgefranst, oder durch tiefe Einbuchtungen gegliedert. Optisch negativ, $\gamma - \alpha = 0.046$. $2V\alpha = \text{etwa } 0^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{sehr licht strohgelb}$, $\beta = \text{chokoladebraun}$, mit ganz schwach rötlichem Stich, $\gamma = \text{chokoladebraun}$. Diese Farben erinnern gewissermassen an die Farbe der aus Ton kontaktmetamorph entstandenen Biotite, nur zeigt der hier beschriebene Biotit nicht so stark rötliche Nuancen.

Manche Biotite zeigen den Beginn der chloritischen Umwandlung. Als Einschlüsse sind

Magnetit, *Apatit* und *Zirkon* beobachtet worden. Das letzte Mineral ist mit einem pleochroitischen Hof umrandet.

Die *Hornblende* zeigt typisch xenoblastische Ausbildung. Meist lässt sich auch in der Prismenzone keine Kristallform beobachten. Nur vereinzelt kann man die sehr schwachen Spuren der Form {110} erkennen. Die Länge der Körner schwankt meist zwischen 0.3 und 0.5 mm, seltener bis 1.8 mm. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 17^\circ - 18^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.0201$ (Schliffdicke 0.017 mm.) Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtstrohgelb, $\beta =$ licht (bräunlich)grün, $\gamma =$ dunkelbläulichgrün. Es liegt wieder gewöhnliche grüne *Hornblende* vor.

Die *Hornblenden* treten gruppenweise in regelloser Verteilung auf. Oft fehlen sie gänzlich innerhalb grösserer Stellen. Es gibt dagegen Stellen, wo der *Biotit* fast ganz durch die *Hornblende* ersetzt wird. Einzelne *Hornblenden* sind manchmal in sehr kleine Körnchen aufgelöst worden, die dieselbe Orientierung zeigen. Als Einschlüsse kommen *Plagioklas*, *Quarz*, *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit* vor.

Sehr selten findet man sehr kleine *Muskovit*blättchen. Sie sind keine sekundären Verwitterungsprodukte. Die Menge derselben ist gering, sie bleibt unter 0.01 Volumprozent (Ausmessung mit dem Integrationstisch). $\gamma - \alpha = 0.049$. $2V\alpha =$ etwa 40° .

Der *Klinozoisit* kommt in farblosen, nach der Orthoachse meist etwas gestreckten Körnchen vor. Dimensionen: 0.02 bis 0.08 mm, selten bis 0.12 mm.

Den *Titanit* findet man in der Form von ellipsoidischen, oder regellos gestalteten, oft in einer Richtung ausgezogenen Xenoblasten, meist in der Nähe der *Biotite* und *Amphibole*, oder als Einschluss in diesen Mineralien. Seltener zeigt er scharfe Konturen in rhombenähnlicher Form. Die Körnchen sind farblos mit schwach blassgraulichgelbem Stich, aber ohne Pleochroismus (im Dünnschliff). In dicken Schliffen lässt sich ein schwacher Pleochroismus erkennen: $\alpha =$ farblos, $\gamma =$ sehr lichtgraulichgelb. Dimensionen: 0.01 bis 0.02 mm für die kleinen ellipsoidalen „Insekteneier“, bis 0.5 mm für die grössten Körnchen.

Manche *Titanite* enthalten sehr kleine, ellipsoidische, harzgelbe *Rutil*körnchen als Einschlüsse. Sehr selten beobachtet man *Magnetit* oder *Hornblende* in den *Titaniten*. Verhältnismässig häufig kommen kleine *Quarzkörnchen* als Einschlüsse vor.

Der *Magnetit* tritt sehr spärlich auf. Seine isodiametrischen, aber unregelmässig umgrenzten Körnchen kommen nur an einzelnen Stellen, in kleinen Gruppen vor. Die Körner sind magnetisch, Ti-haltig und sehr klein.

Der *Apatit* zeigt nichts bemerkenswertes. Er kommt meist in den *Biotiten* und *Hornblenden* vor.

Der *Rutil* erscheint in manchen *Titaniten*. Die letzteren haben sich aller Wahrscheinlichkeit, nach auf Kosten des *Rutils* gebildet.

Der *Zirkon* bildet einen seltenen Einschluss im *Biotit* und ist von einem pleochroitischen Hof umgeben.

Die kristalloblastische Reihe lässt sich etwa folgend aufstellen: *Magnetit*, *Zirkon*, *Rutil*, *Apatit*, *Titanit*, *Klinozoisit*, *Biotit*, *Hornblende*, *Muskovit*, *Quarz*, *Plagioklas*. *Quarz* kommt aber auch in den *Hornblenden* und *Titaniten* vor.

Die Struktur ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	55·73 ⁰ / ₀
TiO ₂	1·06
Al ₂ O ₃	16·60
Fe ₂ O ₃	3·95
FeO	3·49
MnO	0·16
MgO	3·29
CaO	6·27
Na ₂ O	4·41
K ₂ O	1·67
H ₂ O + 110°	3·03
H ₂ O - 110°	0·08
P ₂ O ₅	0·13
Summe	99·87

Spez. Gew.: 2·745.

Analytiker: T. TAKÁTS.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 63·31$, $A = 5·97$, $C = 4·96$, $F = 14·83$, $n = 8·01$, Reihe = α , $k = 1·05$; $a = 6·9$, $c = 5·8$, $f = 17·3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 170·0$, $al = 30·0$, $fm = 33·5$, $c = 20·5$, $alk = 16·0$, $k = 0·20$, $mg = 0·45$, $qz = +6·00$, $ti = 2·42$, $p = 0·17$, $h = 30·83$, $\%_{fm} = 61$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *normaldioritischen Magmas*: $si = 155·0$, $al = 29·0$, $fm = 35·0$, $c = 22·0$, $alk = 14·0$, $k = 0·28$, $mg = 0·48$, Schnitt = IV.

Ferner aus diesem Typus: $si = 175·0$, $al = 31·5$, $fm = 33·5$, $c = 20·0$, $alk = 15·0$, $k = 0·28$, $mg = 0·48$, Schnitt = IV. (*Pyroxenglimmerdiorit*, Electric Peak, Yellowstone Park).

Die Übereinstimmung der Molekularwerte des analysierten Gesteins mit denen vom Typus des normaldioritischen Magmas ist vollkommen. Der Projektionspunkt im Konzentrationstetreader fällt in das Eruptivfeld. Auf Grund der chemischen Zusammensetzung sollte dieses Gesteins eruptiven Ursprungs sein. Trotz der verblüffenden Übereinstimmung der Molekularwerte darf dieses Gestein dennoch nicht als Orthoderivat aufgefasst werden.

Bei der Beurteilung der genetischen Verhältnisse der kristallinen Schiefer darf man sich nicht bloss auf die chemische Zusammensetzung stützen. Würde das Gestein die Zusammensetzung eines Sedimentes haben, so könnte man daraus schliessen, dass es sich nicht um ein reines Orthogestein handelt. Fallen die Projektionswerte in das Eruptivfeld, so kann der Ursprung auf Grund der chemischen Zusammensetzung nicht entschieden werden. In diesem Falle müssen andere, in erster Linie geologische Momente: Lagerungsverhältnisse, Verbandsverhältnisse in Betracht gezogen werden.

In dieser Hinsicht sind folgende Momente ausschlaggebend. Das Gestein ist den übrigen Paragneisen konkordant eingelagert, es fällt im Durchschnitt nach S unter 20°–30° ein. Die Korngrösse schwankt: es gibt Bänke, wo der durchschnittliche Korndurchmesser viel grösser ist, als im beschriebenen Gestein. Einzelne Lagen des Gesteins sind sehr quarzreich. Auch die Verteilung der dunklen

Gemengteile zeigt nicht die Regelmässigkeit des Eruptivgesteins. Die Verwitterung greift das Gestein leicht und sehr stark an, viel stärker als die Orthogesteine.

Die ganze Erscheinungsform des Gesteins erinnert überhaupt nicht an Orthoderivate. Im Gelände — ohne die chemische Analyse zu kennen, — denkt man überhaupt nicht an ein Orthogestein. Auf Grund von all diesen Erwägungen muss das Gestein als ein reines Paragestein betrachtet werden.

Die Ausmessung mit dem Integrationstisch ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	47·22 Vol %
Quarz	7·04
Biotit	19·94
Hornblende	18·74
Klinozoisit	3·53
Titanit	2·84
Rutil (im Titanit) .	0·06
Magnetit	0·27
Apatit	0·36
Summe	100·00

Indem die Verteilung der Gemengteile grosse Schwankungen zeigt, ist die volumprozentische, wie auch die chemische Zusammensetzung etwas schwankend.

SCHIEFERGNEIS (BIOTITGNEIS), PIATRA ALBA, AM GIPFEL.

Der Gipfel der Piatra alba (2180 m ü. d. M.) besteht aus einem feinkörnigen Gneis, der zwischen den Glimmerschiefern eingelagert auftritt. Das Einfallen ist $19^{\circ} 10'$. Im Gneis kommt eine Einlagerung von Amphibolit vor (siehe im Abschnitt der Amphibolite).

Das feinkörnige Gestein ist dunkelgrau und es zeigt eine schwache Schieferung. An den Schieferungsflächen lässt sich ein schwacher Seidenglanz beobachten, hervorgerufen durch die scheinbar ziemlich dicht nebeneinander gelegenen Biotitblättchen. Mit einer Lupe kann man farblosen Quarz, Plagioklas und bräunlichschwarzen Biotit erkennen. Die Biotitblättchen schmiegen sich der Schieferungsfläche an und sie bilden sehr dünne, nicht in Zusammenhang stehende Lagen, welche nur wenig Quarz und Plagioklas führen. Die überwiegend aus Quarz und Plagioklas aufgebauten, lichten Lagen sind mächtiger, als die Biotitlagen.

U. d. M. lassen sich folgende Gemengteile bestimmen: *Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit* (sehr wenig), *Granat, Magnetit, Apatit, Zirkon*.

Die Körner des *Plagioklases* sind oft isodiametrisch ausgebildet (Tafel VI, Fig. 5), oder aber entweder $\parallel (010)$ oder $\perp (010)$ gestreckt. Die Korngrösse schwankt vorwiegend zwischen 0·02 und 0·8 mm, sehr selten bis 1·4 mm. Die Körner sind meist nach dem Albitgesetz verzwillingt, Perikline — teils selbständig, teils mit Albitlamellen — treten etwas seltener auf. Komplexzwillinge nach Albit + Karlsbad sind sehr selten. Unverzwillingte Körner sind ebenfalls vorhanden. Die Zwillinglamellen sind dünn und zeigen manchmal eine schwache Biegung.

1. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 7^{\circ} = 14\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \alpha, \gamma'$: Spur der Periklinlamellen $= 6^{\circ} = 13\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+80°	+85°	+ 5°	= (010) = Albit = 15% An,
S	-80°	+10°	-85°	= (001) = etwa 16% An.
4. A_{1-2}	90°	+86°	+ 4°	= [010] = Periklin = 12% An,
P_{1-2}	85°	+ 7°	-85°	= Periklin = etwa 10–13% An.
5.	$\alpha' < \omega, \gamma' < \varepsilon; \alpha' < \varepsilon, \gamma' \leq \omega.$			

Manchmal lässt sich ein ganz schwacher Zonarbau erkennen: ein etwas saurerer Kern und eine gegen das Innere unregelmässig begrenzte Hülle mit allmählichem Übergang.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern : 9° = 12% An,
in der Hülle : 6° = 15% An.

Die Plagioklase enthalten oft kleine rundliche Quarzkörner, seltener *Biotit* und *Zirkon*.

Die *Quarze* haben meist mehr isodiametrische als gestreckte Durchschnitte. Sie sind unregelmässig begrenzt, aber die Einbuchtungen sind nicht tief. Korngrösse: meist zwischen 0.16 und 0.8 mm, selten bis 1.4 mm. Anzeichen einer undulösen Auslöschung finden sich nur in dem bei allen Schieferern dieses Gebietes üblichen geringen Ausmasse. Sehr kleine Interpositionen im Quarz sind verbreitet; sie erscheinen meist in regelloser Verteilung, etwas seltener bilden sie Streifen und Züge. Mitunter lässt sich auch eine bewegliche Libelle beobachten (CO_2). *Biotit* und sehr selten farbloser *Zirkon* kommen ebenfalls als Einschlüsse vor.

Der *Biotit* ist reichlich vorhanden. Seine Blättchen sind (mit Ausnahme von {001}) unregelmässig lappig oder zerfetzt ausgebildet. Sie schmiegen sich mit der Basisfläche der Schieferungsebene an. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.10 bis 1.0 mm, selten bis 1.5. Auch ganz kleine Schüppchen sind reichlich vertreten. Sie bilden kein vollkommen zusammenhängendes Netzwerk in der Schieferungsebene: die Schuppen liegen nicht dicht nebeneinander (wie es megaskopisch erscheint), sondern sie sind voneinander getrennt.

Der Pleochroismus ist stark: α = sehr lichtweingelb, $\beta \leq \gamma$ = chokoladebraun. $2V\alpha$ = etwa 0°. $\gamma - \alpha = 0.058$. Als Einschlüsse wurden *Magnetit*, *Apatit* und selten *Zirkon* beobachtet. Das letzte Mineral wird durch einen schmalen, pleochroitischen Hof umgeben. Dabei bleibt α manchmal fast unverändert, γ ist dagegen sehr dunkel, fast schwarz geworden. Einige Biotite zeigen eine sekundäre *chloritische* Umwandlung: dabei hat sich etwas opakes Erz, sowie auch sehr wenig Epidot (farblos) in sehr kleinen Körnchen ausgeschieden. Die Menge des Chlorits ist äusserst gering.

Ein charakteristischer Übergangsteil ist der *Granat*. Grösse und Menge schwanken. Er fehlt in diesem Gneis, soweit meine Erfahrungen reichen, nie, doch geht seine Korngrösse nicht über einige 0.1 mm hinaus. Die Menge dürfte höchstens einige Prozente ausmachen.

Der Granat ist vollständig isotrop, im Schliff farblos bis lichtrosa, zeigt keine kristallographische Begrenzung, sondern allgemein rundliche Umriss. Gewöhnlich ist er reich an Einschlüssen: *Erz Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*. Randlich und auf Spalten sieht man hier und da eine beginnende Chloritisierung. Manchmal wird die ganze Oberfläche der Körner durch Chlorit umhüllt.

Der *Magnetit* erscheint teils in grösseren (bis 0.3 mm), isodiametrischen, oder länglichen Körnern, teils in sehr kleinen, staubförmigen Interpositionen. Er bildet einen häufigen Gemengteil. Oft liegt er in der Nähe der Granate.

Der *Apatit* tritt spärlich auf, mitunter häufiger in den Biotiten.

Der *Zirkon* erscheint in farblosen, an den beiden Enden etwas abgerundeten, kleinen, prismatischen Kriställchen. Im Biotit ist er von pleochroitischen Höfen umgeben.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	68·97%
TiO ₂	0·41
Al ₂ O ₃	14·54
Fe ₂ O ₃	1·09
FeO	5·15
MnO	0·07
MgO	1·82
CaO	1·19
Na ₂ O	4·14
K ₂ O	1·98
H ₂ O + 110°	0·50
H ₂ O - 110°	0·06
P ₂ O ₅	Sp.
Summe	99·92

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·755 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 75·16$, $A = 5·73$, $C = 1·27$, $F = 8·56$, $T = 2·28$. $n = 7·59$, Reihe = α , $k = 1·65$; $a = 11·0$, $c = 2·5$, $f = 16·5$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 301·0$, $al = 37·5$, $fm = 34·5$, $c = 5·0$, $alk = 23·0$, $k = 0·24$, $mg = 0·35$, $qz = +109·0$, $fi = 1·34$, $h = 7·29$, $\%_{fm} = 0·14$, Schnitt = II.

Zum Vergleich: Typus des *normalgranitischen Magmas*: $si = 270·0$, $al = 35·0$, $fm = 26·0$, $c = 15·0$, $alk = 24·0$, $k = 0·42$, $mg = 0·33$, Schnitt = IV.

si , alk und al stimmen überein, aber fm und c weichen stark ab. fm würde dem granodioritischen Magma entsprechen, dafür ist aber c zu niedrig. Der Wert von c entspricht den aplitgranitischen und engadinitgranitischen Magmen. Für diese Magmen sind die Werte von si und alk zu niedrig, fm dagegen zu hoch.

Der Projektionspunkt im Konzentrationstetraeder fällt nicht in das Eruptivfeld. Die chemische Zusammensetzung des Gneises stimmt nicht mit dem Chemismus irgend eines Eruptivgesteins überein.

Es liegt hier ein typisches Paragestein vor.

Auffallend ist der ziemlich hohe Gehalt an Eisen, dessen grösster Teil im Biotit steckt. Die starke Doppelbrechung dieses Minerals spricht ebenfalls für einen ziemlich hohen Eisengehalt.

Die volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	31·64 Vol %
Quarz	36·53
Biotit (mit Spuren von Chlorit)	26·82

Granat	4·17
Magnetit	0·78
Zirkon	0·06
Summe	100·00

MUSKOVIT-BIOTITSCHIEFERGNEIS (TYPUS AUSEL), VALEA AUŞELULUI-TAL, ETWA 900 m ü. d. M.

Das Gestein bildet eine Einlagerung zwischen Biotitgneis. Einfallen: $19^{\circ} 50'$.

Feinkörniges, sehr gut geschiefertes, lichtgraues Gestein. An den Schieferungsflächen zeigt sich ein schwacher Seidenglanz, verursacht durch die kleinen Muskovitblättchen. Megaskopisch kann man nur Quarz, Muskovit und Biotit erkennen. Mitunter bildet der Quarz mehr oder weniger zusammenhängende Lagen zwischen den muskovitreichen sehr dünnen Lagen. Diese Quarzschichten können eine Mächtigkeit von einigen mm erreichen. Beim ersten Anblick erinnert das Gestein an Glimmerschiefer.

U. d. M. erkennt man die folgenden Gemengteile: *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (sehr wenig), *Granat*, *Turmalin* (selten), *Magnetit*, *Pyrit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* erscheint in ganz unregelmässig umgrenzten Körnern, meist mit verzahnten Umrissen. Häufige Korngrösse: 0·08 bis 0·25 mm, selten bis 0·35 mm. Manche Körner sind \parallel (010) ebenflächig begrenzt. Die Menge an Plagioklas ist gering. Albitzwillinge sind viel häufiger, als die Perikline. Die Zwillinge bestehen meist aus wenigen (2–5) Zwillingslamellen.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 9^{\circ} = 11\%$ An.

2. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 11^{\circ} = 9\%$ An.

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+ 80^{\circ}$	$+ 9^{\circ} = 10\%$ An.
	$2V_1 = + 83^{\circ}$		

4. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma < \omega$.

Die Plagioklaskörner enthalten meist eine sehr fein verteilte, staubartige Pigmentsubstanz. Eine nähere Bestimmung derselben ist nicht möglich. Sie dürften wahrscheinlich eisenoxydische Zusammensetzung haben. Ausserdem kommen noch sehr kleine Muskovitschüppchen als Einschlüsse vor, die aller Wahrscheinlichkeit nach schon vor der Bildung der Plagioklase vorhanden waren.

Manche Plagioklase wurden durch einen Riss in zwei Teile geteilt. Die zwei Teile zeigen noch dieselbe Orientierung, aber sie sind gegeneinander etwas verschoben worden. Der Riss wurde durch kleine Quarzkörnchen und etwas Serizit ausgefüllt. Die Kataklaste zeigt sich etwas seltener derart, dass die Zwillingslamellen treppenartig etwas verschoben wurden.

Ich muss jedoch hervorheben, dass die Kataklaste sich nur vereinzelt beobachten lässt.

Der *Quarz* ist der vorherrschende lichte Gemengteil. Seine Körner haben meist mehr isometrische als gestreckte Durchschnitte. Sie sind regellos miteinander und mit den anderen Gemengteilen verzahnt. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0·08 und 0·24 mm; einige Körner erreichen Dimensionen bis 0·8 mm. Die Anzeichen einer schwachen Kataklaste zeigen sich in einer schwachen Felderteilung und in undulöser Auslöschung, aber nur in geringem Ausmasse. Die Quarze sind manchmal zu unregelmässigen Streifen vereinigt. Diese Quarzlagen können eine Mächtigkeit bis 3 mm erreichen.

Als Einschlüsse im Quarz kommen *Magnetit*, selten *Biotit*, *Chlorit*, *Zirkon* vor. Sehr kleine

Interpositionen sind sehr verbreitet. Diese sind entweder in Zügen, Schwärmen angeordnet, oder aber regellos verteilt. Ähnliche Pigmentsubstanz, wie in den Plagioklasen kommt ebenfalls vor.

Ab und zu findet man, dass die nachträglich entstandenen, sehr schmalen Risse im Gestein durch Quarz ausgefüllt wurden. Zwischen den Quarzkörnchen kommen hier auch kleine *Muskovit*blättchen vor. Manche Haarrisse haben auch ursprüngliche Quarzkörner in zwei Teile geteilt. Die zwei Hälften zeigen noch dieselbe optische Orientierung, zum Zeichen, dass sie Teile eines einzigen Kornes sind.

Unter den Glimmern herrscht der *Muskovit* vor. Seine Blättchen sind an den Rändern zerlappt, nur die Form {001} ist scharf ausgebildet. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0·02 und 0·1 mm. Sehr kleine Schüppchen sind auch sehr verbreitet. Die grösseren *Muskovit*blättchen schmiegen sich der Schieferung an, aber sie bilden kein zusammenhängendes Netzwerk. Die Blättchen berühren sich nicht, sondern es sind Quarzkörner dazwischengeschaltet. Megaskopisch betrachtet scheinen die Glimmerblättchen zusammenhängende, einheitliche Schichtchen zu bilden.

Der *Biotit* ist etwas weniger reichlich vorhanden, als der weisse Glimmer. Die Ränder seiner Blättchen zeigen unregelmässige, aber nicht zerlappte, zerfranste Umriss. Durchmesser der Blättchen: 0·02 bis 0·1 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = sehr licht fahlgelb, $\beta < \gamma$ = chokoladebraun. Sehr wenige *Biotit*blättchen sind mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Hier und da erscheint der *Chlorit* etwas häufiger in Streifen geordnet.

Die *Biotit*blättchen bilden keine deutlichen Lagen, sie sind eher im Gestein verstreut.

Der *Granat* ist ein seltener Gemengteil. Er ist im Dünnschliff farblos bis lichtrosa und zeigt keine kristallographische Begrenzung, sondern allgemein rundliche Umriss. Längliche Formen kommen ebenfalls vor. Die Korngrösse schwankt zwischen 0·03 und 0·09 mm. Die Körner sind manchmal in eine dünne Hülle aus sehr kleinen *Chlorit*blättchen eingebettet. Der *Chlorit* erscheint hier als Umwandlungsprodukt aus dem *Granat*.

Sehr selten findet man *Turmalin*. Er bildet sehr kleine, terminal abgerundete Prismen. Der Pleochroismus ist stark: ω = sehr lichtbräunlichgrün, ϵ = lichtkaffeebraun. Der Gehalt an *Turmalin* deutet auf ein Übergangsgestein zu den Glimmerschiefern hin.

Der *Magnetit* erscheint meist in nach der Schieferungsgebeune etwas gestreckten, unregelmässig begrenzten Körnern.

Pyrit kommt sehr spärlich vor. Korngrösse: zwischen 0·03 und 0·8 mm.

Die kleinen Prismen der *Apatite* sind an den beiden Enden abgerundet. Die Querabsonderung lässt sich meist sehr gut beobachten.

Der *Zirkon* kommt in sehr kleinen, farblosen, terminal abgerundeten Körnchen vor. Im *Biotit* wird er durch einen pleochroitischen Hof umkrant. Im Hof bleibt α unverändert, γ zeigt sehr dunkle, fast schwarze Farbe.

Die Plagioklase enthalten viele *Muskovitschüppchen*, die Quarzkörner führen oft *Biotit*, seltener *Chlorit*. Das mikroskopische Bild zeigt darauf hin, dass die *Plagioklase* die zuerst gebildeten *Muskovite* in sich eingeschlossen haben, ebenso die Quarzkörner die *Biotit*- und *Chloritschüppchen*.

Die Struktur ist granoblastisch.

Die Ausbildung des Gesteins ist ziemlich unruhig (in Bezug auf die Textur). Es gibt nämlich Lagen, in denen die Körner viel kleiner sind (0·01 bis 0·025 mm), als im grössten Teil der Gesteinsmasse.

Diese Unruheigkeit und die erwähnten Quarzlagen weisen darauf hin, dass es sich hier um ein Paragestein handelt.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	54·76 %
TiO ₂	0·25
Al ₂ O ₃	26·77
Fe ₂ O ₃	4·45
FeO	3·88
MnO	Sp.
MgO	2·31
CaO	0·20
Na ₂ O	3·60
K ₂ O	2·32
H ₂ O + 110°	1·39
H ₂ O - 110°	0·09
P ₂ O ₅	0·07
Summe	100·09

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·682 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 63·96$, $A = 5·79$, $C = 0·25$, $F = 11·67$, $T = 12·29$, $n = 7·01$
Reihe = β , $k = 1·73$; $a = 9·8$, $c = 0·4$, $f = 19·8$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 177·0$, $al = 51·0$, $fm = 32·5$, $c = 0·5$, $alk = 16·0$, $k = 0·30$,
 $mg = 0·35$; $qz = +13·0$, $ti = 0·60$, $p = 0·10$, $h = 14·96$, $c_{fm} = 0·01$, Schnitt = I.

Der Projektionspunkt fällt nicht in das Eruptivfeld im Konzentrationstetraeder. Das Gestein ist übersättigt von Al₂O₃ für ein Eruptivgestein, wo $al - alk = 35$. Diesem al -Wert müsste im Eruptivgestein ein hoher Wert von alk , und ein niedriger Wert von fm entsprechen.

Das Gestein stellt einen typischen Paragneis dar. Der hohe Gehalt an Al₂O₃ zeigt auf Ton als ursprüngliches Ausgangsmaterial hin.

BIOTIT-MUSKOVITSCHIEFERGNEIS (TYPUS ŠERBOTA.)

Das Gestein liegt zwischen Stâna Șerbota mic und Șerbota mare in der Zone zwischen Glimmerschiefer und Amphibolgneis aufgeschlossen. Seehöhe: etwa 1740 m. Einfallen: 24^b 25°.

Das lichtgraue Gestein besitzt eine gute Kristallisationsschieferung, die besonders in der Anordnung der Glimmerblättchen zum Ausdruck kommt. Die Glimmerblättchen schmiegen sich der Schieferungsfläche an, ohne ein zusammenhängendes Netzwerk zu bilden. Megaskopisch lassen sich Biotit, Muskovit, Quarz und Feldspat erkennen. Die Plagioklase erreichen Dimensionen bis über 1 mm. Die Zwillinglamellierung ist meist schon mit einer Lupe zu beobachten. Die Glimmerblättchen sind gross; der Durchmesser mancher Muskovite erreicht Dimensionen bis 5 mm. Ab und zu bilden die lichten Gemengteile kleine, nicht in Zusammenhang stehende, dünne Lagen von einer Mächtigkeit zwischen 0·5 und 3 mm. In diesen Lagen kommt weniger Glimmer vor.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Muskovit*, *Epidot*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* erscheint in unregelmässig umgrenzten, oft verzahnten Xenoblasten. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0·3 bis 1·3 mm, die grössten Körner erreichen Dimensionen bis 1·8 mm. Zwillinge nach dem Albitgesetz herrschen vor, daneben sind auch Periklinzwillinge häufig. Oft treten beide Gesetze gleichzeitig auf (Tafel VI, Fig. 6). Längs der Zwillingslamellen enthalten die Körner manchmal sekundäre *Serizit*schüppchen.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 12^\circ = 8\%$ An.
2. Schnitt \perp α , γ' : Spur der Periklinlamellen $= 7^\circ = 11\%$ An.
3. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.
4. Schnitt \perp α' , $\alpha : (010) = 13^\circ = 9\%$ An.
5. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ	
+ 87°	+ 94°	+ 8°	= etwa 13% An.
2V ₁ = + 83°			

An manchen Körnern kann man eine Andeutung eines Zonarbaues beobachten. Der Unterschied zwischen Kern und Hülle scheint aber nicht gross zu sein.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $12^\circ = 8\%$ An,
in der Hülle: $10^\circ = 11\%$.

Die Plagioklase enthalten oft rundliche *Quarzkörnchen*.

Die Xenoblasten vom *Quarz* zeigen ganz regellose Umgrenzung, oft mit tiefen Einbuchtungen. Die Korngrösse schwankt zwischen denselben Grenzen, wie bei den Plagioklasen. Die grösseren Körner sind manchmal etwas nach der Schieferungsfläche gestreckt. Felderteilung und undulöse Auslöschung zeigen sich nur in dem bei allen Gesteinen des untersuchten Gebietes üblichen, geringen Ausmasse. Eine konstante Gefügeregelung konnte nicht festgestellt werden.

Die *Biotit*blättchen zeigen unregelmässige, oft zerlappte, oder ausgefrante Umgrenzung. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·16 und 0·85 mm. Einige erreichen Dimensionen bis 2·0 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtstrohgelb, γ = dunkelbräunlich-olivgrün. Der *Biotit* bildet ein unregelmässiges Netzwerk zwischen den übrigen Gemengteilen. Seine Blättchen sind oft der Schieferungsebene angepasst.

Manche *Biotite* sind chloritisch umgewandelt, besonders in der Nähe der *Epidote*. Die chloritische Umwandlung und die *Epidot*bildung gehen Hand in Hand. Als Einschlüsse im *Biotit* wurden *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot* und selten *Zirkon* beobachtet. Um das letztere Mineral findet man pleochroitische Höfe.

Der *Muskovit* tritt etwas mehr zurück, als der dunkle Glimmer. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0·03 und 5·0 mm. Die Umgrenzung der Blättchen ist regellos. Auch die Verteilung der Blättchen ist unregelmässig; sie stellen sich oft in die Schieferungsebene ein, ohne zusammenhängende Lagen zu bilden. Die ganz kleinen (serizitartigen) Blättchen bilden manchmal um manche Plagioklaskörner eine schmale Hülle.

Der *Epidot* erscheint in kleinen (0·01 bis 0·5 mm), regellos umgrenzten Körnern; die grösseren Individuen sind nach der Orthoachse etwas gestreckt. Der Pleochroismus ist deutlich: α = farblos,

β = sehr lichtgelb, γ = lichtgelb. Die Doppelbrechung ist ziemlich stark, $\gamma - \alpha = 0.018$. Optisch negativ. $2V\alpha =$ etwa 85° . Demnach soll ein ziemlich eisenreicher Epidot vorliegen (etwa 15% Fe-Epidot). Die Menge dieses Minerals ist gering. Seine Körner liegen meist in der Nähe der Biotite, oder Magnetite, manchmal bilden sie Einschlüsse im Biotit. Er ist auf Kosten der Biotite gebildet worden. Die Menge dieses Minerals ist in den verschiedenen Teilen des Gesteins schwankend.

Magnetit kommt verhältnismässig reichlich vor. Seine grösseren Körner zeigen unregelmässige Umgrenzung, die kleinen erscheinen manchmal in quadratischen Durchschnitten. Die Körnchen sind gross: 0.16 und 0.34 mm, einige erreichen Dimensionen bis 1.8; 0.8 bis 1.0 mm grosse Individuen gehören nicht zu den Seltenheiten. Der Magnetit ist titanhaltig.

Der *Apatit* erscheint in kleinen, terminal mehr oder weniger abgerundeten Prismen mit deutlicher Querabsonderung.

Der *Zirkon* zeigt sich in kleinen Prismen, die terminal etwas abgerundet sind. Im Biotit ist er meist von einem pleochroitischen Hof umgeben.

Die Struktur ist granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	59.96%
TiO ₂	1.06
Al ₂ O ₃	16.64
Fe ₂ O ₃	5.42
FeO	2.15
MnO	0.17
MgO	2.55
CaO	3.81
Na ₂ O	2.05
K ₂ O	3.56
H ₂ O + 110°	1.85
H ₂ O - 110°	0.09
P ₂ O ₅	Sp.
Summe . . .		99.31

Spez. Gew.: 2.799

Analytiker: T. TAKATS.

Die Parameter nach OSANN: $s = 68.49$, $A = 4.80$, $C = 4.60$, $F = 11.08$, $T = 1.63$, $n = 4.67$, Reihe = γ , $k = 1.40$; $a = 7.04$, $c = 6.73$, $f = 16.23$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 215.0$, $al = 35.0$, $fm = 35.0$, $c = 14.5$, $alk = 15.5$, $k = 0.53$, $mg = 0.39$; $qz = +53.0$, $ti = 2.83$, $h = 22.07$, $c/fm = 0.41$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *opdalitischen Magmas*: $si = 215.0$, $al = 32.0$, $fm = 32.0$, $c = 18.0$, $alk = 18.0$, $k = 0.50$, $mg = 0.45$, Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si = 212.0$, $al = 32.0$, $fm = 34.5$, $c = 14.5$, $alk = 19.0$, $k = 0.61$, $mg = 0.46$, Schnitt = IV. (Basische Randfazies, Bellezza, Unterengadin.)

Typus des *quarzdioritischen Magmas*: $si = 220\cdot0$, $al = 31\cdot0$, $fm = 31\cdot0$, $c = 19\cdot0$, $fm = 19\cdot0$, $k = 0\cdot25$, $mg = 0\cdot48$, Schnitt = IV.

Das analysierte Gestein zeigt in seinen chemischen Eigenschaften gewisse Ähnlichkeiten mit den hier angeführten Eruptivgesteinen. Besonders die Derivate des opdalitischen Magmas sind sehr ähnlich und zwar auch in den Werten von k und mg . Trotzdem ist aber keine vollkommene Übereinstimmung vorhanden.

Wie die Beobachtungen im Feld, die Ausbildung des Gneises und die kleinen Abweichungen in der chemischen Zusammensetzung von den Typen der Eruptivgesteine zeigen, liegt hier ein Paragneis vor, dessen chemische Zusammensetzung den erwähnten Magmentypen sehr nahe kommt. Dieser Gneis geht allmählich in Glimmerschiefer über.

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	39·56 Vol %
Quarz	21·37
Biotit (+ etwas Chlorit)	19·60
Muskovit	13·69
Epidot	3·32
Magnetit	2·02
Apatit	0·33
Zirkon	0·11
Summe	100·00

BIOTIT-MUSKOVITSCHIEFERGNEIS (TYPUS SERBOTA).

Das Gestein gehört zum vorigen Typus. Es steht am Südabhang der Frumoasa, etwa 2 km südlich von der Kuppe 2133 m der Frumoasa an. Das untersuchte Handstück stammt von der westlichen Seite der Kuppe 1741 m.

Das Gestein ist dem obigen Gestein sehr ähnlich, nur ist hier eine etwas stärkere Lagentextur entwickelt. Megaskopisch können nur Feldspat, Quarz, Biotit, Muskovit erkannt werden. Die Glimmer — mehr oder minder der Schieferungsebene angepasst — bilden ein nicht zusammenhängendes Netzwerk und zwischen diesen dünnen, vorwiegend aus Glimmern aufgebauten Lagen kommen die aus Quarz und Feldspat zusammengesetzten, lichten Lagen vor; diese letzteren enthalten weniger Muskovit und Biotit. Die Mächtigkeit der lichten Lagen ist schwankend, sie erreichen manchmal 1 bis 2 mm, meist sind sie stark unter 1 mm. Die Verteilung der Glimmer zeigt ebenfalls Schwankungen: meist herrscht der Biotit vor; es gibt aber auch Stellen, wo die Menge des Muskovits die der Biotite übertrifft. Die Ausbildung der Lagen ist ebenfalls sehr verschieden, ab und zu fehlt die Lagentextur fast vollständig und dann erinnert das Gestein an massige Ausbildungsformen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas, Quarz, Biotit, Chlorit, Muskovit, Epidot, Granat, Magnetit, Apatit, Zirkon*.

Auch in diesem Handstück ist der *Plagioklas* der vorherrschende Gemengteil (Tafel VII, Fig. 1). Seine Körner erscheinen meist als Albit-, selten als Periklinzwillinge. Die Umgrenzung der Xenoblasten ist oft sehr unregelmässig. Manche Körner sind \parallel (010) etwas länglich; es gibt aber auch Individuen,

die \perp (010) etwas gestreckt sind. Korngrösse: meist zwischen 0·3 und 1·3 mm. Einige grössere Körner erreichen Dimensionen bis 2·0 mm. Die Zwillingslamellen sind manchmal etwas gebogen. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 7^\circ = 15\%$ An.
2. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 7^\circ = 14\%$ An.
3. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 8^\circ = 18\%$ An.
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ
$+89^\circ$	$+87^\circ$	$+4^\circ = (010) = \text{Albit} = 18\%$ An.
$2V_1 = +88^\circ; 2V_2 = 90^\circ$		
5. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' \leq \omega$.
6. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ
$+89^\circ$	$+88^\circ$	$+3^\circ = (010) = \text{Albit} = 19\%$ An.

Manchmal lässt sich ein sehr schwacher Zonarbau beobachten: ein Kern und eine unregelmässig gegen den Kern abgegrenzte Hülle von verschiedener Breite. Die Grenze zwischen Kern und Hülle ist nicht scharf, vielmehr lässt sich ein allmählicher Übergang beobachten.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $8^\circ = 13\%$ An,
in der Hülle: $6^\circ = 16\%$ An.

Manche Plagioklaskörner enthalten etwas *Serizit* längs der Zwillingslamellen. Eine Durchwachsung von kleinen Quarzkörnern ist verbreitet.

Die Quarzkörner erreichen im Durchschnitt nicht ganz die Grösse der Feldspate. Korngrösse: meist zwischen 0·2 und 1·0 mm, seltener bis 1·4 mm. Die Xenoblasten zeigen eine regellose, buchtig ausgebildete, oder verzahnte Umgrenzung. Schwache Felderteilung und undulöse Auslöschung sind nicht stärker entwickelt, wie in den übrigen Gneisen. Sehr kleine Interpositionen in Schwärmen, Streifen oder regellos verteilt finden sich in allen Körnern. Manche der Flüssigkeitseinschlüsse enthalten eine tanzende Libelle (CO_2).

Die Quarze haben meist mehr isometrische als gestreckte Durchschnitte. Sie sind in den lichten Lagen mit den Feldspaten und miteinander regellos verzahnt.

Der *Biotit* überwiegt unter den beiden Glimmern. Die Umgrenzung seiner Blättchen ist regellos, oft zerlappt. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·2 und 0·8 mm, einige erreichen 1·7 mm. Sein Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtstrohgelb, $\beta \overline{\gamma} =$ dunkelbraun mit olivgrünem Stich. $2V\alpha = 0^\circ$. Diese Eigenschaften stimmen mit denen der Biotite des vorigen Gesteins vollkommen überein.

Manche Biotite zeigen an den randlichen Teilen eine mehr oder weniger fortgeschrittene Umwandlung in *Chlorit*. Als Einschlüsse im Biotit wurden *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot* und *Zirkon* (pleochroitischer Hof!) beobachtet.

Der *Muskovit* tritt auch in diesem Gestein — wie im vorigen — dem Biotit gegenüber zurück. Seine Blättchen sind kleiner: der Durchmesser schwankt meist zwischen 0·1 und 0·3 mm (also kleiner, als die Biotite). Die Umgrenzung der Blättchen ist regellos. $2V\alpha = 39^\circ$.

Die Glimmer schmiegen sich mit ihren Basisflächen der Schieferungsebene an, ohne eine zusammenhängende Lage zu bilden.

Der *Epidot* erscheint sehr häufig in der Nähe der Magnetite und Biotite. Seine xenoblastisch

ausgebildeten, aber nach der Orthoachse oft etwas länglichen Körner sitzen oft in unmittelbarer Berührung neben den Biotiten und Magnetiten; sie erscheinen manchmal in den Biotiten, oder sind ganz vom Magnetit umrandet. Besonders häufig kann man die Vergesellschaftung von Magnetiten beobachten. Man bekommt den Eindruck, als wenn ein genetischer Zusammenhang vorhanden wäre. Korngrösse: 0·04 bis 0·3 mm. Die Achsenebene liegt \parallel (010), d. h. senkrecht zu den Spaltlinien. Optisch negativ. $2V\alpha =$ etwa 86° . $\gamma - \alpha = 0\cdot018$. Diese Daten zeigen auf einen Eisenepidotgehalt von etwa 15%. Der Pleochroismus ist schwach: $\alpha =$ farblos, $\beta =$ sehr lichtgelb, $\gamma =$ lichtgelb. Diese Eigenschaften zeigen die gleiche Zusammensetzung der Epidote in diesem und im vorigen Gestein.

Ab und zu lassen sich schwache Unterschiede in der Doppelbrechung von Kern und Hülle unterscheiden. In diesem Falle scheint der Kern etwas schwächer doppelbrechend zu sein. Manchmal lässt sich fleckenweise ein kleiner Unterschied bemerken.

Ein sehr seltener Übergangsteil ist der *Granat*. Seine Korngrösse geht nicht über 0·2 mm. Er ist im Schliff farblos, oder sehr schwach lichterrosa und zeigt allgemein rundliche Umrisse, aber keine kristallographische Begrenzung.

Er dürfte — auf Grund der Übereinstimmung — auch im vorigen Gestein vorkommen, aber in meinen Schliffen konnte ich ihn nicht beobachten. In diesem Gestein ist er ebenfalls sehr selten und die Verteilung der Körner scheint recht unregelmässig zu sein: in vielen Dünnschliffen habe ich ihn nicht beobachten können.

Der *Magnetit* kommt häufig vor. Die grösseren Körner (Durchmesser: 0·8 bis 1·3 mm) zeigen unregelmässige Umgrenzung und in den Einbuchtungen sitzen oft die Epidotkörner. Die kleinen Individuen (0·04 bis 0·25 mm) sind mehr isodiametrisch und zeigen manchmal quadratische Durchschnitte.

Der farblose *Apatit* bildet kleine elliptische Körnchen, die oft in der Nähe der Magnetite, oder als Einschlüsse im Biotit zu beobachten sind.

Der *Zirkon* erscheint in sehr kleinen farblosen, an beiden Enden etwas abgerundeten, prismatischen Körnern. Im Biotit wird er durch einen schmalen, sehr dunklen, fast schwarzen, pleochroitischen Hof umrandet.

Die Struktur ist granoblastisch.

SCHIEFERGNEIS, FRUMOASA, SÜDLICHSTER PUNKT.

Das Gestein zeigt eine gute Kristallisationsschieferung, die besonders durch die Anordnung der Chloritblättchen hervorgerufen wird. Megaskopisch kann man weissen Feldspat, Quarz, Muskovit und Chloritblättchen erkennen. Die Plagioklase sind ab und zu in kleinen Knoten oder in kurzen Lagen angehäuft. Chlorit und Muskovit bilden keine zusammenhängenden Lagen. Das Gestein wird ab und zu durch schmale (maximum einige mm dicke) Adern aus Quarz regellos durchquert.

Die Gemengteile sind: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Muskovit*, *Epidot*, *Magnetit*, *Apatit*, *Titanit*, *Zirkon*.

Die Xenoblasten der *Plagioklase* zeigen ganz regellose Begrenzung, sie sind manchmal stark verzahnt. Korngrösse: meist zwischen 0·4 und 1·0 mm. An einzelnen Stellen, oder in einzelnen Lagen erreichen die Plagioklase Dimensionen bis 2—4 mm. Alle Plagioklase zeigen mehr oder weniger Serizitbildung: manche Körner führen nur sehr wenig Serizit, viele wurden stark von Serizit gefüllt. Die

Plagioklase bestehen meist aus Albitzwillingslamellen. Das Periklinesetz tritt etwas seltener auf. Die Zwillingslamellen sind schmal und zahlreich. An manchen Körnern sind die Zwillingslamellen schwach gebogen. Die Serizitschüppchen erschweren die Bestimmung der Plagioklase. Darüber orientieren die folgenden Daten:

$$1. \text{ Schnitt } \perp \alpha, \alpha' : (010) = 8^\circ = 14\% \text{ An.}$$

$$2. A_{1-2} = P_{1-2} \quad \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ + 87^\circ & + 85^\circ & + 4^\circ \end{array} = (010) = \text{Albit} = 16\% \text{ An.}$$

$$2V_1 = + 89^\circ.$$

$$3. \text{ Schnitt } \perp \alpha, \alpha' : (010) = 5^\circ = 17\% \text{ An.}$$

Durchwachsungen von kleinen, rundlichen Quarzkörnern sind verbreitet. *Chlorit* und *Magnetit* wurden als Einschlüsse beobachtet. Unter den Gemengteilen herrscht der Plagioklas vor.

Die Xenoblasten der Quarze haben meist isodiametrische Durchschnitte. Die Umgrenzung der Körner ist regellos, aber ohne grössere Einbuchtungen. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0·15 und 0·8 mm; einige Körner erreichen jedoch Dimensionen bis 1·6 mm. Die gewöhnlichen, sehr kleinen Interpositionen in Streifen, Zügen, Schwärmen, oder in ganz regelloser Verteilung sind immer vorhanden. Manche Flüssigkeitsinterpositionen enthalten eine bewegliche Libelle (CO₂!). Schwache Felderteilung und undulöse Auslöschung sind nicht stärker ausgebildet, wie in den anderen Gesteinen des Gebietes. Manchmal sind die Quarze zu unregelmässigen Streifen und Schlieren mit wechselnder Korngrösse (0·2 bis 1 mm) vereinigt.

Die Quarzadern, die das Gestein in verschiedener Richtung durchsetzen, bestehen aus regellos miteinander verzahnten Quarzkörnern von verschiedenen Dimensionen (0·08 bis 1·2 mm). Diese sind unzweifelhaft nachträgliche Bildungen.

Der *Chlorit* erscheint in unregelmässig umgrenzten, oft stark zerlappten Blättchen von grüner Farbe. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·3 und 1·3 mm; es gibt auch viele kleinere Blättchen. Die grössten Individuen erreichen Durchmesser bis zu 1·7 mm. Die Chlorite enthalten oft viele kleine Magnetitkörnchen entlang der Spaltrisse.

Der optische Charakter ist negativ. Die Interferenzfarben sind nicht normal; eine dunkelindigoblaue Farbe herrscht vor. Der Pleochroismus ist stark: α = sehr lichtgelb, γ = bläulichgrün. Selten findet man in manchen Chloriten die Reste des ursprünglichen *Biotites*: α = strohgelb, γ = dunkelbraun. Wahrscheinlich hatten sich die Chlorite durch Umwandlung von Biotiten gebildet.

Ausser den *Magnetiten* findet man als Einschlüsse im Chlorit die folgenden Mineralien: *Apatit*, sehr selten *Titanit*, häufiger *Epidot* und *Zirkon*. Um das letztere Mineral hat sich ein schmaler, dunkler, pleochroitischer Hof gebildet. Die Chlorite sind manchmal in büschelförmigen Gruppen angehäuft.

Die Schieferung des Gesteins wird in erster Linie durch die Anordnung der Chloritblättchen bedingt: sie schmiegen sich mit den (001)-Flächen meist der Schieferungsebene an.

Die *Muskovit*blättchen sind nicht so häufig zu finden, wie die Chlorite. Der Durchmesser der Blättchen schwankt vorwiegend zwischen 0·16 und 0·33 mm. Sie sind also kleiner, als die Chlorite.

Epidot kommt spärlich in kleinen, gelblichen Körnchen mit schwachem Pleochroismus vor. Er zeigt sich meist in den Chloriten.

wachsen. Seltener enthalten sie *Magnetit*, *Muskovit*, oder *Biotit* als Einschlüsse. Einige Körner führen etwas Serizit als sekundäres Umwandlungsprodukt.

Die Quarzkörner haben meist isometrische, seltener gestreckte Durchschnitte. Sie sind regellos begrenzt, oft mit tiefen Einbuchtungen. Korngrösse: 0·15 bis 0·1 mm, selten bis 1·4 mm. Die Körner sind regellos mit einander und mit den Plagioklasen verzahnt. Anzeichen einer Kataklase: Felderteilung und undulöse Auslöschung finden sich in demselben geringen Ausmasse, wie in den übrigen Gesteinen. Die gewöhnlichen, sehr kleinen Interpositionen in Zügen, Reihen angeordnet, oder in unregelmässiger Verteilung sind verbreitet. Manchmal kommt auch *Biotit* als Einschluss vor.

Plagioklas und Quarz treten überwiegend in den lichten Lagen auf.

Der *Biotit* ist reichlich vorhanden. Seine Blättchen liegen meist in der Schieferungsebene. Die Umgrenzung — mit Ausnahme von $\{001\}$ — ist regellos. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·08 und 0·1 mm, selten bis 1·4 mm. Die Biotite bilden keine zusammenhängenden Lagen, sie sind meist in Gruppen angehäuft, wo sie meist in paralleler Orientierung liegen.

Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = sehr dunkelbraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Als Einschlüsse sind folgende Mineralien beobachtet worden: *Magnetit*, *Apatit*, selten *Quarz* und *Zirkon*. Das letzte Mineral bildet den Kern eines schmalen, pleochroitischen Hofes. Hier erscheint besonders γ sehr dunkel. Eine *chloritische* Umwandlung der Biotite erscheint seltener.

Muskovit kommt viel spärlicher vor. Seine Blättchen sitzen meist zwischen den Biotiten. Durchmesser der Blättchen: 0·08 bis 0·8 mm, seltener grösser.

Der *Magnetit* tritt spärlich auf. Er bildet meist Einschlüsse in den Biotiten, seltener in den Plagioklasen. Die kleinsten Körner sind mehr isodiametrisch ausgebildet, die grösseren zeigen regellose Umgrenzung.

Die farblosen, oft etwas abgerundeten *Apatit*körner treten gerne in den Biotiten auf.

Der *Zirkon* kommt spärlich in einigen Biotiten, ferner seltener im Quarz vor. Seine länglichen Körner sind an den beiden Enden abgerundet.

Die Struktur ist granoblastisch, mit Übergängen zur lepidoblastischen Ausbildung.

SCHIEFERGNEIS, TYPUS RESINÄR.

Dieses Gestein ist im Valea Stesii-Tal, bei der Walkmühle typisch ausgebildet. Es zeigt Ähnlichkeiten mit dem soeben beschriebenen Typus von Orlát. Der grösste Unterschied zeigt sich in der Textur: im vorigen Gestein sind die Feldspat + Quarzlagen dicker und die Glimmer sind oft in kleine dünne Gruppen angehäuft.

In diesem Gestein besitzen die lichten Lagen meist eine Dicke unter 1 mm, seltener erreichen sie stellenweise 2–3 mm; die Verteilung der Glimmerblättchen ist gleichmässiger, sie bilden sehr dünne Häutchen zwischen den lichten Lagen, ohne aber vollkommene Schichten zu bilden.

Megaskopisch kann man nur Feldspat, Quarz, Biotit und weniger Muskovit erkennen. Auf der Schieferungsfläche zeigt sich ein nicht vollkommen zusammenhängendes, dünnes Schichtchen von Glimmern.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*, *Chlorit*, *Epidot*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* erscheint in unregelmässig begrenzten Xenoblasten oft mit stark verzahnten Konturen. Korngrösse: 0·1 bis 0·5 mm, seltener bis 1·1 mm. Die Individuen haben meist Albitlamellen. Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz sind etwas weniger häufig zu finden. Periklinzwillinge treten auch selbständig auf. Die Zwillinglamellen sind mitunter etwas verbogen. Die Körner sind manchmal \parallel (010) gestreckt; es gibt auch Individuen, die senkrecht (010) ausgezogen sind. Über den Anorthitgehalt geben die folgenden Messungen Aufschluss.

1. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: (010) = $10^\circ = 11\%$ An.

2. Schnitt \perp (010) und (001) = $12^\circ = 8\%$ An.

3. Schnitt $\perp \alpha, \gamma'$: Spur der Periklinlamellen = $5^\circ = 12\%$ An.

4. $A_{1-2} = P_{1-2} \begin{matrix} \alpha & \beta & \gamma \\ +87 & +86^\circ & +4^\circ \end{matrix} =$ (010) = Albit = etwa 16% An.
 $2V_1 = +85^\circ$

Die schwach ausgebildete Zonenfolge ist meist invers. Die basischere Hülle scheidet sich in unscharfer, unregelmässig verlaufender Linie vom Kern. Die Begrenzung ist daher verschwommen.

5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $11^\circ = 9\%$ An,

in der Hülle: $8^\circ = 14\%$ An.

Der *Plagioklas* enthält häufig rundliche *Quarzkörner*, die ihn durchwachsen, seltener *Biotit* als Einschlüsse. In manchen Individuen hat sich *Serizit* gebildet, als sekundäres Umwandlungsprodukt.

Der *Quarz* bildet meist isometrische, manchmal aber auch ein wenig längsgestreckte Xenoblasten. Die Umgrenzung der Körner ist unregelmässig, manchmal stark verzahnt. Er bildet oft die grössten Körner des Gesteins. Korngrösse: 0·08 bis 1·0 mm, seltener bis 1·8 mm. Schwache Felderteilung und undulöse Auslöschung finden sich nur in dem bei allen Schiefen dieses Gebietes üblichen geringen Ausmasse. Die gewöhnlichen, sehr kleinen Interpositionen sind sehr verbreitet. Die *Quarzkörner* sind regellos mit einander und mit den *Plagioklasen* verzahnt.

Biotit ist reichlich vorhanden u. z. in der Form von megaskopisch bräunlichschwarzen Blättchen. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·1 und 1·0 mm; es gibt aber Blättchen, die — ausnahmsweise — Dimensionen bis 3 mm erreichen. Die Umgrenzung der Blättchen ist unregelmässig. Der Pleochroismus ist stark: α = strohgelb, γ = sehr dunkelbraun. Einige *Biotite* wurden mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Dabei hat sich etwas *Eisenerz* ausgeschieden.

Als Einschlüsse im *Biotit* wurden *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot* und *Zirkon* beobachtet. Um das letztere Mineral hat sich ein schmaler, pleochroitischer Hof gebildet.

Der grösste Teil der glimmerreichen, dünnen Lagen besteht aus *Biotit*. Die Glimmerblättchen bilden ein nicht ganz zusammenhängendes Häutchen zwischen den lichten, etwas dickeren Lagen. Die der Einwirkung der Atmosphärien ausgesetzten *Biotite* zeigen eine intensive Baueritisierung: sie wurden sehr stark ausgebleicht.

Muskovit kommt viel spärlicher vor, als der *Biotit*. Er erscheint zwischen den *Biotiten* in den glimmerreichen Lagen. Seine Blättchen sind im Durchschnitt kleiner, als die der *Biotite*. Durchmesser der Blättchen: 0·8 bis 0·5 mm, seltener grösser. Die Umrandung der Blättchen ist unregelmässig, aber weniger zerlappt, als bei den *Biotiten*. $2V\alpha =$ etwa 40° .

Epidot beobachtet man selten. Er erscheint in der Form von sehr kleinen Körnchen meist in

der Nähe der Biotite, und als Einschluss in den chloritisch umgewandelten Biotiten. Er dürfte sich nachträglich gebildet haben, gleichzeitig mit der Chloritisierung.

Der *Magnetit* bildet teils grössere (bis 0.4 mm) Körnchen mit unregelmässiger, oft zerlappter Umgrenzung, oder aber kommt er in der Form von sehr kleinen, isodiametrischen Körnchen vor.

Der *Apatit* erscheint in farblosen, an den beiden Enden meist stark abgerundeten Prismen. Mitunter ist auch die Prismenzone ganz regellos umgrenzt. Einige Körnchen erreichen Dimensionen bis 0.65 mm. Dieser Gemengteil kommt überwiegend in den Biotiten vor. Seltener findet man ihn in einigen Plagioklasen.

Der farblose *Zirkon* kommt als Einschluss im Biotit, seltener im Plagioklas und Quarz vor. Im einem Falle wurde er auch in einem Muskovit beobachtet.

Die Struktur ist granoblastisch, mit schwachen Anklängen zur lepidoblastischen Ausbildung.

* * *

Die typischen Paragneise sind durch Übergänge mit den Glimmerschiefern, denen sie konkordant zwischengelagert sind, verbunden. Durch das Erscheinen von Plagioklasen gehen die Glimmerschiefer allmählich in Paragneis über. Übrigens findet man Plagioklas (wie bereits oben im Abschnitt der Glimmerschiefer betont wurde) — zwar in untergeordneter Menge — auch in den meisten Handstücken der Glimmerschiefer. Die Lagentextur ist sowohl in manchen Paragneistypen, wie auch in den Glimmerschiefern vorhanden. Aus diesen Gründen ist eine genaue Unterscheidung bei der Kartierung sehr schwer, bei den Übergängen fast unmöglich. Dazu tritt noch der Umstand, dass zwischen den typischen Glimmerschiefern ganz schwache Paragneiseinlagerungen auftreten können, welche die Unterscheidung im Felde noch mehr komplizieren.

Wo die Aufschlüsse es ermöglichen, kann man den allmählichen Übergang eventuell schon im Felde beobachten. In den meisten Fällen sind die Aufschlüsse weniger günstig und man kann im Felde zwischen feldspatführendem Glimmerschiefer und zwischen den letzteren Paragneistypen kaum eine Grenze angeben.

Die rein granoblastischen Typen der Mischgneise und Paragneise können leichter vom Glimmerschiefer unterschieden werden, wie z. B. der Dobra-Gneis.

In dieser Beziehung stösst man auch in den Südkarpaten auf dieselben Schwierigkeiten, wie auch oft in den Alpen. Nur durch genaue mikroskopische Untersuchungen können diese Übergangstypen bestimmt werden. Ein jeder, der in den Glimmerschiefergebieten der Alpen und Karpaten geologisch gearbeitet hat, kennt diese Schwierigkeiten bei den Feldaufnahmen. In dem bearbeiteten Gebiet stösst man auf diese Schwierigkeiten besonders nördlich von der Surianu — Căndrelu-Linie, wo die Gneise vorherrschen.

Die Augengneise.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT.

Der Augengneis, der durch Übergänge mit den verschiedenen Paragneisen und feldspatführenden Glimmerschiefern in Verbindung steht, kommt im nördlichen Teile des näher untersuchten Gebietes vor. Drei mächtige Massen sind bekannt, welche entlang der Achse der Antiklinale zwischen den Paragesteinen lagern. Alle drei Vorkommen liegen genau an der südlichen Seite der Achse der Guraro-Antiklinale.

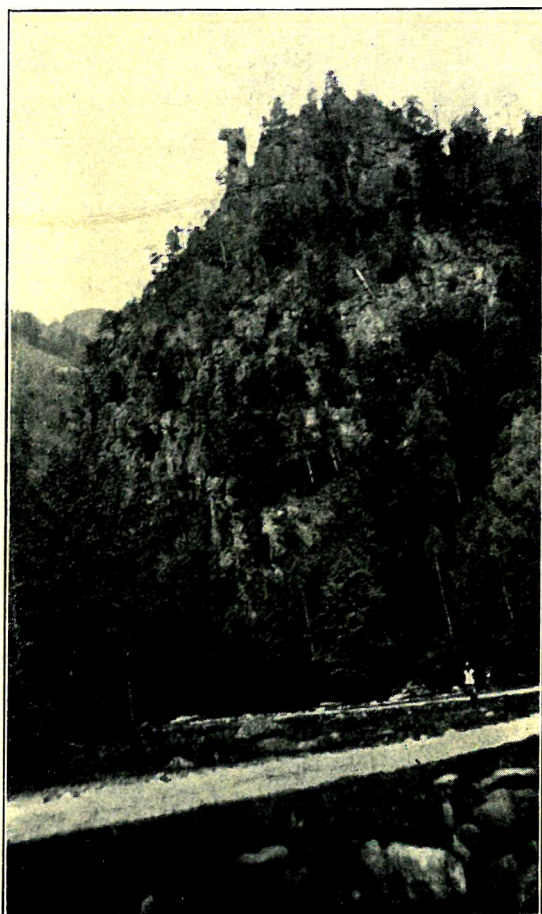


Fig. 31. Augengneis im Sebes-Tal.

1. Die grösste Masse liegt südlich von Sugág, zwischen Gura Bistra und Dealul Cucuiu (1242 m) entlang des Sebes-Flusses und westlich davon. Zwischen den genannten zwei Punkten, in einer Länge von rund 9 km fliesst der Sebes-Fluss durch die Augengneise und bildet tiefe Schluchten mit sehr steilen Wänden. Dabei ist das Gefälle ziemlich gross: von der Gura Bistra bis zum 34. Kilometerstein fällt der Fluss rund 188 m (Gura Bistra: 729 m ü. d. M. und 34 km: 541 m ü. d. M.). Die Entfernung zwischen den zwei Punkten beträgt in der Luftlinie 5 km, im Tal selbst gemessen 9 km. Der Fluss macht hier sehr viele Windungen und hat sich tief in das ziemlich harte Gestein in senkrechter Richtung zum Streichen eingeschnitten (Fig. 31).

In den Tälern und auf den Anhöhen westlich von dieser Strecke des Sebes-Flusses finden wir überall den Augengneis. Am Smida-Berg steht noch feldspatführender Glimmerschiefer an; etwas nördlich von der Kote 1227 m enthält der feldspatführende Glimmerschiefer haselnussgrosse Granaten. Einfallen: 11–12°, 20°–40°. Weiter gegen Nord, an der Sub Dostina (1317 m) findet man Augengneis mit beinahe faustgrossen „Augen“. Die grossen Augen kommen mitunter sehr dicht nebeneinander vor, beim ersten Anblick erinnert das

Gestein an Konglomerat. Einfallen: 10°–15°. Gegen den Dealul Cucuiu beobachtet man ebenfalls Augengneis, der aber mitunter durch nicht augenführenden Paragneis unterbrochen wird.

Entlang des Sebes-Tales macht man ebenfalls die Beobachtung, dass der typische Augengneis (mit grossen Mikroklin-Augen) mitunter durch feinkörnige, nicht augenführende Paragneise unterbrochen wird. Wandert man im Sebes-Tal von der Gura-Bistra abwärts gegen Sugág, so wird das folgende Profil durchquert.

Nördlich von der Gura stösst man auf den Augengneis (mit Biotit und Muskovit). Einfallen: $2^{\text{h}} 30^{\circ}$. In der Nähe der alten Brücke wird der Gneis feiner körnig, dann aber wieder typisch. Einfallen: $14^{\text{h}} 35^{\circ}$. Hier ist der Gneis stark gefaltet, er bildet eine kleine Antiklinale. Weiter gegen NW, zwischen dem 42. und 43. km ist mehr oder weniger typischer Augengneis aufgeschlossen. Einfallen: $10-11^{\text{h}} 25^{\circ}$. In der Nähe der Brücke (Kote 703 m) wird der Gneis feinkörnig. Einfallen: $10^{\text{h}} 15^{\circ}$. Einige Schritte abwärts, bei dem 41. Kilometerstein enthält der Gneis grosse Augen und auch grosse (einige cm) „Quarzaugen“ kommen darin vor. Einfallen: $10^{\text{h}} 20^{\circ}$. Hier wird der Gneis durch einen etwa handtellerbreiten aplitischen Gang durchquert. Weiter abwärts steht Augengneis an; Einfallen: $10^{\text{h}} 35^{\circ}$; beim 40. Kilometerstein $10^{\text{h}} 25^{\circ}$. Im Abschnitt zwischen 39 und 38 km kommen zwei dünne Amphiboliteinlagerungen vor. Bei dem letzteren Kilometerstein, nördlich von der Kote 617 m fällt der Augengneis gegen 10^{h} unter 25° ein. Weiter abwärts findet man wieder feinkörnigen Gneis, der bald in Augengneis übergeht. Einfallen: $10^{\text{h}} 15^{\circ}$. In der grossen Biegung, der Valea sub Dostina gegenüber beobachtet man den typischen Augengneis. Einfallen: $9^{\text{h}} 15^{\circ}$, im Valea sub Dostina-Tal $4-5^{\text{h}} 20^{\circ}$. In diesem Tal kommt auch Serpentin vor. Zwischen 36 und 35 km fällt der Augengneis nach $4-5^{\text{h}}$ unter $15-25^{\circ}$ ein. Bei der Kote 561 m steht noch typischer Augengneis an. Einfallen: $4^{\text{h}} 25^{\circ}$. Weiter gegen N findet man meist einen feinerkörnigen Gneis.

2. Das zweite Gebiet des Augengneises ist im Sugag-Tal aufgeschlossen (Fig. 32). Sehr typisch ausgebildeten Augengneis findet man hier in dem unteren Abschnitt des Tales, neben der Einmündung in das Dobra-Tal. Die Ausbildung des Gneises ist dieselbe, wie im Sebes-Tal. Hier findet man ebenfalls Übergänge zu dem augenfreien Gneis. Im Dobra-Tal, dem Dobraer Gneis zwischengelagert, kommt der Augengneis nur mehr untergeordnet vor.

3. Das dritte Gebiet liegt südlich von Orlát und Guraro. Die besten Aufschlüsse befinden sich in den folgenden Tälern: Valea Orlatului, Râul Zibin, Valea Mărăsdiei, Râul Stesii. Hier sind die „Augen“ weniger gross, als in den oben erwähnten Vorkommen.

Im Valea Orlatului-Tal ist der Augengneis im Abschnitt zwischen 660 und 707 m am typischsten entwickelt. Schmale Zwischenlagerungen finden sich an der SO-Lehne des Dealul Visirului.

Im Râul Zibin (Fig. 33), in der Nähe von Guraro ist Schiefergneis aufgeschlossen. Weiter

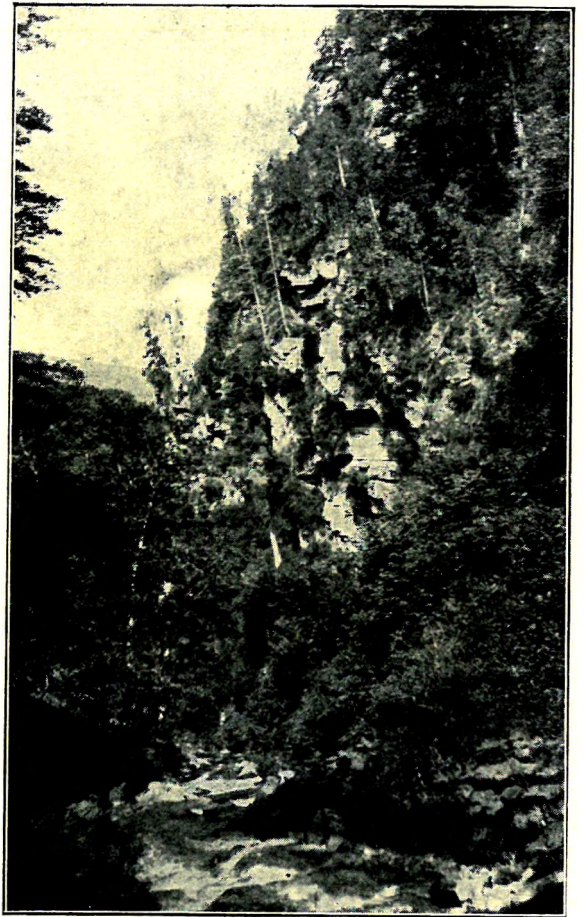


Fig. 32. Augengneis im Sugág-Tal.

aufwärts im Tal, in der Nähe der Kote 545 m beobachtet man eine Augengneiseinlagerung. Einfallen: $15^{\circ} 40'$. Weiter gegen W sind die Augen sehr klein, oder fehlen vollständig. Im Abschnitt zwischen 615 m (barometrische Beobachtung) und Kote 630 m tritt wieder der Augengneis in mehr oder minder typischer Ausbildung auf. Einfallen: $2^{\circ} 45'$. Zwischen Grosul Muieri und Valea Cărbunariului in etwa 610 m Höhe (barometrische Beobachtung) fällt der Augengneis nach 13° unter 70° ein. Am Dealul Cărbunariului bildet typischer Augengneis schwache Einlagerungen.

Zwischen Valea mare und Valea mica, nahe zur Vereinigung der beiden Täler, beobachtet man Pegmatitinjektionen und Augengneisbänke. Einfallen: $14^{\circ} 30' - 50^{\circ}$. Am Grosul Muieri-Rücken, in der Umgebung der Kote 1176 m sind die Augengneisbänke gut aufgeschlossen. Einfallen: $14^{\circ} 50'$. Am Gipfel der Valare (1346 m) stösst man wieder auf Augengneiseinlagerungen. Einfallen: $13^{\circ} 80'$.

In der Valea Mărăsdiei, sowie am Rücken Călugăru (zwischen Valea Mărăsdiei und Râul Stesii) beobachtet man stark gefalteten Augengneis, Einfallen: $13^{\circ} - 14^{\circ} 50' - 80^{\circ}$ und $3 - 4^{\circ} 45' - 70^{\circ}$. Am Dealul Cioara (957 m), OSO-lich von Guraro kommen einige Bänke von typischem Gestein vor.

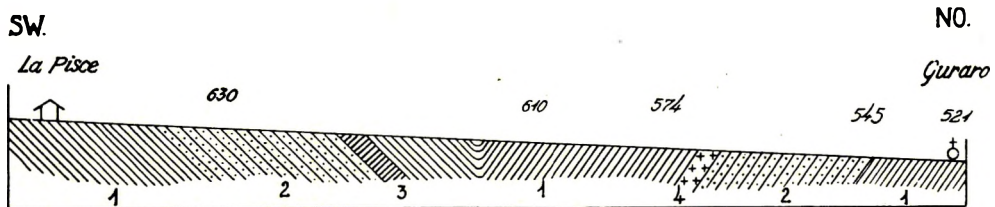


Fig. 33. Profilskizze über die Lagerung von Augengneis im Zibin-Tal zwischen Guraro und La Pisce.
1 = Schiefergneis; 2 = Augengneis; 3 = Amphibolit; 4 = Pegmatit.

Im Tal des Râul Stesii findet man den Augengneis im Abschnitt zwischen 650 m und 700 m (barometrische Beobachtung). Bei 650 m, in der Nähe der Walkmühle steht typischer Augengneis an. Einfallen: $6^{\circ} 70'$, weiter aufwärts im Tal $15^{\circ} 50'$ und hier verschwinden die „Augen“ im Gneis. Bei der Kote 680 m findet man den Augengneis wieder in typischer Ausbildung. Einfallen: $18^{\circ} 80'$. Weiter gegen S fallen die Schichten weniger steil ein: $16^{\circ} 40'$, $14 - 15^{\circ} 50'$. Weiter aufwärts kann man beobachten, wie die Augen kleiner werden und langsam ganz verschwinden.

Im nördlichen und westlichen Teil des Gebirges hat bereits Gy. HALAVÁTS das Auftreten von Augengneisen beobachtet. Diese Vorkommen sind: 4. Zwischen Szászcsór und Kápolna, ferner 5. zwischen Kosztésd und Várhely.

Ausser den hier angeführten grösseren Massen findet man noch an mehreren Stellen des Gebirges schmale Augengneiseinlagerungen in der Serie Paragneis — Glimmerschiefer. Einige Punkte mögen hier angeführt werden. An der N-Lehne des Dealul Panta (1785 m) beobachtet man mit Pegmatit injizierten Paragneis, der stellenweise als Augengneis ausgebildet ist. Im Râul Sadului, im Abschnitt zwischen den Koten 1028 und 1118 m, vorwiegend an der südlichen Seite des Gâtul-Berbecilor (1265 m) kommt wieder Augengneis vor u. z. begleitet von schwachen Pegmatitgängen. Im Zood-Bach, nördlich von der Ortschaft Râul Sadului, im Abschnitt zwischen 612 m und 620 m stösst man auf Augengneise, die steil nach OSO einfallen ($7 - 8^{\circ}$ und $40 - 80^{\circ}$). Die Augen sind hier ungefähr haselnussgross.

Wie aus den Feldbeobachtungen hervorgeht, bildet der Augengneis oft schwache Zwischenlagerungen in der Serie Paragneis—Glimmerschiefer. Es scheint zwischen Augengneis und Liegend-, bez. Hangendgesteinen keine scharfe Grenze vorhanden zu sein. Oft werden die Augengneise von Pegmatitgängen begleitet (z. B. Râul Zibin, Râul Sadului, Dealul Panta).

Die Verteilung der Mikroklinaugen ist verschieden. Im Valea Orlatului erscheinen die Augen in verhältnismässig gleicher Verteilung. Anderswo, z. B. im Râul Stesiï-Tal ist die Verteilung derselben sehr unregelmässig: es gibt Stellen, wo sie ziemlich dicht nebeneinander liegen und solche, wo sie mehr verstreut vorkommen. Diese Verhältnisse können nur im Felde, oder an sehr grossen Stücken beobachtet werden. Bei einem Handstück fallen sie weniger auf.

Die Augen scheinen weniger stark glasige, wasserhell durchsichtige Ausbildung zu zeigen, wie z. B. die typischen Augengneise von Versec und Cozia.

PHYSIOGRAPHIE DER AUGENGNEISE.

AUGENGNEIS, ORLÁT.

Das Gestein ist im Valea Orlatului-Tal aufgeschlossen und ist an den grossen, mitunter 3—5 cm langen Feldspatäugen leicht zu erkennen (Tafel IV, Fig. 1). Gegen Süden sind diese Augengneise durch Übergänge flaseriger Gesteine mit den anderen Schiefergneisen verbunden.

Im Gestein können weisse, überwiegend aus Feldspat und Quarz aufgebaute Lagen unterschieden werden, die meist 1 bis 3 mm mächtig ausgebildet sind. Zwischen diesen liegen die meist aus Biotit und Muskovit bestehenden, sehr dünnen Glimmerlagen. Die lichten Gemengteile sind in gut zu unterscheidenden Individuen ausgebildet und in den lichten Lagen in langanhaltenden Flasern angeordnet. Die lichten Lagen sind stellenweise bis 1—2.5 cm Dicke angeschwollen und hier findet man die einige cm langen ausgezogenen Karlsbader Zwillinge des Kalifeldspates. Oft bestehen diese „Augen“ nicht nur aus Kalifeldspat, sondern sie enthalten daneben auch Quarz, Biotit, Plagioklas. Diese Verhältnisse lassen sich mit einer Lupe beobachten.

Die Glimmer: Biotit und Muskovit bilden kleine Schüppchen, welche besonders auf dem welligen Hauptbruch hervortreten. Wo die Kornfasern vom Plagioklas und Quarz schmaler und die Kalifeldspatäugen breiter werden, entsteht ein grosser Unterschied zwischen den grossen „Augen“ und der „Grundmasse“.

Die glimmerreichen Lagen verlaufen ziemlich geradlinig und werden nur durch die „Augen“ aus ihrer Richtung abgelenkt.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit* (sekundär und selten), *Magnetit*, *Epidot*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Mikroclin* bildet die „Augen“ des Gesteins. Die Länge der Augen erreicht manchmal 3—4 cm. Der Mikroclin zeigt die charakteristische Gitterstruktur; nur selten fehlt sie. Er ist weiss, oder ganz schwach gelblich gefärbt. Die Spaltflächen nach (001) lassen sich stets gut beobachten, seltener diejenigen nach (010). Die grösseren Augen sind selten einfache Kristalle. Sie bestehen meist aus zwei Individuen, die nach dem Karlsbader Gesetz verzwilligt sind. Die Verwachsungsebene ist (010). Diese — manchmal fehlende — Verzwilligung ist immer so ausgebildet, dass die Verwachsungsebene mit der Ebene der Schieferung (also mit der Ebene des leichtesten Ausweichens) ungefähr zusammenfällt.

Die Augen stellen eine mehr oder weniger flache Linse dar, deren Durchschnitt auf dem Hauptbruch ungefähr kreisförmig erscheint. Die Mikroklinaugen sind meist nicht einheitlich, sondern sie enthalten mehr oder weniger reichlich *Biotit*, *Muskovit*, *Quarz*, *Plagioklas*. Die Augen sind im Gestein fast ganz mit Glimmerblättchen eingehüllt.

Manche — scheinbar einheitliche „Augen“ — bestehen aus mehreren, regellos umgrenzten, kleinen Mikroklinkörnchen, die in unregelmässiger Orientierung in Gruppen angehäuft sind. Zwischen den Mikroklinkörnern kommen meist auch *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Plagioklas* vor.

Der *Mikroclin* kommt auch in der Form von kleinen Körnern in den lichten Lagen vor (Tafel VII, Fig. 2). Diese sind unregelmässig begrenzt. Die Korngrösse derselben schwankt zwischen 0·16 und 0·35 mm, seltener bis 0·8 mm. Die Gitterung ist gut entwickelt. Durchwachsungen von Quarz lassen sich ab und zu beobachten, wobei die kleinen Quarzkörner die gleiche Orientierung zeigen, ähnlich den mikropegmatitischen Verwachsungen. An Schnitten $\perp \gamma$ beträgt $\alpha':(001)=8^\circ-9^\circ$. An (001) beträgt die Auslöschung $15-16^\circ$. *Quarz*, *Plagioklas*, *Biotit* und *Muskovit* kommen als Einschlüsse im Mikroclin vor.

Myrmekitbildungen sind weit verbreitet.

Der Myrmekitfeldspat grenzt sich gegen den Mikroclin meist durch konvexe Flächen ab. Es kommen aber auch Fälle vor, wo die Umgrenzung in geraden Linien (im Schnitt) entwickelt ist. Die Quarzstengel sind entweder divergentstrahlig und ungefähr senkrecht zur konkaven Oberfläche gestellt, oder aber die Anordnung ist beinahe in paralleler Stellung ausgebildet. Der Plagioklas der Myrmekite gehört — auf Grund seiner Lichtbrechung im Vergleich mit Quarz — zum Albitoligoklas.

Der *Plagioklas* bildet regellos begrenzte Xenoblasten. Seine Körner sind mitunter \parallel zu den Zwillinglamellen etwas länglich ausgebildet. Korngrösse: meist zwischen 0·15 und 0·3 mm, manche erreichen Dimensionen bis 0·5 mm. Albitzwillinge sind die Regel. Perikline finden sich seltener. Sehr selten findet man Komplexe nach dem Albit+Karlsbader Gesetz. Die Zwillinglamellen sind schmal und zahlreich. Alle Plagioklase sind frisch; nur selten lassen sich einige Serizitschüppchen beobachten.

1. Schnitt $\perp (010)$ und (001), $\alpha':(010)=5^\circ=16\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha':(001)=11^\circ=14\% \text{ An.}$
3. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha':(010)=5^\circ=17\% \text{ An.}$
4. $A_{1-2}=P_{1-2}$

α	β	γ	
$+87^\circ$	$+85^\circ$	$+4^\circ$	$= (010) = \text{Albit} = 17\% \text{ An.}$
$2V_1 = +88^\circ$;		$2V_2 = 90^\circ$	
5. A_{1-2}

α	β	γ	
90°	$+89^\circ$	$+1^\circ$	$= [010] = \text{Periklin} = 16\% \text{ An.}$
P_{1-2}	etwa 90°	$+5^\circ$	$+87^\circ = \text{Periklin} = \text{etwa } 12-18\% \text{ An.}$
6. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' \leq \omega$.

Vereinzelt lässt sich ein schwacher Zonarbau beobachten: ein Kern und eine Hülle. Die letztere ist nicht gleichmässig breit entwickelt, die Grenze gegen den Kern ist unregelmässig und nicht scharf, sondern die Hülle geht allmählich in den Kern über. Meist ist der Kern, seltener die Hülle basischer:

7. Schnitt $\perp (010)$ und (001), $\alpha':(010)$, im Kern: $6^\circ=15\% \text{ An.}$
in der Hülle: $9^\circ=12\% \text{ An.}$

8. Schnitt \perp (010) und (001), α' :(010), im Kern: $9^\circ = 12\%$ An.
in der Hülle: $5^\circ = 16\%$ An.

Viele der Plagioklaskörner sind von *Quarz* durchwachsen, wobei die Quarzkörnchen oft dieselbe Orientierung besitzen. Diese Art der Durchwachsung ist manchen mikropegmatitischen, schriftgranitischen Ausbildungen vollständig ähnlich (Eutektikum).

Als Einschlüsse kommen noch *Biotit*, *Muskovit*, *Mikroklin*, seltener *Apatit* und *Zirkon* vor.

Die *Quarz*körner haben meist mehr isometrische als gestreckte Durchschnitte. Sie zeigen eine regellose Umgrenzung und sind regellos miteinander und mit den Feldspaten verzahnt. Schwache Felderteilung und wogende Auslöschung zeigen sich nicht stärker, als in den anderen Gneisen. Die gewöhnlichen, kleinen Interpositionen in verschiedener Verteilung sind weit verbreitet. Flüssigkeitseinschlüsse mit einer beweglichen Libelle lassen sich oft finden. Ausserdem wurde auch *Zirkon* als Einschluss beobachtet.

Unter den Glimmern herrscht der *Biotit* vor. Seine Blättchen zeigen unregelmässige, oft stark zerlappte Umgrenzung. Der Durchmesser der Blättchen schwankt überwiegend zwischen 0·15 und 0·5 mm, einige erreichen 1·0 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = sehr dunkelbraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Einige Blättchen sind mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Meist zeigen nur die randlichen Teile eine chloritische Umwandlung. Als Einschlüsse wurden gefunden: *Magnetit*, *Apatit*, *Plagioklas*, seltener *Rutil* und *Zirkon*. Der *Rutil* wurde einmal in der Form von „Sagenit“-Nädelchen beobachtet. Um den *Zirkon* ist ein schmaler, sehr dunkler pleochroitischer Hof vorhanden.

Muskovit kommt etwas spärlicher vor, als der *Biotit*. Durchmesser der Blättchen: 0·10 bis 0·5 mm, selten bis 1·0 mm. Mitunter liegen die Muskovitblättchen dicht an den Biotiten in paralleler Orientierung der (001)-Flächen. Manchmal werden kleine Biotitblättchen vollständig von Muskovit — in paralleler Orientierung — eingeschlossen. Ausserdem sind noch kleine Magnetite als Einschlüsse beobachtet worden. $2V\alpha = 37^\circ$.

Der *Magnetit* erscheint in sehr kleinen Körnchen häufig in den Biotiten, aber auch ganz unabhängig. Er ist titanhaltig.

Sehr selten findet man winzig kleine, im Schliff farblose *Epidot*körnchen als sekundäres Produkt in der Nähe der chloritisch veränderten Biotite, ferner auch in einigen Biotiten entlang der Spaltrisse.

Der *Apatit* erscheint sehr selten in einigen Biotiten.

Der *Zirkon* kommt in winzigen, farblosen, an beiden Enden abgerundeten, länglichen Körnchen vor. In den Biotiten wird er durch einen schmalen, beinahe schwarzen, pleochroitischen Hof umgeben.

Die Struktur ist infolge der grossen „Augen“ porphyroblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	73·54%
TiO ₂	0·10
Al ₂ O ₃	14·21
Fe ₂ O ₃	0·32
FeO	1·87
MnO	Sp.
MgO	0·42
CaO	1·25

Na ₂ O	4·27
K ₂ O	3·46
H ₂ O + 110°	0·61
H ₂ O - 110°	0·04
P ₂ O ₅	Sp.
Summe	100·09

Analytiker: K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN: $s = 79·94$, $A = 6·89$, $C = 1·45$, $F = 2·64$, $T = 0·74$, $n = 6·52$, Reihe = β , $k = 1·71$; $a = 18·8$, $c = 4·0$, $f = 7·2$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 398·0$, $al = 45·5$, $fm = 13·0$, $c = 7·0$, $alk = 34·5$, $k = 0·35$, $mg = 0·26$; $qz = + 160·0$, $fi = 0·39$, $h = 11·01$, $c/fm = 0·54$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *engadinitgranitischen Magmas*: $si = 420·0$, $al = 44·0$, $fm = 12·0$, $c = 6·0$, $alk = 38·0$, $k = 0·50$, $mg = 0·25$, Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si = 400·0$, $al = 43·0$, $fm = 13·5$, $c = 7·0$, $alk = 36·5$, $k = 0·56$, $mg = 0·15$, Schnitt = IV. (*Kerngranit*, Brocken, Harz.)

Ferner: $si = 374·0$, $al = 42·5$, $fm = 15·0$, $c = 8·5$, $alk = 34·0$, $k = 0·52$, $mg = 0·19$, Schnitt = IV. (*Mikropegmatitischer Granit*, Kl. Birkenkopf, Harz.)

Die Übereinstimmung des analysierten Gesteins mit diesem Typus ist sehr gut. Nur der Wert von k ist für das untersuchte Gestein etwas kleiner, als im Typus.

In der chemischen Zusammensetzung unseres Gesteins und eines Engadinitgranites besteht demnach eine Übereinstimmung. Die Genese des Augengneises wird weiter unten besprochen.

AUGENGNEIS, VALEA STESII, RESINÄR.

Das untersuchte Gestein stammt aus dem Aufschluss des Râul Stesii in 680 m ü. d. M.

Das Gestein hat im Durchschnitt eine lichtbräunlichgraue Farbe. Die einige (bis 4) cm grossen Feldspatäugen fallen beim ersten Blick auf. Die Schieferung ist ausgezeichnet ausgebildet: dunkle, überwiegend aus Biotit und weniger Muskovit bestehende, einige 0·1 mm dicke (höchstens 0·5–1 mm) Lagen wechseln sich mit lichten, vorwiegend aus Feldspat und Quarz aufgebauten 1 bis 3 mm dicken Lagen ab. Diese letzteren schwellen stellenweise sehr stark an und hier sitzen die grossen Äugen.

Die Verteilung der Äugen ist sehr regellos, an einzelnen Stellen fehlen sie auf grösserer Fläche. Hier zeigt das Gestein den Charakter eines gewöhnlichen Schiefergneises. Mitunter tritt der Feldspat etwas zurück und in diesem Fall erinnert das ohne Äugen ausgebildete, feldspatarme Gestein an Glimmerschiefer. Überhaupt ist die Ausbildung hier viel unruhiger, als im vorigen Typus. Im Bach findet man manchmal ausgewaschene Äugen, welche hier höchstens 4 cm Länge erreichen.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit* (sehr wenig), *Muskovit*, *Epidot* (sehr wenig), *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Die Äugen bestehen aus *Mikroclin* und werden durch Glimmerblättchen umhüllt. Oft bilden sie *Zwillinge* nach dem Karlsbader Gesetz; diese bestehen aus zwei Individuen, die Verwachsungsebene ist (010). Der *Mikroclin* ist weiss oder gelblich und zeigt (wie auch im vorigen Gestein) kein

glasiges Aussehen. Er ist gegittert. Die Auslöschung auf Spaltblättchen nach (001) beträgt (als Maximum) 16° .

Der Mikroklin ist nicht homogen, sondern enthält mehr oder weniger reichlich Einschlüsse von *Biotitschüppchen*, *Muskovit*, *Quarz* und *Plagioklas*. Was die äussere Gestalt der Mikroklinaugen betrifft, sind folgende Tatsachen hervorzuheben. Das Gestein stand unter dem Einfluss eines grössten Druckes mit senkrecht dazu gestellter Ebene der kleinsten Beanspruchung und dadurch haben die Augen eine Linsenform angenommen. Im Hauptbruch erscheint die Linse natürlich ungefähr kreisförmig. In der Schieferungsebene sind die Ränder der Linsen etwas ausgezogen. Die Verwachsungsebene in den Karlsbader Zwillingen steht ungefähr parallel zur Schieferungsebene.

Die scheinbar einheitlichen Augen bestehen mitunter aus vielen kleinen Mikroklinkörnern, gemengt mit *Quarz*, *Plagioklas*, etwas *Biotit* und *Muskovit*. In diesem Fall sind die Mikroklinkörner verschieden orientiert und die Zwillingsbildung nach dem Karlsbader Gesetz fehlt.

Ausser den Augen kommt der Mikroklin in der Form kleiner Körner in den lichten Lagen (in Begleitung von *Plagioklas* und *Quarz*) reichlich vor. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.15 und 1.3 mm. Die Körner zeigen unregelmässige Umgrenzung und die charakteristische Gitterung. An einigen Körnern ist die Gitterung flau entwickelt und sie fehlt gänzlich in verschiedenen Teilen eines Korns.

Myrmekitbildungen kommen reichlich vor, manchmal sogar mehrere in demselben Mikroklin. Die Quarzstengel im Myrmekit sind meist etwas wellenförmig gebogen und divergierend angeordnet. Die Plagioklassubstanz scheint — auf Grund der Lichtbrechung im Vergleich mit *Quarz* — Albitoligoklas zu sein.

Mitunter ist der Mikroklin von kleinen *Quarzkörnchen* durchwachsen, die manchmal die gleiche Orientierung besitzen. *Biotit*, *Muskovit*, *Plagioklas* kommen ebenfalls ab und zu als Einschlüsse vor.

Der *Plagioklas* bildet unregelmässig begrenzte Xenoblasten. Die Körner sind manchmal parallel zu den Zwillingslamellen etwas tafelförmig, oder aber senkrecht zur Zwillingslamellierung etwas gestreckt. Korngrösse: meist zwischen 0.15 und 0.7 mm. Die Albitzwillinge herrschen vor, seltener findet man Perikline entweder selbständig, oder häufiger zum Albitgesetz gesellt. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 5^\circ = 16\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp \alpha$, $\gamma' : \text{Spur der Periklinlamellen} = 6^\circ = 13\% \text{ An.}$
3. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 8^\circ = 18\% \text{ An.}$
4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 11^\circ = 12\% \text{ An.}$
5. $A_{1-2} = P_{1-2}$ α β γ
 $\quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad + 89^\circ$ $+ 85^\circ$ $+ 40^\circ = (010) = \text{Albit} = 16\% \text{ An.}$
 $\quad \quad \quad \quad \quad \quad \quad 2V_1 = + 89^\circ.$

Selten kann man eine sehr schwache inverse Zonarstruktur beobachten. Dabei ist die Hülle unregelmässig ausgebildet und geht allmählich in den Kern über.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $10^\circ = 11\% \text{ An.}$
in der Hülle: $7^\circ = 14\% \text{ An.}$

Die *Plagioklase* sind oft von kleinen, rundlichen *Quarzkörnern* durchwachsen, die häufig die

gleiche Orientierung besitzen. *Mikroclin*, *Biotit*, *Muskovit* und selten *Apatit* kommen noch als Einschlüsse vor.

Der Plagioklas ist durchaus frisch, nur ab und zu lassen sich einige, entlang der Spaltrisse angeordnete, kleine *Serizit*schüppchen beobachten.

Die *Quarzkörner* zeigen in der Schieferungsebene meist mehr isodiametrische, als gestreckte Formen. Senkrecht zur Schieferungsebene sind sie meist abgeplattet. Die Umgrenzung verläuft regellos, manchmal mit tiefen Einbuchtungen. Korngrösse: meist zwischen 0.16 und 1.0 mm, selten 2.0 mm. Undulöse Auslöschung und deutliche Felderteilung sind charakteristisch. Die Quarze, kleinen Mikroklone und Plagioklase sind mit etwas Glimmer in den unregelmässigen, dünnen Lagen vereinigt. Unter den zahlreichen, sehr kleinen Interpositionen im Quarz finden sich auch Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle.

Der vorherrschende Glimmer ist der *Biotit* in unregelmässig umgrenzten Blättchen, deren Durchmesser meist zwischen 0.3 und 1.0 mm schwankt. Einige Blättchen sind viel grösser, bis 1.5 mm. Sein Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = sehr dunkelbraun. $2V\alpha$ = etwa 0° . Die Umhüllung der Augen besteht vorwiegend aus *Biotit* mit weniger *Muskovit*. *Apatit*, *Magnetit*, *Epidot*, *Zirkon* kommen als Einschlüsse vor. Die Individuen des letzten Minerals zeigen einen pleochroitischen Hof um sich.

Chlorit tritt nur in äusserst unbedeutender Menge im Zusammenhang mit *Biotit* auf. Manchmal ist er von dunklen, schwarzen Erzkörnchen erfüllt. Selbständige Schüppchen sind sehr selten und auch diese dürften sich aus *Biotit* gebildet haben.

Der *Epidot* kommt in der Form von sehr kleinen Körnchen in einigen *Biotiten* vor.

Magnetit, *Apatit* und *Zirkon* zeigen nichts besonderes.

Die Struktur des Gesteins ist porphyroblastisch.

AUGENGNEIS, SEBES-TAL.

Die untersuchten Handstücke wurden in der Nähe des 40. Kilometersteins gesammelt.

Der grösste Unterschied gegenüber den beiden vorigen Typen zeigt sich in der Grösse der Mikroklinaugen. In diesem Gestein sind die Augen viel grösser, sie erreichen mitunter Längen von 8–9 cm bei einer Dicke von 3–7 cm (Tafel III, Fig. 1 und 2). Die Ausbildung des Augengneises ist nicht überall gleich. Stellenweise sind die augenführenden Lagen flach ausgewalzt; gegen N reiht sich dem Augengneis stellenweise ein mehr lamellar ausgebildeter Lagengneis an. Auch dieses Gestein ist ziemlich reich an Mikroclin. Der Kalifeldspat liegt aber in diesem Gestein nicht in reinen Augen vor, sondern in Lagen, welche auch Plagioklas, Quarz und sehr wenig Glimmer führen; die Lagen breiten sich stellenweise linsenförmig aus. Der Mikroclin ist in diesen Lagen feinkörnig. Auch stengelige Ausbildungsformen wurden beobachtet.

Die Gemengteile des Augengneises sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit* (selten), *Muskovit*, *Epidot*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*, *Turmalin*, *Titanit*.

Der *Mikroclin* erscheint teils in der Form der „Augen“, teils in kleinen Körnern zwischen den übrigen hellen Gemengteilen.

Die *Mikroklinaugen* sind nicht einheitlich, sie enthalten reichlich *Plagioklas* (bis 2 mm Grösse), kleine *Mikrolinkörnchen* in Gruppen angehäuft, *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit*. Sie sind farblos, oder etwas

gelblichrosa gefärbt und zeigen kein glasiges Aussehen. Sie bestehen oft aus zwei Teilen, welche nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt sind. Die Verwachsungsebene ist (010) und sie liegt mehr oder minder \parallel zur Schieferungsebene. Oft bestehen die Äugen aus einem Haufen von kleineren *Mikroklin*-körnern, vermengt mit *Plagioklas*, *Quarz*, wenig *Biotit* und *Muskovit*.

Die Äugen sind meist schwach linsenförmig, wobei die Abplattung der Linse parallel zur Schieferungsebene erfolgte. Auf dem Hauptbruch erscheint der Durchschnitt der Äugen nahezu kreisförmig. Oft sind die Äugen mehr elliptisch, wobei die Enden etwas ausgezogen wurden.

Die erste Form entstand, wenn das Gestein unter dem Einfluss eines grössten Druckes mit senkrecht dazu leichtestem Ausweichen stand. Die zweite Form hat sich unter Verhältnissen gebildet, wo der Druck in drei zueinander senkrechten Richtungen verschieden war. Die Linsen sind immer von einer Biotit—Muskovitflaser umgeben, auch in dem Falle, wenn sie aus kleinen Mikroklinen mit Plagioklasen und Quarzindividuen bestehen. Zwischen Flaser und Äuge findet man manchmal eine Scheerungszone aus kleinen Mikroklin- und Plagioklaskörnchen von verschiedener Orientierung.

Der Mikroklin zeigt meist deutliche Gitterung. Manchmal enthält er sehr feine kurze Albit-oligoklasspindeln. Meist führt er auch sehr kleine, nicht spindelförmige Körnchen von Albitoligoklas.

Der Mikroklin kommt auch unter den kleinen Gemengteilen der lichten Lagen vor, aber nicht in bedeutender Menge.

Manchmal findet man *Myrmekit* in den Mikroklin eingesenkt. Die Myrmekite bilden auch für sich selbständige kleine Linsen; sie sind dann in ein Gemenge von Plagioklas und rundlichen Quarzkörnern eingebettet.

Die Xenoblasten der *Plagioklase* zeigen eine ziemlich gleichmässige Umgrenzung, ohne grosse Einbuchtungen. Korngrösse: meist zwischen 0·16 und 0·8 mm, seltener bis 1·2 mm. Die Plagioklase sind vorzugsweise nach dem Albitgesetz verzwillingt, welchem sich weniger häufig Lamellen nach dem Periklingesetz beigesellen. Selbständige Periklinzwillinge sind seltener zu beobachten. Sie sind frisch. Mitunter findet man sehr kleine Serizitschüppchen, welche meist entlang der Spaltrisse angeordnet erscheinen:

$$1. \text{ Schnitt } \perp (010) \text{ und } (001), \alpha' : (010) = 6^\circ = 15\% \text{ An.}$$

$$2. \text{ Schnitt } \perp \alpha, \alpha' : (010) = 6^\circ = 16\% \text{ An.}$$

$$3. \text{ Schnitt } \perp (010) \text{ und } (001), \alpha' : (010) = 5^\circ = 15\% \text{ An.}$$

$$4. \begin{array}{l} A_{1-2} = P_{1-2} \\ S \\ 2V_1 = +88^\circ \end{array} \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ +87 & +87 & +6^\circ = (010) = 14\% \text{ An.} \\ -85^\circ & +12^\circ & -83^\circ = (001) = \text{etwa } 13\% \text{ An.} \end{array}$$

$$5. A_{1-2} \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ 90 & +89^\circ & +1^\circ = [010] = \text{Periklin} = \text{etwa } 16\% \text{ An.} \end{array}$$

$$6. \alpha' < \omega, \gamma' < \varepsilon; \alpha' < \varepsilon, \gamma' \leq \omega.$$

Ziemlich häufig lässt sich Zonarbau beobachten. Man kann einen grösseren Kern und eine schmalere Hülle beobachten. Der Übergang zwischen den beiden Teilen ist allmählich, ohne scharfe Grenzen. Neben normaler Zonenfolge liegt auch inverse Ausbildung vor.

7. Schnitt $\perp \alpha, \alpha' : (010)$, im Kern : $5^\circ = 16.5\% \text{ An}$,
in der Hülle : $10^\circ = 12\% \text{ An}$.
8. Schnitt $\perp \alpha, \alpha' : (010)$, im Kern : $9^\circ = 13\% \text{ An}$,
in der Hülle : $6^\circ = 16\% \text{ An}$.

Einschlüsse von runden Quarzkörnern treten nicht so häufig auf, wie im vorigen Gestein. *Mikroclin*, *Biotit*, *Muskovit* kommen ebenfalls als Einschlüsse vor.

Das Gestein enthält überwiegend Plagioklas; Mikroclin kommt unter den kleinen Gemengteilen weniger häufig vor.

Vorwiegend in den lichten Lagen kommt auch der Quarz vor. Seine Xenoblasten zeigen nur eine schwache Verzahnung. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.15 und 1.5 mm. Die Körner haben meist mehr isometrische als gestreckte Durchschnitte. Anzeichen einer schwachen Kataklyse zeigen sich in der schwach wogenden Auslöschung und in Felderteilung. Die gewöhnlichen, sehr kleinen Einschlüsse im Quarz sind reichlich verbreitet. Darunter findet man häufig Flüssigkeitseinschlüsse mit tanzender Libelle. Hier und da sind einzelne Lagen sehr reich an Quarz. Sehr selten erscheint der *Turmalin* als Einschluss.

Der *Biotit* ist das vorherrschende Glimmermineral. Die Umgrenzung der Biotitblättchen ist regellos. Durchmesser der Blättchen: 0.13 bis 0.5 mm, seltener bis 1.7 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ sehr licht bräunlichgelb, $\beta \approx \gamma =$ dunkel chokoladebraun. $\gamma - \alpha = 0.043$. $2V\alpha =$ um 0° .

Selten sind die Biotite mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt worden. Der Chlorit ist optisch negativ: $\alpha =$ sehr licht gelbgrün, $\gamma =$ bläulichgrün. Die Doppelbrechung ist sehr schwach, die Interferenzfarben sind dunkelblau. Die Chloritisierung geht mit Ausscheidung von opaken, schwarzen Erzkörnern Hand in Hand.

Magnetit, *Apatit*, *Zirkon*, *Epidot* und sehr selten *Titanit* wurden als Einschlüsse im Biotit beobachtet.

Der *Muskovit* erscheint in weniger unregelmässig umgrenzten Blättchen, als der Biotit. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0.12 und 0.50 mm, seltener bis 1.4 mm. Der Achsenwinkel ist klein, im Mittel $2V\alpha = 38^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.050$.

Die Glimmer bilden die dünnen schwarzen Lagen im Gestein. Diese Lagen verlaufen meist ziemlich geradlinig (im Querschnitt) und werden nur durch die Augen aus ihrer Richtung abgelenkt. Auf dem Hauptbruch sind fast ausschliesslich Glimmerblättchen sichtbar.

Epidot kommt in sehr kleinen, farblosen bis schwach gelblichen Körnern sehr spärlich vor. Er erscheint in den Biotiten, oder selbständig zwischen den lichten Gemengteilen. An etwas dickeren Schnitten ist ein schwacher Pleochroismus wahrnehmbar: $\alpha =$ farblos, $\gamma =$ sehr lichtgelb.

Der *Magnetit* tritt in länglichen, oder unregelmässig begrenzten Körnchen auf. Korngrösse: 0.008 bis 0.13 mm. Die kleinsten Körnchen sind isodiametrisch. Meist kommen sie in kleinen Gruppen angehäuft vor. Manchmal sind sie randlich etwas limonitisch zersetzt.

Der *Apatit* erscheint meist in den Biotiten, oder in der Nähe der Magnetite, oder regellos verstreut im ganzen Gestein. Die Körnchen sind meist ellipsoidal abgerundet.

Der *Zirkon* erscheint in der Form von terminal abgerundeten, prismatisch-ellipsoidalen, kleinen, farblosen Körnchen in einigen Biotiten und Quarzen.

Der *Turmalin* tritt sehr selten als Einschluss im Quarz auf. Seine Kristalle von prismatischem Habitus zeigen einen starken Pleochroismus: ϵ = lichtbraun, ω = dunkelbraun.

Sehr selten lässt sich *Titanit* beobachten u. z. in Form von kleinen, ellipsoidalen Körnchen.

ÜBER DIE GENESE DER AUGENGNEISE.

In den Südkarpaten sind drei grössere Augengneiszüge schon seit längerer Zeit bekannt: 1. Der Augengneis des Cozia-Zuges im Olt-Tal und im Arges-Tal gut aufgeschlossen, ferner etwas nördlich, unterhalb des Zusammenflusses der Capra und der Buda. 2. Der Augengneis von Versec. 3. Die Augengneise in der Pojana-Ruszka.

Die Gneise der ersten Gruppe wurden zuerst von G. PRIMICS untersucht, der für diese Gesteine den Namen *Cozia-Gneis* geprägt hat. Im Jahre 1906 hat M. REINHARD die eingehende petrographische Beschreibung dieser Gneise veröffentlicht. Der Augengneis von Versec wurde zuerst von STURZENBAUM, später durch Gy. HALAVATS erwähnt. Die geologischen Verhältnisse des Inselgebirges von Versec hat F. SCHAFARZIK im Jahre 1913 zusammengefasst. Die optische und chemische Untersuchung der Mikroklinaugen aus dem Augengneis von Versec stammt aus der Feder von A. VENDL. Die Augengneise der Pojana-Ruszka wurden durch F. SCHAFARZIK entdeckt.

REINHARD hat tatsächlich nachgewiesen, dass der Augengneis des Cozia-Zuges die intrusiven Massen der glimmerigen Schieferserie bildet. Laut seinen Feststellungen ist der Cozia-Gneis eruptiv. Diese Augengneise sind durch Übergänge flaseriger Gesteine mit den Granitgneisen verbunden. Die Augengneise mit den grössten Mikroklinaugen finden sich an beiden Enden des Cozia-Gneiszuges, wo sie bald unter die Schiefer tauchten. Die Gesteine des Cozia-Gneiszuges verdanken ihre strukturellen und textuellen Eigentümlichkeiten der Erstarrung unter Stress- und Fluktuationerscheinungen (REINHARD).

SCHAFARZIK sieht in den Augengneisen des Burgberges von Versec Gesteine, die dem instrusiven Eruptivum der Decke am besten zu entsprechen scheinen. Im westlichen Teil des Inselgebirges von Versec treten vornehmlich Augengneise, oder schiefrige, intrusive, porphyrische Granite auf, die aber von dieser Hauptvarietät angefangen alle Stufen der Pressung erkennen lassen (SCHAFARZIK). Im Szecsovec-Tale treten zwischen Glimmerschiefeln und Paragneisen gelagert wieder Augengneise auf.

Unsere Augengneise können kaum als einfache intrusive Massen aufgefasst werden. Die Augengneise des hier beschriebenen Gebietes zeigen eine ziemlich unruhige Ausbildung. Die Augen besitzen eine sehr wechselnde Grösse, oft auch innerhalb Strecken von einigen dm. Mikroklinreiche und mikroklinarme Partien kommen in regelloser Verteilung vor. Manchmal können Lagen beobachtet werden, wo überhaupt kein Mikroklin zu unterscheiden ist, es liegen hier albitoligoklasführende Schiefergneise vor. Die Augengneise sind Schiefergneisen eingeschaltet, welche reichlich pegmatitisch—aplitische Gänge und Nester führen.

In den Augengneisen kommen Lagen vor, in welchen der Mikroklin nicht in der Form von Augen, sondern in Lagen angeordnet vorkommt, die sich bald linsenförmig verbreitern, bald wieder schmaler werden.

Manchmal zeigt die Struktur der Plagioklase autalotriomorphe Ausbildung; die Plagioklase sind oft siebartig von runden Quarzkörnchen durchbrochen; *Mikroklin* herrscht oft stark vor und ab und zu

sind die *Muskovite* in der Form von grösseren Individuen ausgebildet. Diese Eigenschaften zeigen Anklänge an pegmatitische Gesteine.

Die hier behandelten Augengneise stehen unbedingt in Zusammenhang mit granitischen Intrusivgesteinen. Das granitische Magma dürfte besonders in den Antiklinalgebieten ziemlich reichlich emporgedrungen sein. Aber trotzdem können die beschriebenen Augengneise nicht als unmittelbare Derivate dieses granitischen Magmas aufgefasst werden, wie z. B. der grösste Teil des Coziagneises. Dagegen spricht die unruhige Ausbildung der Augengneise des behandelten Gebietes, die sich nicht nur in der Verteilung und Grösse der Augen offenbart, sondern auch in der sehr wechselnden Menge der kleinen Mikroklinkörner zum Ausdruck kommt.

Aus all diesen Gründen glaube ich den Schluss ziehen zu dürfen, dass diese Augengneise nicht reine Orthogesteine darstellen. Es liegen uns in diesen Augengneisen keine reinen Eruptivgesteine vor, sondern von pegmatitischem Magma injizierte und bis zur Unkenntlichkeit umgewandelte Schiefergesteine, deren chemische Zusammensetzung sich kaum von der der reinen Eruptivgesteine unterscheidet. Längs der Antiklinalachse fallen die Gesteine ziemlich steil ein. In der Antiklinale konnten sich die pegmatitischen bis aplitischen Restlösungen gleichzeitig mit der Bildung der Antiklinale in grösserer Menge ansammeln. Die Metamorphose der steil liegenden Schiefer durch Eindringen des Magmas und namentlich seiner leichtflüchtigen Bestandteile konnte eine sehr stark durchgreifende gewesen sein. Die Kalifeldspatsubstanz stammt aus dem pegmatitischen Magma.

Hier liegen nach der Auffassung des Verfassers eigentlich Mischgesteine vor, die beim Aufschmelzen von Paragneismaterial durch granitpegmatitisches Magma entstanden. Das pegmatitische Magma war — wie die übrigen Pegmatite des Gebietes, — reich an Kalifeldspatsubstanz. Die Injizierung durch das pegmatitische Magma erfolgte wahrscheinlich *lit-par-lit*. Die Menge des eruptiven, pegmatitischen Materials war so gross, dass dadurch das ursprünglich sedimentäre Gestein den Charakter eines Eruptivgesteins erhielt. Die Bildung dieser Augengneise ist in der Weise verlaufen, wie die Ausgestaltung der von BARBOUR und FETKE beschriebenen Bedford-Augengneise. Die Bildung der grossen Mikroklinaugen ging bei relativ niedriger Temperatur vor sich (750—650°). Über das Verhältnis der Mengen von pegmatitischem und sedimentärem Material in den Augengneisen kann nichts Bestimmtes ausgesprochen werden. Schätzt man aber auf Grund der Menge des Mikroklin, so dürfte vielleicht der Schluss gezogen werden, dass das pegmatitische Material sehr reichlich, wahrscheinlich im Überschuss vorhanden war.

Warum ein Teil der Substanz des Kalifeldspats in linsenförmigen Kristallen und nicht in Lagen und Flasern auskristallisiert wurde, muss seinen Grund in den herrschenden physikalischen Verhältnissen haben. Die Ausgestaltung dieser Gesteine ging unter dem Einfluss einseitig wirkenden Druckes vor sich. Durch das injizierende pegmatitische Magma wurde die ganze Gesteinsmasse plastisch gemacht und die Auskristallisierung der grossen Mikrokline konnte dadurch fast genau in der Weise vor sich gehen, wie bei der primären Erstarrung unter Stress.

Bemerkungen über die Kalifeldspate des Kristallins.

Es ist interessant, dass der Kalifeldspat sowohl in den Augengneisen, als auch in den Mischgneisen in Form von Mikroklin vorkommt. Orthoklas konnte mit unzweifelhafter Bestimmtheit nicht festgestellt werden.

BECKE hat bereits in 1906 betont, dass der Kalifeldspat in den Gesteinen der Zentralalpen stets mehr oder weniger deutlich die Gitterung des Mikroklin zeigt. MAKINEN beobachtete, dass in den kristallinen Schiefen Finnlands der Kalifeldspat ausschliesslich in Form von Mikroklin vorkommt.

Die exakten Verhältnisse, unter welchen der Kalifeldspat mehr in der Form des Mikroklin, denn als Orthoklas erscheint, sind noch nicht ganz genau bekannt.

Schon A. MERIAN hat versucht, Dünnschliffe und Splitter von Mikroklin durch Erhitzen in Orthoklas umzuwandeln. Sowohl seine, wie auch die später durch W. WAHL ausgeführten Versuche ergaben kein Resultat. Die Versuche von E. MAKINEN scheiterten ebenfalls. Die Erhitzungsversuche von E. DITTLER und A. KOHLER haben festgestellt, dass bei 1000° und 500 bis 700-stündiger Erhitzung die Gitterung des Mikroklin verschwindet; der Mikroklin verhält sich dann wie ein Orthoklas. Bei den älteren Versuchen (MERIAN, WAHL, MAKINEN) reichte die kurze Versuchszeit nicht aus, um eine Veränderung herbeizuführen.

V. M. GOLDSCHMIDT hat beobachtet, dass bei starker Kontaktmetamorphose die Gitterung der Mikrokline des ursprünglichen Sedimentes vollkommen verschwindet.

Nicht nur die Laboratoriumsversuche, sondern auch die Feldbeobachtungen sprechen dafür, dass bei niedriger Temperatur der Mikroklin, bei höherer der Orthoklas bestandsfähiger ist. Die Gitterung wird meist auf Druckwirkungen zurückgeführt. Wo kalifeldspatführende Gesteine mechanisch beansprucht werden, entsteht der Mikroklin in gegitterter, typischer Ausbildung. Auch MERVIN, KOZU, SAIKI, ALLING haben diese Frage in Bezug auf die Temperatur zu lösen versucht. Aus ihren Versuchen kann der Schluss gezogen werden, dass die Umgestaltung des Orthoklas in Mikroklin eintritt, wenn die Abkühlung im Temperaturintervall zwischen 750° und 650° sehr langsam vor sich geht.

Die Veränderung wird durch den Druck begünstigt. Die Druckwirkung ruft aber keine blosse Umlagerung hervor, sondern es handelt sich hier um eine durch den Druck hervorgerufene Umkristallisation. Bereits RINNE erwähnt, dass im nicht verzwilligten Kern eines Mikroklin die Albitschnüre erhalten sind, was in der äusseren gegitterten Zone nicht der Fall ist. Der gegitterte Teil dürfte hier umkristallisiert sein.

P. ESKOLA hat in dieser Beziehung finnische Granite und Pegmatite untersucht. In den archaischen Graniten und Pegmatiten wurde das Vorhandensein von Mikroklin bereits durch MAKINEN festgestellt. Dieser Forscher hat aber betont, dass in den Rapakiwi-Graniten der Kalifeldspat in Form von Orthoklas erscheint. Nun hat ESKOLA beobachtet, dass in den postfladoganen Pegmatiten (in dem nördlichen Gebiet des Laatokka-Sees) tatsächlich Orthoklas auftritt.

Diese orthoklasführenden Pegmatite, welche Muskovit und Turmalin enthalten, haben sich aller Wahrscheinlichkeit nach bei niedrigerer Temperatur kristallisiert, als die biotitführenden Mikroklinpegmatite desselben Gebietes. Eine nachträgliche Erhitzung kann nach ESKOLA nicht angenommen werden.

Aus diesen Beobachtungen schliesst ESKOLA, dass der Mikroklin die triklinische Symmetrie und

die Gitterung Druckverhältnissen verdankt, die durch tektonische Bewegungen bedingt wurden. Diese Auffassung wird durch die finnischen Granite bestätigt: die syntektonischen, oder nach der Intrusion deformierten finnischen, archaischen Granite enthalten Mikroklin. Die Rapakiwi-Granite zeigen keine Spuren von nachträglichen Druckwirkungen und führen Orthoklas. Die Hangö-Granite nehmen tektonisch und strukturell eine mittlere Stellung zwischen den beiden Gruppen ein. In diesen Graniten findet man entweder Orthoklas oder Mikroklin.

Aus diesen Beobachtungen folgt, dass die Umgestaltung des Orthoklas in Mikroklin durch einfache Abkühlung nur dann stattfindet, wenn auch eine mechanische Deformation mitwirkt.

Diese Tatsachen berechtigen zur Annahme, dass bei der Bildung der Mikroklone des Sebes-Kristallins auch Druckwirkungen mitgespielt haben. Tatsächlich wurden beinahe in allen Gesteinen des Kristallins schwache Spuren der Kataklase beobachtet: wogende Auslöschung der Quarzkörner, schwache Felderteilung derselben, schwache Biegungen an den Zwillingslamellen einiger Plagioklase. Diese Kataklase ist nie so stark entwickelt, wie z. B. in den Gesteinen des Päringu. Sie ist aber in ganz schwacher Ausbildung fast in allen Gesteinen nachzuweisen.

Aplitgneise.

Den Glimmerschiefern und Schiefergneisen konkordant eingelagert kommen ab und zu einige dm bis einige Meter mächtige, sehr leukokrate Einlagerungen vor. Sie zeigen die mineralogische Zusammensetzung der Apliten, aber ihre Textur ist kristallisationsschiefrig und zwar konkordant mit der Schieferung der Glimmerschiefer oder Schiefergneise. Diese Gesteine sind ursprünglich sehr saure Spaltungsprodukte desselben Magmas gewesen, aus welchem die Pegmatite entstanden. Sie entsprechen chemisch durchaus den Apliten. Ich habe diese Gesteine unter dem Namen *Aplitgneis* zusammengefasst.

Die Struktur dieser Gesteine scheint teilweise protoblastisch zu sein. Die Bildung der schiefrigen Textur wurde aber jedenfalls durch die während der Entstehung dieser Gesteine stattgefundene Metamorphose bedingt.

Vom geomorphologischen Standpunkt aus spielen diese Gesteine wegen ihrer geringen Ausdehnung keine bedeutende Rolle.

MAGNETITAPLITGNEIS, SEBES-TAL.

Im Tal des Sebes-Flusses zwischen Galcsag und Mislocia fand ich ein sehr interessantes Gestein, welches gangartig, zwischen den Schichten des Glimmerschiefers eingelagert vorkommt. Das Gestein war im Jahre 1913 etwa 50 Schritte nördlich vom 48. Kilometerstein teilweise aufgeschlossen. Es ist wegen seines leukokraten Charakters sehr auffallend; nur sehr dünne, schwarze, nicht zusammenhängende Lagen von Magnetit unterbrechen seine einheitliche, weisse Farbe. Diese schwarzen Streifen verlaufen parallel zur Schieferungsebene, welche dem Salband ziemlich parallel verläuft und demzufolge auch ziemlich konkordant mit den Schichten des Glimmerschiefers ausgebildet ist. Das Gestein macht schon im Felde den Eindruck eines sehr sauren, leukokraten Gesteins, da die Menge vom Magnetit nicht hoch zu sein scheint (Tafel IV, Fig. 2).

Da der Aufschluss ziemlich ungünstig war, konnte die Mächtigkeit des Gesteins nicht bestimmt werden. Es schien aber sehr wahrscheinlich, dass seine geringe Mächtigkeit höchstens ungefähr 1·0–1·5 m betragen dürfte.

Das Gestein ist gleichmässig feinkörnig, es erinnert an einen Aplit oder Granulit, jedoch mit ausgeprägt schiefriger Textur. Die Gemengteile lassen sich teilweise schon megaskopisch erkennen und zwar farblose, oder blass rosafarbene Feldspate, farblose Quarzkörner, schwarze Magnetitkörner, wenig Muskovitblättchen und einige sehr kleine Chloritschüppchen. Die Quarzkörner treten oft in dünnen Schichten auf, auch die Magnetitkörner nehmen eine der Schieferung parallele Lage an.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Zirkon*, *Apatit*, *Epidot*, *Titanit*.

Der *Mikroclin* steht, was seine Menge anbetrifft, dem *Plagioklas* gegenüber etwas zurück. Seine farblosen, — für das blosse Auge etwas rötlichen, — wasserhellen, regellos umgrenzten Xenoblasten zeigen eine typische Gitterstruktur. Die Auslöschung auf der Fläche (001) beträgt 16° . Als Einschlüsse wurden *Quarz*, *Plagioklas* und *Magnetit* beobachtet. Korngrösse 0·08—0·6 mm, selten 0·8 mm.

Der vorwiegende Feldspat erweist sich als ein farbloser, sehr albitreicher *Plagioklas* von der Grenze der reinen Albitsubstanz, etwa An_6 . Seine Körner sind durchwegs xenoblastisch, höchstens mit Spuren einer Tendenz zum Idiomorphismus, indem die Körner manchmal in der Richtung parallel den Albitlamellen etwas gestreckt sind und die Konturen parallel dieser Richtung mehr oder weniger als gerade Linien erscheinen. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0·08 und 0·6 mm, selten bis 0·85 mm. Die Körner sind frisch, wasserklar.

Der *Plagioklas* ist immer verzwilligt und zwar meist nach dem Albitgesetz; seltener treten auch Periklinzwillinge auf. Die Zwillingslamellen sind manchmal etwas gebogen. Über die Zusammensetzung der *Plagioklas*e orientieren die folgenden Daten:

1. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.
2. Schnitt $\perp \alpha$, α' : (010) = $14^\circ = 8\%$ An.
3. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $15^\circ = 5\%$ An.
4. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $13^\circ = 7\%$ An.
5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $14^\circ = 6\%$ An.
6. Spaltblättchen \parallel (001), α' : (010) = $3^\circ = 7\%$ An.
7. Spaltblättchen \parallel (001), α' : (010) = $2\cdot5^\circ = 10\%$ An.
8. Spaltblättchen \parallel (010), α' : (001) = $16^\circ = 9\%$ An.
9. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone $14^\circ - 15^\circ =$ etwa 6% An.
10.

$\text{A}_{1-2} = \text{P}_{1-2}$	α	β	γ
	$+89^\circ$	$+78^\circ$	$+13^\circ =$ (010) = Albit = 6% An.
S'	-74°	$+20^\circ$	$-84^\circ =$ (001) = etwa 7% An.

Als Einschlüsse im *Plagioklas* wurden manchmal kleine, rundliche *Quarzkörner*, selten winzig kleine Kriställchen von *Zirkon* und hier und da feine, staubartige Pigmentkörner — vielleicht *Magnetit* — beobachtet.

Quarz kommt reichlich in farblosen Xenoblasten vor. Er wird oft in langen, ganz unregelmässig begrenzten Körnern beobachtet, welche in den Dünnschliffen in perlschnurartigen, zur Schieferungsebene parallelen Reihen erscheinen. Die dünnen, oft in ihrer ganzen Ausdehnung zusammenhängenden Schichten von Quarz lassen sich schon makroskopisch beobachten. Die grösseren Körner zeigen Einbuchtungen in ihren Umgrenzungen. Die Korngrösse schwankt überwiegend zwischen 0·04 und 0·60 mm.

Die kleineren Körner sind meist mehr isodiametrisch ausgebildet, die grösseren dagegen sind in einer Richtung (im Schnitt) parallel zur Schieferungsebene gestreckt.

Der *Magnetit* erscheint in den Dünnschliffen im allgemeinen in der Richtung der Schieferungsebene langgestreckt, abgeplattet. Die Korngrösse schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 2·1 mm Länge; die häufigste Korngrösse liegt zwischen 0·16 und 0·35 mm (Länge). Die Körner sind von unregelmässiger Gestalt mit eckig-buchtigen, manchmal sogar mit bogenförmigen Konturen. Selten sind auch ziemlich isodiametrische Körner vorhanden und ausnahmsweise kann auf einigen von den kleinsten Körnern ein hochgradiger Idiomorphismus festgestellt werden: in einem einzigen Fall konnte ich an einem Korn von etwa 0·33 mm Durchmesser die Form {111} feststellen. Die Körner sind im allgemeinen nicht verzwilligt; nur selten treten Zwillinge nach dem Spinellgesetz auf. Der Magnetit, auf den Bruchflächen oft mit stahlblauen Farben angelauten, ist stark magnetisch. Die Ränder sind ab und zu etwas limonitisiert. Die Magnetite sind selten mit einem farblos—gelblichen, schmalen, stark doppelbrechenden Saum umgeben, in dem man *Titanit* vermuten kann.

Als Einschlüsse im Magnetit kommen sehr selten sehr kleine Körnchen von *Quarz* und *Plagioklas* vor. Die Magnetitkörner treten in dünnen, zur Schieferungsebene des Gesteins parallelen, nicht zusammenhängenden Lagen auf. Die schiefrige Textur des Gesteins wird neben den Quarzkörnern und Muskovitlamellen besonders durch die Anordnung der Magnetitkörner angedeutet.

Etwas spärlicher tritt hier der *Muskovit* auf. Er ist farblos, oder in den dickeren Schnitten (etwa 0·04 mm) etwas gelblichgrün gefärbt und in diesem Fall ist ein sehr schwacher Pleochroismus bemerkbar: $\alpha = \beta =$ farblos, $\gamma =$ sehr blassgelblichgrün. $2E = 66^\circ$ (mit Schraubenmikrometerokular gemessen). Sehr selten ist er mit Chlorit nach (001) parallel verwachsen. Durchmesser der Blättchen: 0·04 bis 0·5 mm. Die Muskovitlamellen treten oft in der Nähe der Magnetitkörner auf; sie sind immer primär (keine sekundäre Serizitbildung).

Sehr selten bemerkt man auch einige *Chlorit*blättchen von zerlappter Umgrenzung. Durchmesser der Schüppchen: 0·03 bis 0·3 mm. Der Pleochroismus ist ziemlich stark: $\alpha =$ (lichtgrünlich) gelb, $\beta =$ grünlichgelb, $\gamma =$ grasgrün. $\gamma - \alpha =$ sehr niedrig.

Äusserst selten sieht man den *Biotit* mit dem ursprünglichen Pleochroismus und starker Doppelbrechung: $\alpha =$ lichtgelb, $\beta =$ bräunlichgelb, $\gamma =$ braun. $2V\alpha = 0^\circ$.

Als Einschluss im Chlorit und Biotit wurden *Magnetit* und *Zirkon* beobachtet.

Zirkon ist nicht allzu selten in sehr dünnen, nadelförmigen, winzigkleinen Prismen oder in abgerundeten Körnchen, besonders in der Nähe der Magnetitkörner zu finden. Manchmal liegen die Zirkonkriställchen in den Einbuchtungen der Magnetite.

Sehr selten beobachtet man sehr kleine, farblose oder etwas grünlichgelbe Körnchen von hoher Licht- und Doppelbrechung, wahrscheinlich *Titanit*, ferner gelbliche, winzigkleine, unregelmässig oder elliptisch begrenzte Körnchen von *Epidot*, manchmal mit fleckigen Interferenzfarben.

Auch der farblose *Apatit* scheint sehr spärlich vorhanden zu sein.

In einem einzigen Fall wurden zwei sehr kleine, nebeneinander gelegene *Turmalinkriställchen* beobachtet. Die Länge derselben betrug 0·04 und 0·1 mm. Nicht nur die Prismenzone war scharf ausgebildet, sondern auch die Spuren von terminalen Flächen (nicht näher bestimmbar) waren zu beobachten. Der Pleochroismus des Turmalins ist stark: $\omega =$ gelb, $\varepsilon =$ dunkelbraun.

Die wesentlichen Gemengteile des Gesteins sind also: *Plagioklas*, etwa $Ab_{94} An_6$, *Mikroclin*, *Quarz*, *Magnetit* und etwas *Muskovit*. Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch (Fig. 34), sie erinnert an die Struktur mancher glimmerarmen Gneise (GRUBENMANN). Die Gemengteile treten in Xenoblasten auf, nur an einzelnen Magnetitkörnern tritt ein gewisser Idiomorphismus auf. Die Textur ist schiefbrig, verursacht hauptsächlich durch die erwähnten dünnen Quarzschichten und durch die Anordnung der Magnetitkörner.

Man gewinnt der Eindruck, als wenn der Magnetit hier die Rolle eines Glimmers der normalen Gneise übernehmen würde. In den letzteren ist die schiefrige Textur in erster Linie durch die Anordnung der Glimmerblättchen bedingt, hier dagegen durch die Magnetitkörner.

Das Auftreten von Magnetit in grösserer Menge in gewissen Graniten und Gneisen ist wohl bekannt, so z. B. im Granit von Wiesenberg, in gewissen Gneisen von Wermland. Auch im Sebes-Tal tritt der Suriangneis, ein stellenweise viel Magnetit führender Gneis auf. In diesem letzteren Gestein wurde der Magnetit bloss lokal, an einzelnen Stellen angereichert. Das beschriebene Gestein ist aber eine

leukokrate Bildung von aplitischem Charakter. In ähnlichen Gesteinen kommt Magnetit nur in minimalen Mengen vor. Der Magnetit verleiht diesem leukokraten Gestein einen eigentümlichen Charakter, um so mehr, als seine Körnchen mit ziemlich konstanter Regelmässigkeit sozusagen schichtenweise erscheinen, fast genau so, wie die Glimmerblättchen in den Glimmergneisen.

Die chemische Analyse des Gesteins nach den Methoden von DITTRICH ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	77·80%
TiO ₂	Sp.
Al ₂ O ₃	10·99
Fe ₂ O ₃	1·53
FeO	0·73
MnO	0·02
MgO	0·17
CaO	0·39
Na ₂ O	4·39
K ₂ O	2·80
P ₂ O ₅	Sp.
H ₂ O	0·94

Summe . . 99·76

Spez. Gew.: 2·651.

Analytiker: A. VENDL.



Fig. 34. Strukturskizze des Aplitgneises.
Lineare Vergrösserung: 20.

Die Parameter nach OSANN: $s = 83.88$, $A = 6.51$, $C = 0.45$, $F = 2.19$, $T = 0.01$, $k = 1.99$, $n = 7.03$; $a = 21.3$, $c = 1.5$, $f = 7.2$.

$$S \text{ AlF} = 27, 2, 1.$$

$$\text{AlC Alk} = 15, 1, 14.$$

$$\text{NK} = 7.$$

$$\text{MC} = 3.7.$$

Zum Vergleich sind in den folgenden Angaben die Parameterzahlen einiger Granit- und Apliten typen angeführt.

Rapakiwi von Pieterlax, bei Wiborg, im Typus Hauzenberg von OSANN (OSANN, A.: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine, Tschermak's Min. petr. Mitteil. XIX, 1900, p. 380, 383 und 453):

$$s = 82.84, A = 6.01, C = 0.92, F = 3.30, n = 3.8.$$

Granitit, Lier, Oslo (Normal-Granit nach BROGGER):

$$s = 82.32, A = 7.02, C = 1.46, F = 0.45, n = 5.6.$$

Aplit, Székesfehérvár, Weinberg:

$$s = 84.63, A = 6.45, C = 0.28, F = 0.24, n = 3.7.$$

Aplit, Sukoró, Ördöghegy:

$$s = 84.91, A = 5.80, C = 0.14, F = 0.99, n = 4.1.$$

Aplit, Kirneck-Tal bei Barr, Unter-Elsass:

$$s = 83.26, A = 5.86, C = 0.96, F = 0.89, n = 4.4.$$

Die Parameter des analysierten Gesteins zeigen die Zugehörigkeit zu den *granitaplitischen Typen*. Nur die Werte von F und n weichen etwas ab. Und zwar stellt dieses Gestein ein Übergangsglied zwischen den erwähnten Graniten und Apliten dar: der Wert von F ist etwas grösser, als in den Apliten und kleiner als im Rapakiwi. C steht den Apliten näher. Der grösste Unterschied zeigt sich aber im Wert von n , indem in diesem Gestein ein sehr natronreicher Plagioklas überwiegt, der Mikroclin aber etwas zurücktritt.

In der Gruppe der kristallinen Schiefer zeigt das Gestein mit der chemischen Zusammensetzung der *glimmerarmen Gneise* die grösste Übereinstimmung:

Granitgneis mit einzelnen Glimmerfasern (Forellengneis), Hochalmkern, Tauerntunnel (BECKE, F.: Chemische Analysen von kristallinen Gesteinen aus der Zentralkette der Ostalpen. Denkschriften d. kaiserl. Akad. d. Wissenschaften, math. naturw. Kl., LVII, 1913, p. 170–180; die folgenden Typen sind auch an dieser Stelle angegeben):

$$s = 82.3, A = 7.1, C = 0.8, F = 1.5, n = 5.6.$$

Aplitgneis, Gastein, Hochalmkern:

$$s = 81.9, A = 6.8, C = 1.5, F = 0.8, n = 6.9.$$

Muskovitgranitgneis, Maurach-Schlucht, Ötztal:

$$s = 83.4, A = 5.4, C = 0.8, F = 1.9, n = 5.$$

Aplitischer Granitgneis, St. Leonhard im Passeier, Hoferschlucht:

$$s = 82.9, A = 6.3, C = 0.5, F = 1.4, n = 5.7.$$

Ein Unterschied besteht darin, dass in unserem Gestein der Wert von F etwas höher liegt

und ferner, dass dieser Wert vorwiegend aus FeO hervorgeht; die Menge von MgO ist weniger bedeutend. Charakteristisch ist ferner der hohe Gehalt an Na₂O. Wie aus den Analysen der untersuchten Orthotypen hervorging, zeigen alle diese Gesteine dieses Gebirges einen ziemlich hohen Gehalt an Natronfeldspatmolekül.

Auch die Werte Si U L nach BECKE: Si = 73·92, U = 14·2, L = 11·9 deuten auf aplitische Zusammensetzung. Das Mittel der Aplite nach BECKE: Si = 70·8, U = 15·8, L = 13·4; der eutektische Punkt von Quarz und Feldspat: Si = 70·2, U = 14·9, L = 14·9.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: si = 521·0, al = 43·5, fm = 13·5, c = 3·0, alk = 40·0, k = 0·30, mg = 0·12; qz = +261·0, $c/fm = 0·22$, Schnitt = II.

Zum Vergleich: Typus des *aplitgranitischen Magmas*: si = 460·0, al = 46·0, fm = 8·0, c = 5·5, alk = 40·5, k = 0·50, mg = 0·20, Schnitt = IV/V.

Aus diesem Typus: si = 518·0, al = 46·0, fm = 8·0, c = 5·0, alk = 41·0, k = 0·52, mg = 0·24, Schnitt = IV. (*Biotitaplitgranit*, Pyramid Peak, Californien.)

In diesem Typus steigt fm höchstens bis 10 nach NIGGLI. Für unser Gestein ist der Wert vom fm grösser.

Typus des *engadinitgranitischen Magmas*: si = 420·0, al = 44·0, fm = 12·0, c = 6·0, alk = 38·0, k = 0·50, mg = 0·25, Schnitt = IV.

Ferner aus diesem Typus: si = 475·0, al = 43·5, fm = 13·5, c = 2·5, alk = 40·5, k = 0·58, mg = 0·39, Schnitt = II. (*Tundagranit*, Kvarunäs, Småland.)

Im letzten Typus variieren nach NIGGLI si von 320 bis 480, al ist grösser als 40, fm liegt zwischen 9 und 16, c ist kleiner als 12, alk ist grösser als 40, k = 0·37 bis 0·59, mg = 0·12 bis 0·47, Schnitt = II/VI.

Auf Grund des si-Wertes gehört unser Gestein zum ersten Typus, die übrigen Werte führen zum engadinitgranitischen Magma hinüber.

Wie man aus diesen Daten erkennen kann, weisen sowohl die mineralogische und chemische Zusammensetzung, als auch die geologische Erscheinungsform des Gesteins darauf hin, dass es sich hier um ein aplitisches, zwischen die Schichten des Glimmerschiefers eingedrungenes Magma handelt, welches aber zugleich ziemlich viel Eisen enthielt. Die Textur des Gesteins ist schiefrig. Die Mikrostruktur ist keine richtige Erstarrungsstruktur, da eine deutlich entwickelte Erstarrungsfolge vollständig fehlt, wie es einerseits aus der Beschreibung der Form der Gemengteile, andererseits aber aus dem Umstand ersichtlich ist, dass manche Gemengteile sich gegenseitig einschliessen. Es ist dies also eine Struktur, in welcher die Merkmale der kristalloblastischen Mikrostruktur zum Ausdruck kommen. Diese Struktur scheint aller Wahrscheinlichkeit nach teilweise protoblastisch zu sein (BECKE, WEBER), in dem Sinne, dass dieselbe als das Ergebnis der Differentialbewegungen während der Erstarrung des Gesteins zustande gekommen ist. Das heisst, der Vorgang der Kristallisation verlief zu jener Zeit, als das Magma sich noch in Bewegung befand. Im Laufe einer solchen Kristallisation mussten die ausgeschiedenen Gemengteile sich an die Bewegung des Magmas anpassen. Während der Bildung dieses Gesteins hat ausserdem auch noch die allgemeine Metamorphose mitgewirkt und auch der Stress eine gewisse Rolle gespielt.

Infolge seines gegenwärtigen Zustandes ist dieses Gestein einem glimmerarmen Gneis oder

einem Aplitgneis ähnlich und infolgedessen würde der Name „*glimmerarmer Magnetitgneis*“ berechtigt erscheinen. Man kann es auch „*Magnetitaplitgneis*“ nennen und dadurch wäre in gewisser Annäherung auch die Genese angedeutet.

Das ziemlich ungewöhnliche Auftreten von Magnetit (etwa 2 Gew. %) in einem derart extrem sauren Gestein kann mit grosser Wahrscheinlichkeit in der Weise erklärt werden, dass in das schon differenzierte, leukokrate Magma ein halbpneumatolytisches, gasreiches und magnetitreiches Restmagma hineingepresst worden ist. Das Auftreten von Turmalin deutet auf eine pneumatolytische Phase. Auch der Muskovit wäre als Produkt der pneumatolytischen Prozesse aufzufassen. Derselbe tritt nämlich in diesem Gebiet — unter den Gesteinen eruptiven Ursprungs — nur in den unzweifelhaft pneumatolytisch entstandenen Pegmatiten in grösserer Menge auf. (Vergl. Abschnitt der Pegmatite.)

Chemische und genetische Verhältnisse der Serie: Granitgneise, gemischte Gneise, Paragneise, Augengneise, Aplitgneise.

Um über die chemischen Verhältnisse einen Überblick zu gewinnen, wurden die Analysenwerte in der Tabelle I und die Molekularwerte in Tabelle II zusammengestellt (S. 154–155). Zum Vergleich ist auch eine Pegmatitanalyse angeführt worden. (Siehe: Pegmatite.)

Von diesen Gesteinen sind Nr. 1, 6, 9, 10, 12 und 16 Orthoderivate. 2, 4, 5 und 13 sind Injektionsgneise; darunter hat Nr. 4 die Merkmale eines tonigen Sedimentgesteins, der entsprechende Projektionspunkt fällt nicht in das Eruptivfeld im Konzentrationstetraeder. Dagegen zeigt das Gestein Nr. 2 die Charakterzüge eines Eruptivgesteins von aplitgranitischer bis engadinitgranitischer Zusammensetzung. Nr. 5 ist wieder eruptiven Charakters und zwar von engadinitgranitischem Chemismus. Nr. 13 zeigt quarzdioritischen Charakter.

Wie aus dieser Gegenüberstellung hervorgeht, erinnern einige der Injektionsgneise in Bezug auf die chemische Zusammensetzung noch stark an Sedimentgesteine. Die meisten Mischgesteine zeigen jedoch die chemischen Charakterzüge von Eruptivgesteinen. Der Augengneis (Nr. 13) besitzt eine engadinitgranitische chemische Zusammensetzung. Wie weiter oben hervorgehoben wurde,

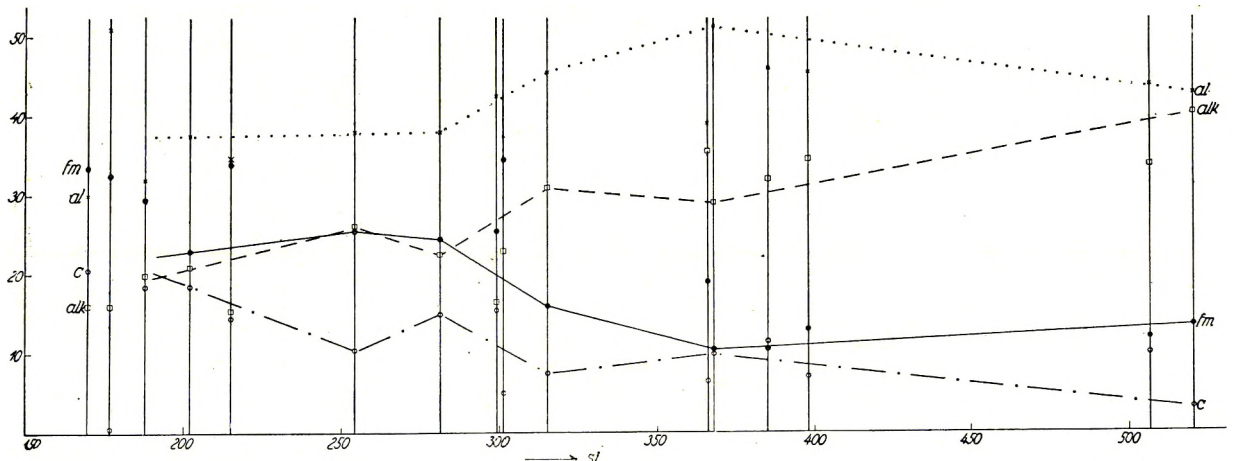


Fig. 35. Variationsdiagramm der Gesteine der Serie: Granitgneise, gemischte Gneise, Paragneise, Augengneise, Aplitgneise.

wird der Augengneis nicht als ganz reines Eruptivmaterial aufgefasst, sondern als ein vom pegmatitischen Material sehr stark durchtränktes Gestein, in welchem der eruptive Anteil sehr stark überwiegt.

Interessant sind die Verhältnisse bei den Paragesteinen. Die Gesteine 7 und 8 zeigen keine typischen eruptiven Merkmale: die Projektionspunkte beider Gesteine liegen im Tonerdefeld (neben dem Eruptivfeld) im Konzentrationstetraeder. Nr. 11 besitzt einen Chemismus, der an der Grenze zwischen dem Eruptiv- und Tonerdefeld liegt. Nr. 14 hat wieder den Charakter von Tonerdesedimenten. Das Gestein Nr. 15 muss nach dem geologischen Vorkommen und nach seiner Ausbildung unbedingt als Paragneis betrachtet werden; trotzdem besitzt es die chemische Zusammensetzung eines normaldioritischen Gesteins.

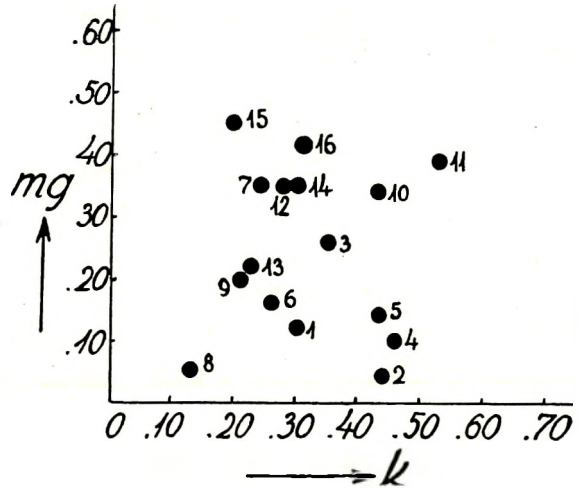


Fig. 36. k-mg-Diagramm.

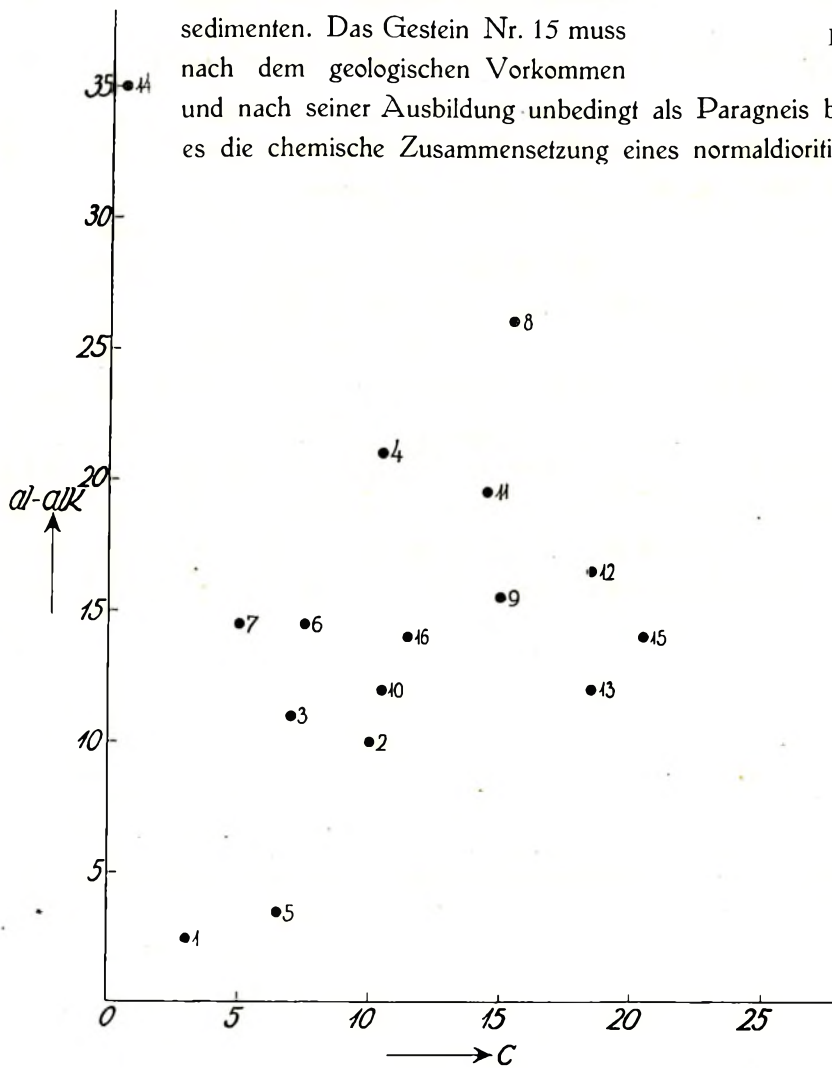


Fig. 37. (al-alk)-c-Diagramm.

Fig. 35 zeigt das Diagramm dieser Gesteine, Fig. 36 gibt das k-mg-Verhältnis, Fig. 37 das (al-alk)-c-Diagramm an.

Die orthogenetischen Gneise zeigen — abgesehen vom Aplitgneis — verhältnismässig kleine Schwankungen in den *si*-Werten: *si* schwankt zwischen 315 und 202. Der Chemismus dieser Gesteine zeigt trondhjemitische, normalgranitische und quarzdioritische bis granodioritische Charakterzüge. Die Mischgesteine und die Paragneise weisen viel grössere Schwankungen in den Werten von *si* auf: *si* schwankt für diese Gesteine zwischen 507 und 170. Diese grossen Unterschiede waren teilweise schon im ursprünglichen tonigen Sedimentmaterial vorhanden.

TABELLE I.
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER GNEISE.

SiO ₂	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
77.80	76.95	73.54	71.68	70.41	69.46	68.97	68.41	67.66	64.48	59.96	60.39	58.27	54.76	55.73	72.91	
TiO ₂	Sp.	0.24	0.10	0.16	0.52	0.43	0.41	0.38	0.85	0.71	1.06	0.51	0.58	0.25	1.06	0.12
Al ₂ O ₃	10.99	11.34	14.21	16.56	12.84	17.02	14.54	16.60	15.50	16.46	16.64	19.09	16.91	26.77	16.60	15.44
Fe ₂ O ₃	1.53	1.57	0.32	1.31	1.84	2.36	1.09	0.91	3.16	2.30	5.42	2.32	3.98	4.45	3.95	0.21
FeO	0.73	0.65	1.87	1.06	2.00	1.46	5.15	2.54	2.85	2.97	2.15	3.25	4.76	3.88	3.49	1.23
MnO	0.02	0.01	Sp.	Sp.	0.10	Sp.	0.07	0.15	Sp.	0.10	0.17	Sp.	0.19	Sp.	0.16	0.03
MgO	0.17	0.05	0.42	0.14	0.34	0.38	1.82	1.94	0.78	1.45	2.55	1.57	1.33	2.31	3.29	0.59
CaO	0.39	1.41	1.25	1.87	1.16	1.58	1.19	3.36	3.37	2.49	3.81	5.22	5.29	0.20	6.27	2.10
Na ₂ O	4.39	3.01	4.27	3.17	4.08	5.20	4.14	3.35	4.45	3.85	2.05	4.62	5.03	3.60	4.41	4.52
H ₂ O	2.80	3.53	3.46	4.09	4.49	2.81	1.98	0.74	1.84	4.42	3.56	2.78	2.25	2.32	1.67	3.01
H ₂ O+110 ⁰		1.02	0.61	0.65	1.98	0.26	0.50	0.91	0.85	0.70	1.85	0.39	1.22	1.39	3.03	0.58
H ₂ O-110 ⁰		0.94	0.04	0.04	0.08	0.08	0.06	0.16	0.09	0.24	0.09	0.05	0.14	0.09	0.08	0.13
P ₂ O ₅	Sp.	0.01	Sp.	Sp.	0.19	—	Sp.	—	0.05	0.18	Sp.	0.02	0.23	0.07	0.13	Sp.
Summe	99.76	100.08 ¹	100.09	100.77	100.14	101.04	99.92	99.45	101.45	103.43 ²	99.31	100.21	100.24 ³	100.09	99.87	100.87

¹ Nebst Cr₂O₃=0.08, CO₂=0.16, SO₃=0.01.

² ZrO₂=0.08.

³ SiO=0.06.

1. *Magnetitaplitigneis*, Sebes-Tal.
2. *Muskovitigneis*, Sâna Malei.
3. *Augengneis*, Orlát.
4. *Dobra=Gneis*, Dobra-Tal.
5. *Biotitigneis*, Graben zwischen Dealul Chicca und Vântul Chicel.
6. *Biotitigneis*, Frumoasa-Tal, etwa 1450 m Seehöhe.
7. *Biotitigneis* (*Schieferigneis*), Diatra alba.
8. *Schieferigneis* (*Biotit=Muskovitigneis*), Sebes-Tal zwischen 48. und 49. km.
9. *Biotitigneis*, Frumoasa-Tal, etwa 1450 m Seehöhe.
10. *Biotitgranitigneis*, Frumoasa-Tal.
11. *Biotit=Muskovitschieferigneis* (Typus Serbota).
12. *Hornblendegranitigneis* (*Cindreligneis*), SW-Flanke des Candraelu.
13. *Biotitigneis*, Kontakt mit *Pegmatit*, Frumoasa-Tal.
14. *Muskovit=Biotitschieferigneis* (Typus Ausel), Valea Auselului-Tal, etwa 900 m Seehöhe.
15. *Biotit=Hornblendegrneis* (*Schieferigneis*) (Typus Taja), Taja-Tal.
16. *Pegmatit*, Frumoasa-Tal.

TABELLE II.
MOLEKULARWERTE DER GNEISE.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	c/fm	al-alk	h	Schnitt	Feld	Magmatypus
1.	521·0	43·5	13·5	3·0	40·0	0·30	0·12	+261·0	0·22	3·5	—	II.	E	<i>Aplitgranitisch—engadinitisch</i>
2.	507·0	44·0	12·0	10·0	34·0	0·44	0·04	+271·0	0·83	10·0	22·43	V.	E	"
3.	398·0	45·5	13·0	7·0	34·5	0·35	0·26	+160·0	0·54	11·0	11·01	IV.	E	<i>Engadinitgranitisch</i>
4.	368·0	50·0	10·5	10·5	29·0	0·46	0·10	+152·0	1·00	21·0	11·10	V.	T	—
5.	366·0	39·0	19·0	6·5	35·5	0·43	0·14	+124·0	0·34	3·5	34·28	III.	E	<i>Engadinitgranitisch</i>
6.	315·0	45·5	16·0	7·5	31·0	0·26	0·16	+91·0	0·45	14·5	3·89	IV.	E	<i>Trondhjemitisch</i>
7.	301·0	37·5	34·5	5·0	23·0	0·24	0·35	+109·0	0·14	14·5	7·29	II.	T	—
8.	299·0	42·5	25·5	15·5	16·5	0·13	0·50	+133·0	0·60	26·0	13·25	IV.	T	—
9.	281·0	38·0	24·5	15·0	22·5	0·21	0·20	+91·0	0·61	15·5	11·74	IV.	E	<i>Normalgranitisch</i>
10.	254·0	38·0	25·5	10·5	26·0	0·43	0·34	+50·0	0·41	12·0	9·20	III.	E	"
11.	215·0	35·0	35·0	14·5	15·5	0·53	0·39	+53·0	0·41	19·5	22·07	III.	TE	—
12.	202·0	37·5	23·0	18·5	21·0	0·28	0·35	+180·0	0·80	16·5	4·36	V.	E	<i>Quarzdioritisch—granodioritisch</i>
13.	188·0	32·0	29·5	18·5	20·0	0·23	0·22	+80·0	0·63	12·0	13·12	IV.	E	<i>Quarzdioritisch</i>
14.	177·0	51·0	32·5	0·5	16·0	0·30	0·35	+130·0	0·01	35·0	14·96	I.	T	—
15.	170·0	30·0	33·5	20·5	16·0	0·20	0·45	+60·0	0·61	14·0	30·83	IV.	E	<i>Normaldioritisch</i>
16.	370·0	46·0	10·5	11·5	32·0	0·31	0·42	+142·0	1·09	14·0	9·80	VI.	E	<i>Engadinitgranitisch—trondhjemitisch</i>

Die fortlaufenden Zahlen beziehen sich auf dieselben Gesteine, wie in Tabelle I.

al ist hoch; *fm* zeigt Werte zwischen 10·5 und 35. In den biotitreichen Varietäten erreicht *fm* die für die dioritischen Magmen charakteristischen Werte. Das Verhältnis *al*:*fm* schwankt zwischen 4·7 (Nr. 4) und 0·89 (Nr. 15); im letzten Gestein sind Biotit und Hornblende ziemlich reichlich zugegen (etwa 20 Vol % Biotit und 19 Vol % Hornblende.) Der Wert von *c* zeigt grosse Schwankungen und erreicht höchstens 20·5. Der *c*-Anteil ist auf die saueren Plagioklase, ferner auf Epidot und Hornblende (in den basischeren Typen) beschränkt, ein sehr kleiner Anteil stammt aus den eventuell vorhandenen Titanitkörnchen.

alk ist ziemlich hoch: variiert zwischen 15·5 und 35·5 in den Gneisen, steigt bis 40·0 im Aplitgneis. In den Schiefergneisen liegt der Wert von *alk* zwischen 15·5 und 29. Wie aus den Werten von *k* ersichtlich, herrscht unter den Alkalien Na_2O vor. Über die chemischen Verhältnisse des Ausgangsmaterials stehen uns keine Daten zur Verfügung. Der Gehalt an Alkalien der Tone kann unter Umständen 6 bis 7 % erreichen und dadurch kann der Wert von *alk* etwa bis 30 steigen. In den Tonen herrscht meist Natron vor; aber es gibt auch Fälle, wo mehr K_2O vorkommt.

In den meisten Fällen ist aber der Alkaliengehalt der Tone viel geringer. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass in den Schiefergneisen mit höheren *Alk*-Werten eine Alkalizufuhr stattgefunden hat.

Der Wert von *k* schwankt in den Paragesteinen zwischen 0·13 und 0·53, in den Mischgesteinen zwischen 0·23 und 0·46, in den Orthotypen zwischen 0·21 und 0·43. Die Werte der beiden letzten Gruppen sind beinahe übereinstimmend. In den Paragneisen sind die Schwankungen viel grösser. Daraus dürfte man den Schluss ziehen, dass das ursprüngliche Tongestein in wechselnder Zusammensetzung ausgebildet war. Infolge der Injektionen sind die Mischgesteine dem Chemismus der Orthogesteine mehr oder weniger näher gekommen.

Die Quarzzahl schwankt stark und kann ziemlich hohe Werte erreichen: sie variiert von +6 bis +271. Trotzdem, dass für manche Gesteine der Wert von *qz* ziemlich niedrig liegt, führen alle Gesteine recht viel Quarz. Die Gesteine mit kleinen *qz*-Werten enthalten viel Biotit, eventuell auch Hornblende; angenommen, die Basen sind in höchstsilifizierten Molekülen gebunden, können die Werte von *qz* auch bei Vorhandensein von Quarz kleine Zahlen aufweisen.

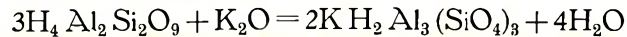
Vergleicht man die aufgetragenen Punkte im Diagramm Fig. 35, so bemerkt man folgendes: obwohl die entsprechenden Punkte von *al*, *fm*, *c*, *alk* sich nicht durch gleichmässig verlaufende Linien verbinden lassen, liegen sie doch in Zonen, die durchwegs dem Bild des Differentiationsdiagrammes der Kalk—Alkaligesteine entsprechen. Die grössten Abweichungen werden bei den Schiefergneisen beobachtet; die Mischgesteine zeigen eine grosse Annäherung zu den Orthogesteinen und zwar in jeder Beziehung. Zum Vergleich wurden im Diagramm die entsprechenden Punkte der orthogenetischen Gesteine durch Linien (wie üblich) verbunden. Der Verlauf der Kurven zeigt auf eine Differenziation der Kalk—Alkalireihe. Die übrigen Punkte liegen mehr oder weniger von diesen Linien entfernt. Die entsprechenden Werte der Mischgesteine schmiegen sich mehr oder weniger den Kurven an. Die Molekularwerte der Schiefergneise zeigen die grössten Differenzen.

Die Differenz *al*—*alk* beträgt in den Paragesteinen 14—35, in den Mischgesteinen 3·5—21·0, in den Orthotypen 3·5—16·5; dem entspricht ein Tonerdeüberschuss $T = al - alk - c$ meist von mehreren Einheiten: er beträgt —2·0—+7·0 in den Orthogesteinen, —6·5—+10·5 in den Mischgesteinen und

—6·5— +34·5 in den Schiefergneisen. Die Gesteine mit negativem T -Wert führen Hornblende und Epidot. Wo ein tatsächlicher (positiver) Überschuss auftritt, dort ist er in den Glimmermineralien angelegt.

Die ursprünglichen Sedimente der Paragesteine waren tonige Ablagerungen von wechselnder Zusammensetzung. Stellenweise führte das ursprüngliche Sediment mehr oder weniger Kalk und aus diesen mergeligen Partien sind die kalkreichen, hornblendeführenden Schiefergneise entstanden.

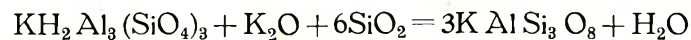
Der Überschuss an Tonerde wurde in den feldspatreichen Gneisen unter Feldspatbildung aufgezehrt. Die Alkalien zur Feldspatbildung waren entweder bereits im ursprünglichen Sediment vorhanden, oder aber sie sind zugeführt worden. Die Umwandlungen können schematisch durch die folgenden Gleichungen ausgedrückt werden (vergl. p. 60):



Kaolin

Muskovit

und



Muskovit

Kalifeldspat

Die zur zweiten Umwandlung nötige SiO_2 war im ursprünglichen Sediment in Form von Quarz vorhanden.

Die erste Gleichung zeigt die relative Abnahme des Tonerdeüberschusses durch die Bildung von Muskovit unter Aufnahme von Kalium. Die zweite Gleichung erklärt die Verminderung des Tonerdeüberschusses unter Zufuhr von Kalium und Silizium. Diese schematischen Gleichungen deuten darauf hin, dass die tonigen Sedimente unter diesen Umständen dem Eruptivfeld sehr nahe kommen können.

Die Orthogesteine und auch die Mischgesteine führen neben dem Plagioklas auch Mikroklin in wechselnder Menge. Die Paragneise enthalten keinen Mikroklin, sondern nur einen sehr sauren Plagioklas; auch in den aplitischen Adern und in den Aplitgneisen spielt der Kalk—Natronfeldspat eine wichtige Rolle. Man bekommt durch diese Beobachtungen den Eindruck, dass die Substanz des Mikroklin aus dem Eruptivmaterial herkommt. In den Paragesteinen ist die ganze Menge des Kaliums in den Glimmern gebunden; in den Gesteinen eruptiven Ursprungs steckt der grösste Teil desselben Elementes im Mikroklin. An vereinzelt Stellen konnte die notwendige Menge an Alkalien vorhanden gewesen sein. Es ist aber sehr wahrscheinlich, dass — wenigstens teilweise — auch eine Zufuhr von Alkalien stattgefunden hat.

Pegmatite und Aplitite.

GEOLOGISCHE ÜBERSICHT.

Die differenzierten diaschistischen Leukokrat-Ganggesteine, überwiegend *Pegmatite*, etwas seltener *Aplitite* spielen eine wichtige Rolle im Aufbau des Gebirges. Besonders zahlreich sind die *Pegmatite*, die in Gängen und Nestern im ganzen Gebiet anzutreffen sind. *Aplitite* trifft man in geringerer Zahl, überwiegend in Verbindung mit Suriangneis an.

Die Auseinanderhaltung der rein pegmatitischen und aplitischen Gesteine ist manchmal nicht möglich. Ihrer Entstehung zufolge sind beide Typen manchmal miteinander vermischt und bald der

eine, bald der andere herrscht vor. Charakteristisch für alle hierhergehörigen Gesteine ist der grosse Reichtum an Mikroklin.

Ab und zu lassen sich etwas parallelstruierte, flaserige Pegmatite erkennen. Diese Tatsache spricht dafür, dass zur Zeit ihrer Bildung noch immer diejenigen Druckverhältnisse herrschten, welche die charakteristischen Texturen der typischen kristallinischen Schiefer bedingen.

Selbst im Felde lassen sich zwei verschiedene Pegmatittypen unterscheiden: 1. Pegmatit mit rosenroten—lichtfleischroten Feldspaten und 2. Pegmatit mit weissen Feldspaten. In den Gesteinen des ersten Typus tritt *Biotit* als charakteristischer dunkler Gemengteil auf. Die Pegmatite des zweiten Typus führen *Muskovit* und in denselben kommt *Biotit* nur spärlich und selten vor. In den letzten Pegmatiten tritt oft *Turmalin* auf, während in dem ersten dieses Mineral bis jetzt nicht nachgewiesen werden konnte.

Die Gesteine des ersten Typus kommen immer in Begleitung des Suriangneises vor und spielen eine kleine Rolle. Die Pegmatite des zweiten Typus sind sehr stark verbreitet, besonders in der Zone des Glimmerschiefers. In der Injektionszone bilden die Pegmatitzüge samt den flächen der Gneise und Glimmerschiefer regellos.

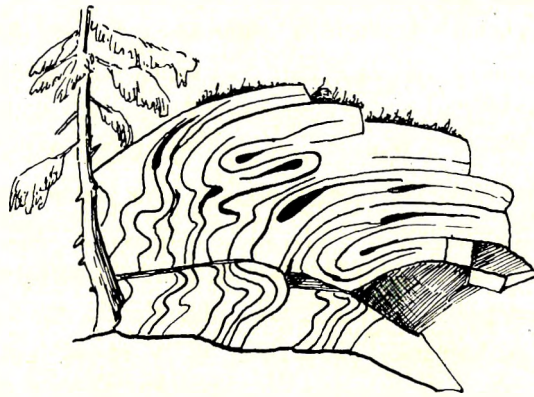


Fig. 38. Glimmerschiefer mit kleinen Falten. Die Faltung wird besonders durch die Pegmatitadern stark hervorgehoben, die zwischen die Schichten des Glimmerschiefers eingedrungen und bei den Umbiegungen oft stärker (bis 1—2 dm) angeschwollen sind. Dealul Muncelul mic (1538 m), nordöstlich von der Kolonie Bistra.

Schiefern oft Falten und kleine Fältelungen (Fig. 38). Sie schneiden die kristallinen Schiefer manchmal regellos durch. Die Mächtigkeit dieser Gänge ist meist gering (einige cm). Der weit grössere Teil der Pegmatite bildet mächtige Gänge und Nester. Die Gänge sind manchmal konkordant der Schieferungsebene eingeschaltet, oft treten sie aber unabhängig von der Schieferungsebene auf und durchqueren die Schieferungs-

flächen der Gneise und Glimmerschiefer regellos. Daraus folgt, dass die Pegmatite und teilweise auch die Aplite grösstenteils später entstanden sind, als die Gneis—Glimmerschieferserie.

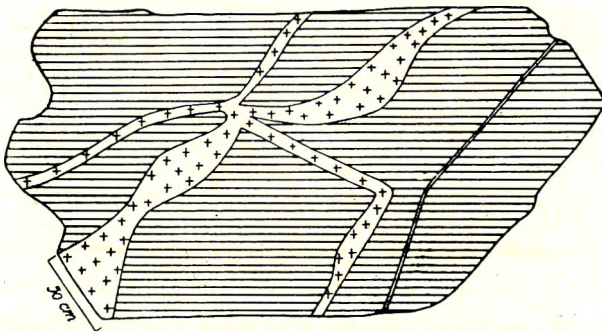


Fig. 39. Pegmatitadern durchqueren den Schiefergneis in verschiedener Richtung. Tal des Sugág-Baches.

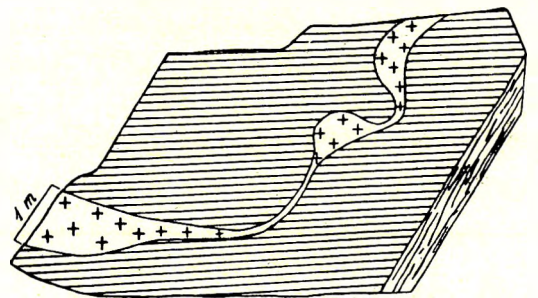


Fig. 40. Pegmatitadern durchqueren den Schiefergneis in verschiedener Richtung. Tal des Sugág-Baches.

Diese Verhältnisse lassen sich oft beobachten. Ein sehr lehrreicher Aufschluss befindet sich im Tal des Sugág-Baches. Hier wird der Gneis (überwiegend als Augengneis ausgebildet) von mehre-

ren dünnen Pegmatitgängen in verschiedenen Richtungen durchquert. Der Verlauf der Gänge ist ganz unabhängig von der Schieferungsebene. Die Gänge kreuzen sich oft und sie schwellen an manchen Stellen stark (bis 1 m Mächtigkeit) an, um dann im weiteren Verlauf wieder schmaler zu werden. Diese Verhältnisse sind in den Fig. 39 und 40 veranschaulicht. Die Figuren wurden im Jahre 1913 an Ort und Stelle gezeichnet.

Die Pegmatite des ersten Typus sind nicht so zahlreich, wie die Muskovitpegmatite des zweiten Typus. Die Aplite in diesem biotitführenden Typus sind noch unbedeutender als die Pegmatite so, dass von einer besonderen Kartierung derselben gar keine Rede sein kann. Mitunter kommen sie — ihrer Genese entsprechend — mit den Pegmatiten vermischt vor. Die Pegmatite hingegen sind häufig von solcher Ausdehnung, dass sie ganze Käme aufbauen, wie z. B. am Vârful Auşelului. Charakteristisch für diese Pegmatite ist die an zahlreichen Stellen deutlich ausgeprägte, parallele Textur, die zweifellos darauf hinweist, dass zur Zeit ihrer Entstehung noch immer dieselben Druckverhältnisse herrschten, deren Ergebnis auch die Textur der Gneise ist. In dieser Ausbildung treten die Pegmatitgänge z. B. im Frumoasa-Tal auf. An anderen Stellen, z. B. am Vârful Auşelului erscheint der Pegmatit mehr als Massengestein, ein Zeichen dessen, dass die Textur der Gneise bereits ausgebildet war, als der Pegmatit kristallisierte.

Diese Pegmatite (mit rosafarbenem Mikroklin und Biotit) gehen manchmal unmittelbar in den Suriangneis über. Der Übergang zwischen Pegmatit und Suriangneis ist allmählich. Diese Verhältnisse lassen sich in mehreren Aufschlüssen beobachten, z. B. im Valea Clăbucetului-Tal, in der Umgebung von Auşel.

Ein Teil dieser rosenroten, Kalifeldspat führenden Pegmatite hängt mit den Hornblendegranitgneisen zusammen. Sie führen eine makroskopisch schwarze *Hornblende* neben dem Biotit. Diese Pegmatite durchsetzen an mehreren Stellen die Hornblendegranitgneise (Cindrelgneis). Die Mächtigkeit der Gänge schwankt zwischen einigen cm und einigen m. Die Hornblenden bilden manchmal faustgrosse Individuen. Diese Pegmatite kann man demnach in den Gebieten der Hornblendegneise beobachten. Leicht zugänglich sind die Aufschlüsse unmittelbar nördlich von den Gebäuden der Gendarmeriewache von Piatra alba. Hier sind die Pegmatite am Weg zum Frumoasa-Bach aufgeschlossen. Die Pegmatitgänge sind hier schwach, nur einige dm mächtig.

Im Valea Stesii-Tal, wo der von der Santa-Kolonie kommende Weg in das Tal hineinbiegt, ist ein Pegmatit mit grossen Hornblenden aufgeschlossen. Im Felde kann man im Gestein die sehr grossen (mehrere cm), rosenroten *Mikrokline*, weissen *Plagioklas*, *Quarz*, ferner *Biotit* und *Hornblende* unterscheiden. Die Hornblende bildet einige cm lange bis faustgrosse Individuen. Der Pegmatit hängt auch hier mit dem Hornblendegranitgneis zusammen: er bildet Gänge darin.

Im südöstlichen Teil des Vârful Auşelului finden wir genau dieselben Gesteine wieder.

Auch *aplitische Gänge* und Nester mit *Hornblende* und rosenrotem *Mikroklin* sind im Zusammenhang mit diesen Pegmatiten verbreitet. In diesen sind die dunklen Gemengteile (Hornblende und Biotit) oft nicht überall gleichmässig verteilt, sondern sie erscheinen in kleinen Schmitzen und Nestern angehäuft. Die Dimensionen dieser aus Biotit oder Hornblende, oder aus beiden zusammengesetzten dunklen Anhäufungen schwankt zwischen 0.4 mm bis 20 mm. Diese aplitisch ausgebildeten Gesteine zeigen oft einen unmittelbaren Zusammenhang mit den Pegmatiten: der mittlere Teil der Gänge besteht

manchmal aus feinkörnigem Aplit, gegen die Salbänder hin sind die Gänge grobkörnig, pegmatitisch ausgebildet.

Ab und zu zeigen auch diese hornblendeführenden Pegmatite eine schwache Paralleltexur als Folge der Stresswirkungen. Die Quarzkörner zeigen sowohl in diesen, wie auch in allen Pegmatiten des untersuchten Gebirges eine schwache bis stärkere wogende Auslöschung.

In diesen biotit- oder hornblendeführenden Pegmatiten vom ersten Typus (mit roten Mikroklinen) sind grosse Muskovitblätter nicht vorhanden. Mitunter kann man auch in diesen Gesteinen etwas Muskovit beobachten, aber immer nur in minimaler Menge und in sehr kleinen Schüppchen. Turmalin kommt in diesen Pegmatiten nicht vor, höchstens nur in einzelnen Fällen und sehr untergeordnet. Diese Tatsachen sprechen dafür, dass das Magma dieser Pegmatite nicht reichlich mit pneumatolytischen Produkten durchtränkt war.

Dagegen ist das Vorkommen vom Epidot für diese Pegmatite oft charakteristisch. In manchen der hierhergehörigen Pegmatite findet man mehrere cm grosse Epidotanhäufungen und Epidotindividuen, wie z. B. im Tal des Râul mare in der Nähe der Magura-Klause. Der Epidot hat sich auf Kosten der Feldspate gebildet und er stellt ein Produkt einer pneumatohydatogenen Phase dar. Die Bildung der Epidote hat gleich nach Ausbildung der Pegmatitgänge stattgefunden.

Auch die spärlicher zu beobachtende Entstehung von Epidotkörnern auf Kosten der Biotite wurde durch diese pneumatohydatogene Phase herbeigeführt.

Die Pegmatite des zweiten Typus treten besonders in der Glimmerschieferzone typisch auf. Die Ausbildung dieser Pegmatite ist zweifellos gleichzeitig mit der Genese der pneumatolytischen Gemengteile des Glimmerschiefers vor sich gegangen. Diese Pegmatite führen oft ausschliesslich *Muskovitglimmer*, während der Biotit nur untergeordnet auftritt. An zahlreichen Stellen zeigen diese Pegmatitadern eine mächtige Ausbildung, sie sind oft mehrere hundert Meter weit zu verfolgen, so dass sie sich auch auf der geologischen Karte ausscheiden lassen. Sie bestehen meist aus grobkörnigen, faustgrossen Gemengteilen. Die Glimmerblätter haben manchmal 4–18 cm Durchmesser, besonders im südlichen Gebiet gegen den Lotru-Fluss, in den südlichen Teilen der folgenden Berggruppen: Dealul Balului, Piatra alba (2180 m), Dealul Haneşul (1956 m), Bălândrul mare (2210), Vârful Dobrunu (1980 m).

Stellenweise lösen sich die mächtigeren Gänge in kleinere Äderchen auf, sie injizieren den Glimmerschiefer lit par lit und bilden daraus feldspatführende Glimmerschiefer oder Gneis. Diese Pegmatite sind sehr reich an Muskovit, besonders in den randlichen Teilen der Gänge, wo sie mit den Glimmerschiefen in Berührung stehen. Hier, in der Nähe des Kontaktes sind die Muskovitpakete nesterweise angereichert und nach einer approximativen Schätzung kann die Menge an Muskovit 18 bis 24% des ganzen Gesteins ausmachen. In der Lotru-Gegend wurde der Glimmer seit 1917 industriell ausgebeutet.

Diese Pegmatite hängen unbedingt mit einem Granitlakkolith zusammen, der in der Tiefe unter dem Mantel der Glimmerschiefer und Schiefergneise verborgen liegt. Auf die injizierende Einwirkung dieser pegmatitischen Lösungen führe ich auch die Bildung der Augengneise zurück. Die echten Paragneise dieses Gebietes führen, wie bereits betont wurde, nur Plagioklas, aber keinen Kalifeldspat. Die injizierten Gneise und die Augengneise enthalten daneben reichlich Mikroklinkristalle.

Zuweilen sind die Pegmatite etwas feinkörniger, wie z. B. in der Gegend des Pârâul Petru-lui, südlich vom Şurianu. Biotit kommt in diesen Pegmatiten nur lokal reichlicher vor, u. a. z. B. an der nördlichen Lehne der Strâmba (nördlich vom Căndrelu).

Der Pegmatit durchsetzt den Glimmerschiefer stellenweise sehr dicht in Form von dickeren oder dünneren Injektionen, wie dies am Dealul Muncelul mic (1538 m) nordöstlich von Bistra und vornehmlich in den tiefen Einschnitten des Weges zwischen Dus und Frumoasa zu beobachten ist. Hier wird der Weg von zahlreichen, sehr dünnen Pegmatitadern gekreuzt. Die Pegmatitadern sind hier zwischen die Lagen des Glimmerschiefers und des Paragneises injiziert worden. Stellenweise tritt das den Pegmatit bildende Quarz—Feldspat-Eutektikum im Glimmerschiefer so dicht auf, dass man von einem feldspatführenden Glimmerschiefer reden kann. Zuweilen besitzt dieses mikroklinführende Gestein eine Struktur, die an Augengneise erinnert.

Die Pegmatitgänge führen häufig sehr viel *Turmalin*, dessen Individuen oft mehrere cm lang sind. Sehr reich an Turmalin sind manche Gänge in der Nähe der Piatra alba und auf den südlich von derselben, gegen das Lotru-Tal ziehenden Kämmen. Der Turmalin tritt zwischen den Quarzen und Feldspaten des Pegmatits auf. Zuweilen kommt er im Quarz als Einschluss vor, wie z. B. auf der Piatra alba. Die meisten Turmaline finden sich vielleicht in den Pegmatiten am Kamm der Gotia.

Die Glimmerschiefer jener Gebiete, wo turmalinführende Pegmatite vorkommen, sind ebenfalls mehr oder minder reich an Turmalin. Dieser Turmalin besitzt genau dieselben optischen Eigenschaften, wie der Turmalin der Pegmatite. Die Turmaline der Glimmerschiefer hängen ebenfalls mit der Bildung dieser Pegmatite zusammen, sie stammen ebenfalls aus den an leichtflüchtigen Bestandteilen (darunter auch Borverbindungen) reichen pegmatitischen Restlösungen. Wie bereits erwähnt wurde, sind die aplitisch—pegmatitischen Durchaderungen weit verbreitet. Die Mächtigkeit der Adern schwankt von den mikroskopischen Dimensionen bis zu einigen dm. Diese letzteren müssen schon als Gänge betrachtet werden. Die Durchaderung ist sehr verschieden ausgebildet. Manchmal werden die Gesteine quer zur Schieferungsebene oder unter einem schiefen Winkel zur Bankung durchsetzt (Fig. 39 und 40). Am häufigsten sind die aplitisch—pegmatitischen Lagen parallel zur Schieferung ausgebildet oder in linsenförmige kleine Massen aufgelöst zwischen die Schichten eingeschaltet. Oft beobachtet man eine scharfe Grenze zwischen Nebengestein und den hellen Massen. In vielen Fällen ist aber die Verbindung zwischen beiden sehr innig: die lichten Adern verzweigen sich im Schiefergestein und bilden ein aus sehr dünnen Lagen zusammengesetztes Netzwerk.

Die Adern, welche in den Amphiboliten vorkommen, führen manchmal dieselbe Hornblende wie der Amphibolit. Nur sind die Hornblendekristalle im Pegmatit viel grösser, als im Amphibolit.

Die pegmatitischen Adern, besonders die von größerem Korn, sind manchmal in kleine, einzelne Linsen ausgezogen. Gegen die Salbänder zu tritt manchmal mehr Biotit auf, als in der Mitte der Adern und Gänge.

Die Verteilung der Pegmatite ist regellos. Am häufigsten und mit den grössten Dimensionen scheinen sie im südlichen Teil des Gebirges vorzukommen.

Im Gebiet des breiten, flachen Rücken-zuges der Frumoasa und des Căndrelu spielt der Pegmatit eine wichtige Rolle. Dieser über 2000 m hohe Zug zieht sich in ONO-Richtung vom Gunguresul bis zur Căldarea Cănaïi. Die höchste Erhebung liegt im östlichen Căndrelu (1245 m).

Gegen W setzt sich dieser Zug in den folgenden Erhebungen fort: Dealul Șerbota mare (2016 m), Gunguresul (1946 m), Dealul Domnilor (1743 m), Oașa (1734 m). Dieses Gebiet ist eigentlich aus Granatglimmerschiefer aufgebaut, oft mit *Disthen*, *Staurolith*, *Turmalin*. Am Aufbau der höchsten Erhebungen beteiligen sich auch die Pegmatitgänge in sehr verschiedenen Dimensionen. Der Glimmerschiefer fällt hier im Durchschnitt gegen N ein (22° – 2° und 10° – 30°). Ein mächtiger Pegmatitgang tritt am 1946 m hohen Gipfel des Gunguresul auf. Dieser Gang lässt sich gegen O bis zum mittleren Teil des Dealul Șerbota mare verfolgen. Seine Länge misst etwa 2·6 km (mit sehr kurzen Unterbrechungen); seine Breite erreicht im W stellenweise 150–200 m, gegen O verjüngt er sich allmählich. Im Massiv der Frumoasa treten ebenfalls einige Pegmatite auf; darunter findet man drei bedeutendere, welche in ONO-licher Richtung verlaufen.

Nordöstlich von der Căldarea Cănaïi, in einer Entfernung von etwa 1·5 km davon, kommt ein stellenweise über 100–150 m breiter Pegmatitgang vor. Dieser bildet die NO-liche Fortsetzung des schmalen Rückens, durch welchen die Căldarea Cănaïi vom Jeserul mare-See getrennt wird. Aus diesem Pegmatit bestehen die Erhebungen 2063 m und 2044 m im NO-Gebiet des Căndreleu.

Ein mächtiger, turmalinführender Pegmatitgang befindet sich im nördlichen Teil des Rückens der Piatra alba (2180 m). Die Durchschnittsrichtung des Streichens dieses Ganges ist WNW–OSO. Dieser Gang lässt sich — mit kleinen Unterbrechungen — in einer Länge von etwa 3·5 km verfolgen und er setzt sich eigentlich aus einigen kleineren Gängen zusammen. Im südlichen Teil der 2149 m hohen Kuppe der Piatra alba stösst man auf diesen Pegmatit; in etwa 720 m Länge lässt er sich gegen NW verfolgen. In der Nähe der Kote 2142 m der Piatra alba biegt er nach W ein und bis zum Punkt 2036 m zieht er sich in dieser Richtung. In dieser Gegend besitzt er die grösste Breite (bis 100–150 m). Von hier aus streicht er gegen WNW, durchquert den Kamm der Tarnea und keilt sich aus.

Wie erwähnt, besteht dieser Gang eigentlich aus einigen kleineren Gängen. Auf der geologischen Karte wurden dieselben vereinigt. Unter diesen Gängen gibt es auch sehr quarzreiche Varietäten, die meist sehr viel Turmalin führen. (Vergl. weiter unten die Physiographie der turmalinführenden Pegmatite.)

Zwischen den Punkten 2180 m und 2059 m der Piatra alba ist wieder ein Pegmatitgang teilweise aufgeschlossen. Etwa 250 m südlich von der letzten Kote finden wir einen etwa 250 bis 450 m breiten Pegmatit, der gegen S noch etwas breiter ausgebildet erscheint.

Ungefähr 700 m nach O vom südlichen Kar des Șteflești steht ein ansehnlicher Pegmatitgang an, der in seiner grössten Ausdehnung etwa 150 m Breite erreicht.

Im allgemeinen sind die Pegmatite widerstandsfähiger als die Glimmerschiefer und die Paragneise, weshalb sie oft als weithin in die Augen springende, aufgesetzte Kuppen erscheinen, oder wenigstens im Aufbau der höchsten Erhebungen eine wichtige Rolle spielen. Der erwähnte Frumoasa-Rücken verdankt seine ansehnliche Höhe unbedingt den vielen Pegmatitgängen, die eigentlich das widerstandsfähige Gerüst im Glimmerschiefer bilden.

Am schmalen Rücken zwischen Dealul Balului (2031 m) und Dealul Șeracinu (1951 m) kann man vier grössere Pegmatitgänge im Glimmerschiefer unterscheiden. Der Gipfel des Dealul Șeracinu (1951 m) besteht aus Pegmatit und die Form dieser Erhebung wurde durch die Ausdehnung des Pegmatits bedingt.

Die Kuppe 1818 m des Gotia-Rückens (NO-lich von der Stâna Gotia din sus; Fig. 41) besteht aus turmalinführendem Pegmatit; derselbe setzt sich gegen SW am Rücken fort und hier hat er eine Breite von etwa 400 m. Im nördlichen Teil der Kuppe finden wir eine etwa 15 m breite Einlagerung von Amphibolit innerhalb des Pegmatitgebietes. Dieser Pegmatitzug durchquert das Tal des Isvorul Gotia-Baches und nördlich von der Stâna Balului schwillt er wieder etwas an. Die ganze Länge dieses Zuges macht — mit sehr kurzen Unterbrechungen — etwa 1·8 km aus.

Zwischen den Bächen Isvorul Seracinu und Isvorul Gotia, nahe der Einmündung in den Lotru besteht die Umgebung der Kote 1432 aus Pegmatit.

Am langen Kamm, der in S—N-licher Richtung über die Stâna Seracinului mare parallel zum Isvorul Balului-Bach verläuft, stösst man ebenfalls auf einige Pegmatitgänge im turmalinführenden Glimmerschiefer. Dieses Gebiet am linken Ufer des Lotru ist überhaupt sehr reich an Pegmatiten. Un-

mittelbar vor der Einmündung des Valea Bălândrului-Tales in den Lotru ist die Gegend der Kote 1247 m aus Pegmatit aufgebaut, der stellenweise mit Unterbrechungen eine Breite bis 200 m erreicht (Fig. 42). Er führt Turmalin. Nördlich von diesem Gang finden wir einen anderen schmalen Gang, der im O mit dem ersten zusammenhängt. Zwischen beiden Gängen kommt eine Amphiboliteinlagerung vor, die sich dem nördlichen Pegmatit dicht anschmiegt. Der Glimmerschiefer führt hier Granat, Turmalin, ab und zu Staurolith und Disthen. Er ist stark gefaltet. Einfallen nach N und S. Er enthält hier mehrere Amphibolit-injektionen.

Gegen W vom Frumoasa-Massiv findet man im südlichen Teil des Dealul Casile (1505 m) einige Pegmatitgänge mit NW-licher Streichrichtung. Im Tal des Râul Prigoana-Baches hat der Bach mehrere Gänge mehr oder weniger aufgeschlossen. Streichen ONO.

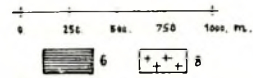
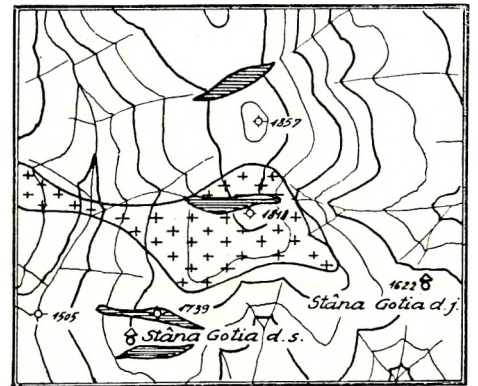


Fig. 41. Pegmatit und Amphibolit bei der Stâna Gotia. 6 = Amphibolit; 8 = Pegmatit.

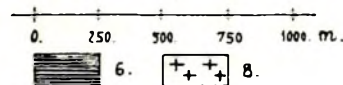
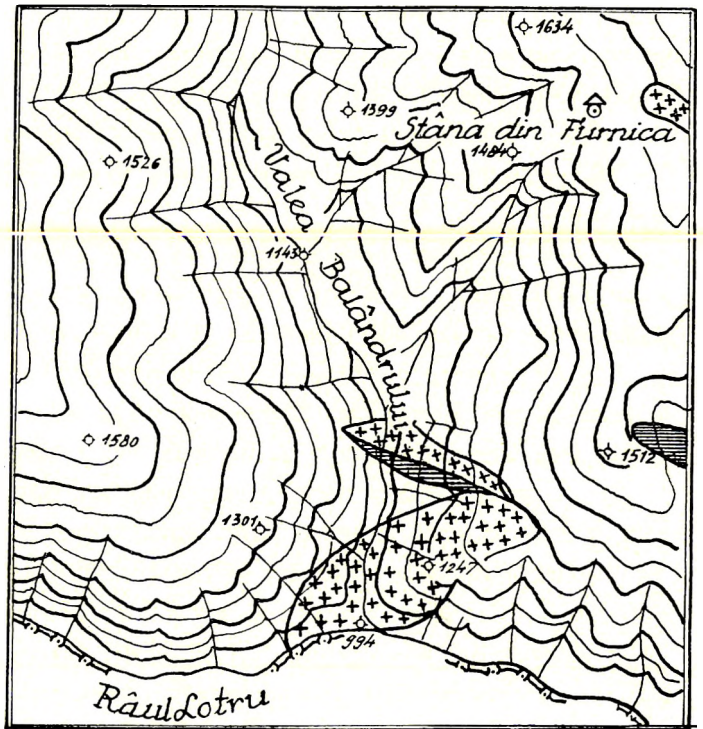


Fig. 42. Pegmatit und Amphibolit im Bălândrului-Tal. 6 = Amphibolit; 8 = Pegmatit.

Im Sebes-Tal, in der Nähe der alten Grenze gegen Rumänien kann man einige Pegmatite mit viel Biotit und rosenroten Mikroklinen beobachten (erster Typus).

Die vorher angeführten Pegmatite waren dagegen muskovitreiche Pegmatite mit überwiegend weissen Feldspaten (zweiter Typus).

In der Umgebung des Şurianu können folgende grössere Vorkommen erwähnt werden:

Am ziemlich flachen Rücken des Vrf. lui Petru (2183 m) treten mehrere Pegmatitgänge auf. Fünf grössere Gänge können auf der Karte aufgetragen werden. Streichrichtung: NO, also senkrecht zur Längsrichtung des Rückens. Ihre Breite erreicht ab und zu an einzelnen Stellen 80–100 m. Ihre Länge kann kaum mehr als einige hundert m bis 1 km erreichen. Die genaue Feststellung der Verhältnisse wird hier durch das Überwuchern des Krummholzes sehr stark gehindert. Der Vrf. lui Petru verdankt seine ansehnliche Erhebung unzweifelhaft den Pegmatiten, die hier im granatführenden Glimmerschiefer vorkommen. In der südlichen Fortsetzung des Rückens dieses Berges zwischen 1700 und 1740 m treten noch einige kleinere Gänge auf.

Das Tal des Râul Petrului (SW-lich Vrf. lui Petru) schliesst einige Gänge von geringer Mächtigkeit auf.

An der SW-lichen Lehne des Clăbucetul (1907 m, SW Vrf. lui Petru) stösst man auf einige dünnere Gänge. In deren Fortsetzung am Gipfel 1783 m des Magura mica-Berges kommen ebenfalls kleine Gänge vor.

Der flache Rücken des Vrf. Auşelului (1994 und 2013 m) besteht beinahe gänzlich aus muskovitreichem Pegmatit. Die Ausdehnung des Pegmatits kann man hier unter dem Rasen ungefähr in

1 km Länge und etwa 360 m Breite feststellen. Hier handelt es sich wahrscheinlich wieder um mehrere Gänge (Fig. 43).

Unmittelbar nach NW, zwischen den Koten 1994 m und 1987 m finden wir einen weiteren Gang. In der Fortsetzung des NO-Teiles des Vrf. Auşelului kann man ebenfalls einen Pegmatitgang beobachten.

Östlich vom Vrf. lui Petru, am Dealul Costeasa (1644 m) können die Pegmatite in zwei Gänge vereinigt werden, die nach NO verlaufen.

In der oberen Strecke des Valea Auşelului-Tales beobachtet man einige biotitführende Pegmatite.

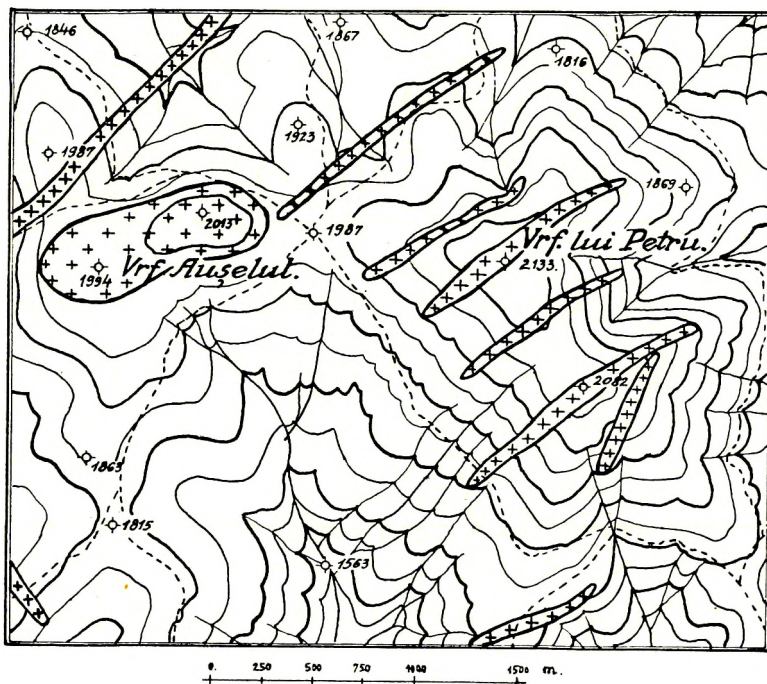


Fig. 43. Schematische Kartenskizze über die Verbreitung der Pegmatite in der Gegend des Vârful Auşelul und Vârful lui Petru.

An der Ostseite des Şurianu (2061 m) trifft man einen schmalen Gang mit N-licher Streichrichtung. Am SW-Rücken des Şurianu besteht die Kuppe 2002 m aus Pegmatit, dessen Streichrichtung nach NO verläuft. Auch die Kuppe 1872 m ist aus Pegmatit gebildet. Die höchsten Erhebungen am nach N verlaufenden Rücken des Şurianu bestehen aus Pegmatit: 1967 m, 2007 m, 2014 m. Diese können in einem Zug zusammengefasst werden. Südlich von der Stâna Negovanului (im nördlichen Gebiet des Şurianu), bei der Kote 1940 m sind drei kleine Gänge teilweise aufgeschlossen. Am oberen Rand des Kars des Jeserul mic am Şurianu kommt ein schmaler Gang vor.

Etwa 2300 m gegen W vom Şurianu besteht die Kuppe 1926 m aus Pegmatit. Am Dealul Prisaca an der O-Seite der Kote 1927 m steht ein 8–10 m mächtiger Pegmatit an (NO vom Şurianu).

Am Dosul lui Brat-Rücken besteht die SW-Seite der Kuppe 1604 m aus einem Pegmatit, der hier eine regellos begrenzte Masse von etwa 20 m Mächtigkeit bildet; seine Längsrichtung ist gegen SO gerichtet. Auf demselben Rücken, in 1750 m Höhe finden wir einen zweiten Gang.

Auf der 1899 m hohen Kuppe der Pârva, ferner einige m nach SO davon sind zwei Pegmatite teilweise aufgeschlossen (Fig. 44). Der 1895 m hohe Gipfel des Dealul Comarnicelul besteht aus einem höchstens 50 m mächtigen Pegmatitgang mit W–O-licher Streichrichtung.

Am Aufbau des langen Rückens des Dealul Dobrei (1827 m) sind auch einige Pegmatitgänge beteiligt, die stellenweise miteinander im Zusammenhang stehen. Sie bilden hier mit Unterbrechungen einen nach SW verlaufenden Zug von etwa 2 km Länge.

Im Valea Dobrei-Tal hat die Erosion mehrere schwache Pegmatitgänge aufgeschlossen: bei 1148 m, 1220 m, 1333 m ü. d. M. (barometrische Beobachtungen).

An der W-Seite des Dealul Negru (1866 m) liegt ein schmaler, etwa 2 km langer Pegmatitzug mit kurzen Unterbrechungen. Seine maximale Breite beträgt ab und zu 30–40 m. Bei dem nördlichen Ende des Dealul Negru, an der SO-lichen Seite der Kuppe 1802 m findet man wieder einen nicht gut aufgeschlossenen Gang. Etwa 400 m gegen O davon stößt man wieder auf einen anderen Gang mit NNO-licher Streichrichtung. Der 1714 m hohe Teil der Rovina besteht aus einem nach ONO streichenden Pegmatitgang. Etwa 500 m gegen O von der Stâna Gropsoarei führt der Fussweg entlang eines Ganges, der etwa in 400 m Länge mehr oder weniger aufgeschlossen wurde. Streichrichtung: NO, maximale Breite etwa 30 m.

Am Dimpul (1495 m) kommen kleinere Pegmatitnester vor. An den Kuppen 1539 m und 1341 m des Malea-Berges ist ein gegen NO verlaufender Gang aufgeschlossen. An den Kuppen

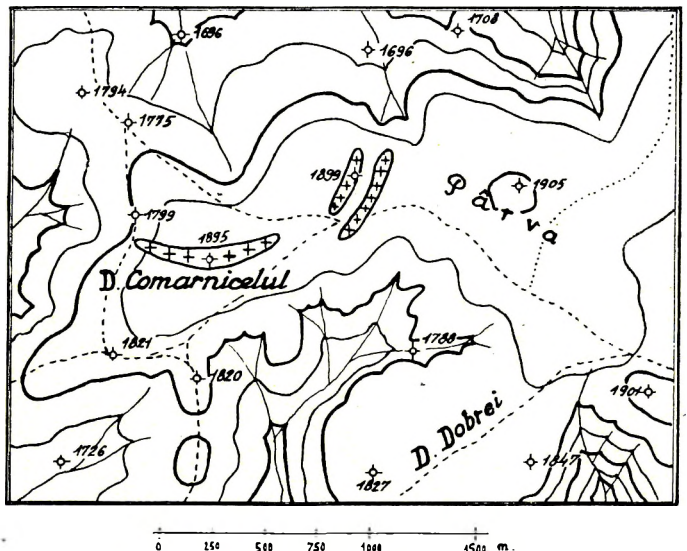


Fig. 44. Pegmatite in der Gegend des Dealul Comarnicelul (schematisch).

1383 m und 1419 m desselben Berges steht ein zusammenhängender Gang an; dieser hat seine Fortsetzung gegen SW in der Form von einigen schwachen Gängen. Südöstlich von der Stâna Malei, im Petrosului-Tal, in etwa 1029 m Höhe wurde ein Pegmatit teilweise aufgeschlossen.

In einer Entfernung von etwa 1 km gegen O von der Stâna Titianului stösst man auf anstehende Pegmatitfelsen mit viel Quarz.

An der O-lichen Seite der Kuppe 1647 m des Dealul Paltinei kreuzt der Reitweg einen gegen NO streichenden Gang, der etwa 200 m westlich der Kote 1658 m ansteht. In dieser Gegend, zwischen Dealul Comanului und D. Paltinei kommen mehrere Pegmatite in den granatführenden Glimmerschiefern vor. Der eine der grössten steht in der Nähe der Stâna Comanului an: zwischen den Koten 1579 m und 1523 m, südöstlich von der genannten Stâna bildet dieser Pegmatit (mit Unterbrechungen) eine etwa 450 m lange und 20–150 m breite Einlagerung. Die Glimmerschiefer bilden hier die nördliche Flanke einer grossen Synklinale.

In mächtiger Ausbildung tritt der Pegmatit an der nördlichen Lehne des Cujerele (1478 m), hinunter bis zum Râul mare-Bach auf. Im Tal des Baches zwischen 1155 m und 1167 m (barometrische Beobachtungen) wird der Pegmatit vom Tal durchquert; gegen N zieht sich der Pegmatit bis zum Tal des Râul Bosorog hinunter. Hier kommen mehrere Pegmatitgänge und Nester dicht nebeneinander im Granatglimmerschiefer vor. Die Länge dieses Pegmatitgebietes beträgt in N–S-licher Richtung etwa 3 km, die Breite ungefähr 1·8 km. Die Glimmerschiefer fallen hier gegen S unter 40–50° ein.

Im Râul mare-Tal, in der Nähe der Kote 1286 m, an der S-Seite des Serpentinstockes

befindet sich ein ziemlich gut aufgeschlossener Pegmatitgang. Weiter gegen N im Tal, bei etwa 1277 m wird das Tal durch einen Pegmatitgang gekreuzt.

An der SO-Lehne des Dealul Comanului treten mehrere Gänge auf.

Der breite Rücken der Scârna (1660 m), der gegen NO zum Valea Scârnei-Tal hinunterführt, besteht in 1·6 km Länge und 450 m Breite aus Pegmatit mit wenig zwischengeschaltetem Glimmerschiefer (Fig. 45). Der Granatglimmerschiefer fällt hier gegen SO unter 30° ein. Hier bildet der Pegmatit wieder einen ziemlich hoch emporragenden Rücken. Weiter gegen NW besteht der Gipfel des Dealul Zebrului (1597 m) aus Pegmatit.

Von einem mächtigen Pegmatitzug wird der in NW-licher Richtung

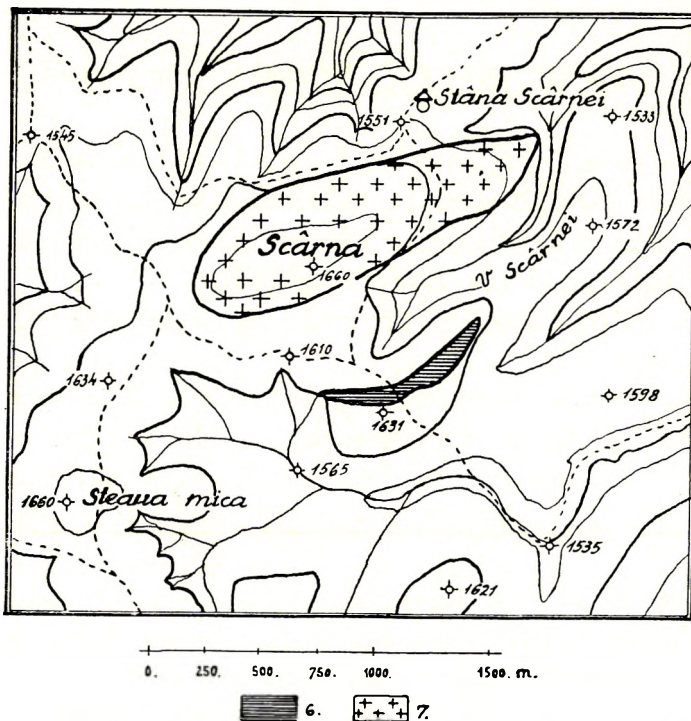


Fig. 45. Pegmatit am Rücken des Berges Scârna.
6 = Amphibolit; 7 = Pegmatit.

ausgebildete Rücken des Lupsa-Berges (1489 m) aufgebaut. Die Länge des Zuges erreicht in NW-licher Richtung etwa 2 km, die maximale Breite misst etwa 450 m. An der südlichen Lehne des Rechita-Berges (1238 m) findet man zwei Gänge. Am Südabhang des Ivanişul (1400 m), sowie am Dealul Comarnicele (1488 m) kommen wieder Pegmatite vor.

Im Gebiet, welches unmittelbar nördlich vom Massiv der Frumoasa liegt, kommen mehrere Gänge auf denjenigen Rücken vor, die gegen N die Fortsetzung des Gebietes der Foltea bilden. So besteht z. B. die Kuppe 1859 m der Coasta Mioarelor aus Pegmatit; etwa 250 m gegen SW davon tritt ein anderer Gang im Granatglimmerschiefer auf. Diese sind etwa 30–100 m breit. Weiter gegen NO findet man auf demselben Kamm noch einige Gänge. Alle sind hier konkordant den Glimmerschiefern eingeschaltet.

An der Südseite des Vârful Strâmba mare (1831 m) sind auch Vorkommen bekannt. An der Tortura wurden ebenfalls einige Gänge beobachtet. Am Dealul Casile (1603 m) stösst man sowohl an der Nord-, wie an der Südseite auf Pegmatit.

Eine mächtige Pegmatitmasse von einer Flächenausdehnung von ungefähr 0,5 km² liegt an der W-Seite der Kolonie Bistra.

Das Bistra-Tal wird in etwa 1010 m Höhe (barometrische Beobachtung) durch einen Pegmatitgang durchquert. Streichrichtung: NNO.

Im Glimmerschiefer zwischen Picioarele Cailor (1586 m) und Dealul Pogoana (1426 m) kommen zwei grössere Gänge vor. Streichrichtung NW. Einfallen der Glimmerschiefer: 15°–30° gegen SW.

Der schmale Kamm des Balele-Berges zwischen 1578 m und 1616 m besteht aus einem Pegmatitgang.

Am Nordrande der Kolonie Dus, sowie bei der Stâna Sfredelui kommt ebenfalls Pegmatit vor.

In der eigentlichen Schiefergneiszone, z. B. in der Gegend des Dobra-Tales und nördlich davon kommen im allgemeinen weniger mächtige Gänge vor, z. B. an der Südseite des Dealul Captan (1227 m), im Dobra-Tal in etwa 650 m Höhe, am rechten Ufer des Lucarate-Tales, im Tal des Râul Ardeului in etwa 1180 m Höhe (barometrische Beobachtung) usw.

Im Gebiet östlich und nordöstlich von dem Frumoasa-Massiv finden wir ebenso häufig Pegmatite, wie im westlichen Teil des Gebirges.

An der SO-Lehne des Conţul mare (2083 m), bei der Höhenkote 2038 m ist ein höchstens etwa 20 m mächtiger Gang im Glimmerschiefer eingelagert. Der Glimmerschiefer führt hier Granat, Staurolith, Disthen, Turmalin. Einfallen: nach NW unter 10–20°. Der Glimmerschiefer enthält hier viele dünne Pegmatitinjektionen. Am südlichen Kamm des Bălândrul mare (2210 m) führt der Glimmerschiefer ebenfalls schmale Pegmatitadern.

Auch in diesem Gebiet bildet der Pegmatit oft hohe Käme oder Gipfel; so z. B. im nördlichen Teil des Conţul mare, wo der Gipfel 1712 m, südlich der Stâna din Conţul mare aus Pegmatit besteht und eine im Granatglimmerschiefer emporragende Kuppe bildet.

Der Negovanul mare (2136 m) besitzt einen Kamm, der gegen N verläuft. Der 1905 m hohe Gipfel desselben (ebenfalls Negovanul mare genannt) besteht aus Pegmatit (Fig. 46). Der Granat-

glimmerschiefer (mit Disthen und Staurolith) ist hier durch schwache Pegmatitgänge stark injiziert worden. Einfallen unter 20° gegen NW.

Die Kuppe 1719 m des Vârful Buklia führt in der Streichrichtung einen Pegmatitgang. Einfallen: 30° gegen NO. Der Gipfel des Pleşul mic (1421 m), zwischen Râu Sadului und Valea Sedurelul besteht aus sehr grobkörnigem Pegmatit.

Die Ostseite des Dealul Panta (1785 m) führt einige Gänge. Der Glimmerschiefer scheint hier viele Pegmatitadern zu enthalten.

Im Râu Sadului-Tal findet man Schiefergneise, die ab und zu durch schwache Pegmatitgänge unterbrochen werden. Auch sehr dünne Amphibolit-einlagerungen sind hier vorhanden. Bei der Einmündung des Cindi-Tales (etwa 800 m ü. d. M.) lässt sich ein Pegmatitgang im Streichen über etwa 400 m verfolgen. Einfallen gegen O unter $35^\circ-40^\circ$. Weiter aufwärts im Tal, in etwa 875 m und 1060 m Höhe (beide barometrisch beobachtet) stösst man auf Pegmatit.



Fig. 46. Pegmatit auf der Kuppe 1905 m des Negovanul mare.

Im westlichen Teil des Vârful Tomnaticiei (1555 m), am Rücken NO-lich von der Heltauer Hütte, ferner am Dealul Porco (1349 m), sowie im Ivan-Tal bei etwa 820 m Höhe (barometrische Beobachtung) findet man mehrere Pegmatitgänge. Am Ostabhang des Valea Pinului-Tales (Nebental des Râu Sadului), bei der Kuppe 930 m stehen Pegmatitfelsen an.

Im südwestlichen Teil des Teieşul (966 m, W-lich Orlát) kommen im Paragneis Pegmatite vor. Im Tal des Râu Zibin, wie am Rücken des Dealul Carunariului (1140 m), der gegen N in das genannte Tal hinunterführt, kommen mehrere Gänge im Augengneis vor. Einfallen $30^\circ-50^\circ$ gegen SW.

SW-lich Guraro, am Kamm des Groşul Muierii besteht die Kuppe 1176 m aus einem nach WNW streichenden Pegmatitgang. Die Kuppe 1245 m des Valare wird von einem Pegmatitgang gebildet, der konkordant den Paragneisen eingelagert liegt. Streichen: WNW.

Am gegen SO verlaufenden schmalen Kamm des Oncesci (1714 m) wurde der Granatglimmerschiefer durch mehrere Gänge abgelöst.

Am Dealul Plaiului (1287 m südlich Resinár) treten mehrere Gänge auf. Diese sind entweder konkordant in den Glimmerschiefern eingelagert, oder aber sie durchdringen dieselben unregelmässig. Etwa 800 m gegen NO und etwa 1200 m gegen S von der Kote 1287 m beobachtet man etwas grössere Pegmatitmassen. Streichen an beiden Punkten NW. An der Faţa Cretului (1289 m), besonders im südlichen Teil derselben kommen einige Gänge vor.

Der schmale Kamm des Gyhan ist in etwa 1600 m Höhe überwiegend aus Pegmatit (mit etwas Amphibolit) aufgebaut.

Wo der Weg von der Kolonie Şanta in das Tal des Râu Stesii einbiegt, steht eine biotitführende Pegmatitmasse mit rosafarbenen Mikroklinen an.

Die *Aplite* besitzen im allgemeinen viel geringere Dimensionen und kommen spärlicher vor. Auf die geologische Karte können sie überhaupt nicht eingetragen werden.

Aus diesen Daten sieht man das häufige Vorkommen der Pegmatite. Die Muskovitpegmatite mit weissen, oder schwach rosafarbenen Feldspaten herrschen sehr stark vor.

PHYSIOGRAPHIE DER PEGMATITE.

1. BIOTITPEGMATITE.

PEGMATIT, FRUMOASA-TAL, IN DER NÄHE DER ALTEN RUMÄNISCHEN GRENZE.

Dieser Pegmatit gehört in die erste Gruppe der Pegmatite. Das Gestein bildet einen 2—3 m mächtigen Gang. Es zeigt eine typisch grobkörnige, pegmatitische Ausbildung.

Megaskopisch kann man die rosafarbenen, grossen Mikrokline, die weissen Plagioklase, die farblosen Quarzkörner, ferner kleine, schwarze Biotitblättchen und selten einige Magnetitkörnchen erkennen. Die Dimensionen des Kalifeldspates sind gross, oft 2—4 cm: die Plagioklase sind etwas kleiner (die grössten Individuen messen höchstens 3 cm), die grössten Quarzkörner sind im Durchschnitt etwa 0·5—1·0 cm gross. Die rosenroten Kalifeldspatindividuen sind stellenweise in 8—10 cm grossen Anhäufungen ausgebildet. Diese Haufen enthalten neben dem Kalifeldspat nur wenig Plagioklas und Quarz.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, etwas *Chlorit* (sekundär), *Muskovit*, *Epidot*, *Titanit*, *Magnetit*, *Apatit*.

Der *Mikroclin* ist lichtrot gefärbt. Er bildet Körner mit ganz unregelmässiger Umgrenzung. Die Korngrösse schwankt, es gibt ganz kleine und einige cm grosse Körner. Die Individuen zeigen meist eine scharfe Gitterung. Einzelne grössere Körner sind etwas flau gegittert. Die Auslöschung auf Spaltblättchen nach (001) beträgt als Maximum 16°. Der *Mikroclin* enthält manchmal dünne, kurze Spindeln von *Albitoligoklas*. *Myrmekit*bildungen sind stark verbreitet.

Der *Myrmekit*feldspat grenzt sich gegen den *Mikroclin* durch konvexe Flächen ab. Die Quarzstengel im *Myrmekit* sind divergent strahlig, mehr oder weniger gebogen und sie stehen ungefähr senkrecht zu diesen Flächen. Die Grenzfläche zwischen *Mikroclin* und *Myrmekit* ist manchmal gekerbt oder gezähnt. Der *Myrmekit*plagioklas ist ein *Albitoligoklas*: $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$, $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$. Das Verhältnis der Breite der Quarzstengel zur Breite der dazwischen liegenden Plagioklase wurde wie 1:4 gefunden. Dieses Verhältnis stimmt mit den Beobachtungen im Granitgneis überein.

Die Mikrokline sind frisch. Sie sind oft von Quarzkörnern mikropegmatitisch durchwachsen. *Plagioklas*, *Muskovit*, *Biotit*, *Apatit* sind als Einschlüsse beobachtet worden.

Die grösseren Mikroklinkörner werden oft von einem Gemenge von sehr kleinen *Mikroklinen*, *Quarzen* und *Plagioklasen* umgeben. Diese kleinen Körner erscheinen als eine Mörtelsubstanz zwischen den grösseren Individuen.

Der *Plagioklas* bildet meist ganz unregelmässig umgrenzte, xenomorphe Körner. Die Dimensionen schwanken; die grössten Individuen erreichen Durchmesser bis 3 cm. Meist sind sie 1·6 bis 6·5 mm gross.

Die Plagioklase sind immer verzwillingt. Albitzwillinge herrschen vor. Daneben sind aber auch Perikline — teils gleichzeitig mit dem Albitgesetz, teils selbständig — verbreitet. Die Zwillingslamellen sind im allgemeinen sehr schmal. Mitunter kommen schmale und breite Zwillingslamellen an demselben

Individuum vor. Ab und zu sind die Zwillingslamellen etwas gebogen. Einige Plagioklase löschen etwas wogend aus. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 10^\circ = 11\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 12^\circ = 10\% \text{ An.}$

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+89^\circ$	$+83^\circ$	$+8^\circ = (010) = 13\% \text{ An.}$
S	-78°	$+13^\circ$	$-88^\circ = (001) = \text{etwa } 12\% \text{ An.}$
	$2V_1 = +83^\circ$		

4. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

Eine deutliche Zonarstruktur ist nicht zu beobachten.

Die Plagioklase sind oft nicht ganz frisch. Sie enthalten *Serizit*blättchen, viel seltener auch sehr kleine *Epidot*körner.

Viele Plagioklaskörner sind von *Quarzkörnern* durchwachsen. Die kleinen *Quarzkörner* zeigen dabei oft dieselbe Orientierung. Diese mikropegmatitische Durchwachsung kommt überwiegend in den kleinen Plagioklaskörnern vor. Die Plagioklase enthalten manchmal kleine *Mikrolinkörner*. Diese Mikroklase sind meist ganz regellos umgrenzt. Manchmal sind die kleinen Mikrolinkörner, die in einem grösseren Plagioklas vorkommen, übereinstimmend orientiert. Der *Biotit* wurde ebenfalls als Einschluss im Plagioklas beobachtet. Oft sind die Plagioklase in grössere Gruppen angehäuft, in denen nur wenig Mikroklin und Quarz vorkommen.

Die *Quarze* haben meist mehr oder weniger isometrische Durchschnitte. Sie sind regellos umgrenzt. Der Durchmesser der Körner schwankt meist zwischen 0.25 und 1.2 mm, seltener bis 3 mm; einige Körner erreichen Dimensionen bis einige cm. Die Anzeichen einer schwachen Kataklastik: sehr schwache Felderteilung und undulöse Auslöschung lassen sich beobachten.

Fast alle *Quarzkörner* sind reichlich mit sehr kleinen Interpositionen beladen. Diese erscheinen in Reihen, Zügen, Schwärmen geordnet oder in ganz regelloser Verteilung. Sie sind Flüssigkeitseinschlüsse meist mit beweglicher Libelle (flüssige Kohlensäure). Diese Flüssigkeitseinschlüsse zeigen häufig eine vieleckige Umgrenzung, seltener sind sie kugelförmig. Sie sind für dieses Gestein sehr charakteristisch.

Als Einschlüsse kommen auch *Mikroclin* und *Plagioklas* vor. Diese erscheinen als Folge der mikropegmatitischen (schriftgranitischen) Durchwachsungen von Feldspat und Quarz. Diese mikropegmatitischen Durchwachsungen sind besonders für die kleinen Feldspate charakteristisch. Die grossen Feldspate hingegen sind oft von kleinen Körnern von *Quarz*, *Mikroclin* und *Plagioklas* umgeben. Diese, aus kleinen Körnern gebildeten Gruppen sind manchmal in einer Richtung — und zwar ungefähr parallel zur (001)-Fläche mancher *Biotit*blättchen — etwas gestreckt. Der Durchmesser dieser Gruppen schwankt vorwiegend zwischen 1.7 und 2.5 mm. In diesen Gruppen zeigen die Feldspat- und Quarzkörner keine tiefen Einbuchtungen und Verzahnungen. Die Korngrösse schwankt hier überwiegend zwischen 0.08 und 0.25 mm. Die mikropegmatitischen (schriftgranitischen) Durchwachsungen sind hier sehr stark verbreitet.

Das Gestein enthält wenig *Biotit* und zwar in regelloser Verteilung zwischen die Quarz- und Feldspatkörner eingezwickelt. Die Umgrenzung der Blättchen ist unregelmässig, nur (001) ist immer scharf

entwickelt. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0·10 und 0·8 mm; grössere Blättchen sind seltener. Der Pleochroismus der Biotite ist stark: α = lichtgelb, γ = sehr dunkelbraun, mit schwach olivgrünem Stich. $\beta \leq \gamma$. $2V\alpha = 0^\circ$.

Der Biotit unterlag manchmal einer mehr oder minder fortgeschrittenen Zersetzung. Bei beginnender Umwandlung erhält der Biotit eine rostbraune Farbe (aber ohne Limonitausscheidung) mit α = dunkel bräunlichgelb, γ = rotbraun. Die weitere Umwandlung führt zur Chloritisierung: einige Teile oder ganze Blättchen wurden in schwach doppelbrechenden, optisch negativen *Chlorit* übergeführt, wobei α = licht grünlichgelb, γ = bläulich grün ist. Die Chloritbildung scheint mit Epidotbildung Hand in Hand zu gehen. Diese Umwandlungen sind nicht durch Oberflächenverwitterung entstanden, sondern lediglich die Folgen der hydrothermalen Nachphase der Pegmatitbildung. Die Chloritbildung führt zur Ausscheidung von etwas Eisenerz. Als Einschlüsse in manchen Biotiten kommen *Magnetit*, *Titanit*, *Epidot*, *Apatit* und seltener *Zirkon* vor. Das letzte Mineral ist mit einem dunklen pleochroitischen Hof umgeben.

Der *Muskovit* kommt viel spärlicher, als der Biotit, oft in Begleitung des letzteren Minerals vor. Durchmesser der Blättchen: 0·10 bis 0·6 mm, selten grösser.

Biotit und Muskovit, in reichlicher Begleitung von Quarz und etwas Epidot kommen in dünnen Streifen vor, welche die aus grösseren Feldspaten und Quarzen aufgebauten Gruppen umhüllen. Die glimmerführenden, feinkörnigen Streifen führen nur sehr wenig Feldspat. Manche grosse Feldspatindividuen werden separat von einer glimmerigen Hülle umgeben.

Der *Epidot* kommt sehr untergeordnet vor. Er lässt sich meist in der Nähe der Biotite beobachten. Die etwas grösseren Körner treten in der Gesellschaft der Feldspate auf. Korngrösse: 0·01 bis 0·25 mm, seltener bis 0·5 mm. Der Pleochroismus ist schwach: α = farblos, β = sehr licht gelblich, γ = sehr lichtgelb. $2V\alpha$ = etwa 84° . $\gamma - \alpha = 0\cdot036$. Manche Epidote lassen gut beobachten, dass sie auf Kosten der Feldspate und der Biotite entstanden sind.

Der *Titanit* wird selten beobachtet, in ziemlich scharf idiomorphen oder ellipsoidischen, im Dünnschliff farblosen bis graulichen Körnchen. Er tritt meist zwischen den Glimmerblättchen oder als Einschluss im Biotit auf. Ab und zu umhüllt er kleine *Magnetit*körnchen.

Etwas mehr verbreitet ist der *Magnetit*. Seine Körner erreichen hier und da Dimensionen bis 3 mm; meist sind sie viel kleiner. Die kleineren (0·01 bis 0·06 mm) sind manchmal idiomorph (Oktaëder), die grösseren immer xenomorph ausgebildet. Sie kommen entweder als Einschlüsse im Biotit, seltener im Muskovit, oder aber selbständig zwischen den Glimmern und auch unabhängig von den Glimmern vor. Sie sind manchmal mit einer schwachen Titanithülle umgeben.

Der *Apatit* erscheint in kleinen, ellipsoidischen, oder unregelmässig umgrenzten Körnchen, vorwiegend in den Biotiten, aber auch unabhängig.

Sehr selten beobachtet man den *Zirkon*. Seine farblosen, prismatisch ausgebildeten, jedoch terminal etwas abgerundeten Kriställchen bilden meist Einschlüsse im Biotit.

Die chemische Analyse des Pegmatits ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	72·91%
TiO ₂	0·12
Al ₂ O ₃	15·44
Fe ₂ O ₃	0·21

FeO	1·23
MnO	0·03
MgO	0·59
CaO	2·10
Na ₂ O	4·52
K ₂ O	3·01
H ₂ O+110°	0·58
H ₂ O-110°	0·13
P ₂ O ₅	Sp.
Summe	100·87

Analytiker: T. TAKÁTS.

Die Parameter nach OSANN: $s=78·74$, $A=6·79$, $C=2·42$, $F=2·25$, $T=0·59$, $n=6·95$.
Reihe= β , $k=1·65$; $a=17·8$, $c=6·3$, $f=5·9$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=370·0$, $al=46·0$, $fm=10·5$, $c=11·5$, $alk=32·0$, $k=0·31$,
 $mg=0·42$; $qz=+142·0$, $ti=0·46$, $h=9·80$, $\%_{fm}=1·09$, Schnitt=VI.

Zum Vergleich: Typus des *engadinitgranitischen Magmas*: $si=420·0$, $al=44·0$, $fm=12·0$,
 $c=6·0$, $alk=38·0$, $k=0·50$, $mg=0·25$, Schnitt=IV.

Aus diesem Typus: $si=374·0$, $al=42·5$, $fm=15·0$, $c=8·5$, $alk=34·0$, $k=0·52$, $mg=0·19$,
Schnitt=IV. (*Mikropegmatitischer Granit*, Kl. Birkenkopf, Harz.)

Ferner: $si=372·0$, $al=47·0$, $fm=8·5$, $c=11·0$, $alk=33·5$, $k=0·40$, $mg=0·33$. Schnitt=VI.
(*Mill-Creekganit*, Montana.)

Da der Wert von $k=0·31$, steht der Pegmatit an der Grenze des trondhjemitischen Magmas,
für welches $k<0·31$. Typus des *trondhjemitischen Magmas*: $si=350·0$, $al=42·0$, $fm=12·0$, $c=11·0$,
 $alk=35·0$, $k=0·23$, $mg=0·27$, Schnitt=V.

Aus diesem Typus: $si=371·0$, $al=46·0$, $fm=9·0$, $c=11·0$, $alk=34·0$, $k=0·20$, $mg=0·33$,
Schnitt=VI. (*Trondhjemit*, Opdal-Inset, Norwegen.)

Der Chemismus des Pegmatits entspricht daher der chemischen Zusammensetzung der engadinit-
granitischen Magmen, jedoch mit Übergang zu den trondhjemitischen Gesteinen.

PEGMATIT VOM ŞURIANU.

Am Südadhang des Şurianu, südlich der höchsten Spitze (2061 m ü. d. M.), in einer Ent-
fernung von etwa 4–5 km zieht sich in O–W-licher Richtung ein Nebental des Auşelbaches,
welches in der Nähe des Jägerhauses Auşel mündet. In diesem kleinen Tal, in der Nähe der Mün-
dung tritt ein biotitführender Pegmatitgang im Glimmerschiefer auf.

Dieser Pegmatit gehört ebenfalls in die erste Gruppe der Pegmatite. Dieses Gestein scheint
dem soeben beschriebenen Pegmatit vollkommen ähnlich zu sein, nur ist es etwas gröber körnig. Rosa-
farbener Kalifeldspat in mehrere cm grossen Individuen, weisser, zwillingslamellierter Plagioklas, ferner
Quarz und Biotit lassen sich megaskopisch erkennen.

Die Gemengteile sind: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, etwas *Chlorit*, wenig *Muskovit*,
Epidot, *Titanit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der rosafarbene *Mikroclin* bildet mehrere cm grosse, mit unregelmässiger Umgrenzung xenomorph entwickelte Individuen. Er zeigt typische Gitterstruktur. Die Auslöschungen auf Spaltblättchen nach (001) und (010) ergeben die für den Mikroclin charakteristischen Werte (16° , resp. 5°). In manchen Schnitten lassen sich auch mikroperthitische Entmischungen beobachten. Die mikroperthitischen Spindeln von *Albitoligoklas* sind meist kurz.

*Myrmekit*bildungen sind in erster Linie in den kleinen Mikroclinkörnchen verbreitet. Der Myrmekitfeldspat grenzt sich gegen den Mikroclin durch konvexe Flächen ab, die Quarzstengel sind divergent strahlig und schwach wellenförmig gebogen. Die Grenzfläche zwischen Myrmekit und Mikroclin scheint bisweilen etwas gezähnt oder gekerbt zu sein.

Als Einschlüsse im Mikroclin kommen überwiegend kleine Quarzkörner von mehr rundlicher als gestreckter Gestalt vor. Diese zeigen manchmal in grösserer Menge dieselbe Orientierung. Sie sind eigentlich keine echten Einschlüsse, sondern mikropegmatitische (schriftgranitische) Durchwachsungen von Quarz mit Mikroclin. Weitere Einschlüsse sind: *Plagioklas*, sehr wenig *Biotit* und Spuren von gelbgrünem *Epidot* als sekundäres Produkt in manchen Spaltrissen.

Zur chemischen Analyse des Mikroclins wurde unter dem Mikroskop gründlich gereinigtes Material verwendet. Die Albitoligoklasschnüre konnten nicht eliminiert werden.

Das spez. Gew. des Mikroclins beträgt 2.562 (an 3.5657 g u. d. M. ausgewähltem Material, pyknometrisch bei 20° C bestimmt und auf 4° C bezogen).

Die chemische Analyse (ausgeführt im wesentlichen nach den Methoden von WASHINGTON) ergab:

SiO ₂	64.86%
Al ₂ O ₃	18.65
Fe ₂ O ₃	0.41
MnO	Sp.
MgO	0.07
CaO	0.21
Na ₂ O	2.12
K ₂ O	13.08
H ₂ O+110°	0.40
Summe	99.80

Analytiker: A. VENDL

Aus diesen Daten lässt sich die folgende Zusammensetzung berechnen:

Mikroclin	79.5 Mol. %
Albit	19.5 „ %
Anorthit	1.0 „ %

Dabei bleibt ein kleiner Überschuss von Al₂O₃ (0.0058 Molekularquotient) und von SiO₂ (0.0308 Molekularquotient), welche in den spurweise vorhandenen Einschlüssen von Biotit (auch MgO, teilweise Fe₂O₃ und H₂O) und Quarz enthalten sind, die nicht ganz vollständig entfernt werden konnten.

Oft sind die Mikrocline in grösseren (6–10 cm) Gruppen angehäuft, die nur wenig Plagioklas und Quarz enthalten.

Der *Plagioklas* erscheint in einige cm grossen xenomorphen Kristallen. Seine Individuen sind entweder zwischen Mikroklin und Quarz verteilt, oder aber sie sind in Gruppen angehäuft. Alle Individuen sind verzwillingt. Die Zwillingslamellen sind sehr schmal und zahlreich. Albitgesetz ist die Regel, Periklinzwillinge wurden seltener beobachtet. Die Zwillingslamellen sind manchmal schwach gebogen. Die chemische Zusammensetzung der Plagioklase variiert ungefähr zwischen denselben Grenzen, wie im vorigen Pegmatit.

1. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: (010)= $10^\circ=13\%$ An.
 2. Schnitt $\perp \alpha, \gamma'$ zur Spur der Periklinlamellen= $14^\circ (86^\circ) = 14\%$ An.
 3. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010)= $10^\circ=11\%$ An.
- | | α | β | γ | |
|----------------------|-------------|-------------|-------------------------------------|-------------------|
| 4. $A_{1-2}=P_{1-2}$ | 90° | $+70^\circ$ | $+8^\circ=(010)=$ | Albit= 11% An. |
| S | -80° | $+14^\circ$ | $-84^\circ=(001)=$ | etwa 12% An. |
| | | | $2V_1=+82^\circ$; $2V_2=+84^\circ$ | |
-
- | | α | β | γ | |
|--------------|------------|-------------|-------------------|----------------------|
| 5. A_{1-2} | 90° | $+73^\circ$ | $+5^\circ=[010]=$ | Periklin= 10% An. |

Zonarbau konnte nicht beobachtet werden.

Viele Plagioklase, besonders die kleineren Kristalle, sind von Quarz mikropegmatitisch durchwachsen. Die kleinen Quarze erscheinen im Durchschnitt als rundliche oder stengelige Einschlüsse. Oft zeigen sie im Plagioklas in grösserer Ausdehnung dieselbe Orientierung.

Mehrere Plagioklase sind trüb, durch sekundäre Bildung von *Serizit*blättchen, welche sich in den Spaltrissen angesiedelt haben. Manchmal werden auch kleine *Mikroklinkörnchen* und *Biotit*blättchen als Einschlüsse beobachtet.

Der Quarz bildet farblose, xenomorphe, mehr isodiametrische als gestreckte Körner. Spuren einer Kataklyse zeigen sich in schwacher Felderteilung und wogender Auslöschung. Flüssigkeitseinschlüsse sind sehr verbreitet. Die beweglichen Libellen sind manchmal relativ sehr gross.

Die grossen Mikrokline und Plagioklase sind oft von einem Gemenge von kleineren Mikroklin-, Plagioklas- und Quarzkörnern umgeben. Zwischen diesen kleinen Körnern kommen meist auch einige Biotitblättchen vor. Derartige Ausbildung der Pegmatite kommt oft auch in den Pegmatiten anderer Gebiete vor.

Der *Biotit* kommt spärlich vor. Seine Blättchen sind klein, manchmal erreichen sie jedoch Dimensionen bis 0.5–1 cm. Die Umrandung der Blättchen ist unregelmässig. Der Pleochroismus ist stark: α =lichtgelb, γ =dunkelbraun mit schwach olivgrünem Stich. $2V\alpha$ = um 0° herum.

Manche Biotite sind mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Die Chloritisierung beginnt an den randlichen Teilen oder entlang der Spaltrisse. Der Chlorit zeigt dieselben optischen Eigenschaften, wie im vorigen Gestein. Die Chloritbildung scheint mit Bildung von *Epidot* verknüpft zu sein.

Als Einschlüsse im Biotit wurden *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot*, *Titanit* und *Zirkon* beobachtet. Um das letzte Mineral hat sich ein schmaler, dunkler, pleochroitischer Hof ausgebildet.

Die Biotite — manchmal in Begleitung von etwas Muskovit — bilden ab und zu sehr dünne Lagen zwischen den grossen Feldspatgruppen.

Hier und da finden wir einige farblose *Muskovit*blättchen, meist in der Gesellschaft von Biotiten. $2V\alpha =$ etwa 39° .

Die Menge der Glimmer ist — im Verhältnis zu den Feldspaten und Quarz — sehr gering.

Der *Epidot* hat sich auf Kosten der Feldspate und Biotite gebildet. Seine Bildung hat sich in der letzten, wasserreichen Phase der Pegmatitbildung vollzogen.

Titanit, *Magnetit* und *Apatit* zeigen nichts besonderes.

Wie aus dieser Beschreibung ersichtlich, ähnelt dieses Gestein dem oben beschriebenen Pegmatit sehr stark.

PEGMATIT, RÂUL MARE, MAGURA-KLAUSE.

Dieser Pegmatit kommt in Begleitung von Granitgneis (Suriangneis) vor. Er besteht überwiegend aus lichtrosafarbenem Mikroklin (bis 6 cm Länge), ferner aus farblosem Quarz, Plagioklas, etwas Biotit und wenig Muskovit. Die Ausbildung der Gemengteile ist typisch pegmatitisch.

Der *Mikroklin* erscheint in unregelmässig umgrenzten, grossen Individuen. Er ist gegittert. Die Auslöschung an Spaltblättchen nach (001) schwankt zwischen 14° und $16\cdot5^\circ$. An einigen Stellen desselben Individuums scheint die Gitterung flau ausgebildet zu sein oder aber sie fehlt gänzlich.

Perthitische Entmischungen sind verbreitet. Die Albitsubstanz erscheint in Bändern und in spindelförmigen Streifen im Durchschnitt. Auf (010) bildet der Albit Bänder und Streifen von Längen bis 1·6 mm, ja mit Unterbrechungen sogar bis einigen mm. Die Umgrenzung dieser Streifen und Bänder ist etwas unregelmässig (Tafel VII, Fig. 3), die Breite derselben schwankt zwischen 0·0016 und 0·17 mm. Manchmal bilden die Streifen kurze Flecke. Die Streifen und Bänder liegen parallel der Vertikalachse und auf (010) schliessen sie mit den Spaltungslinien nach (001) 64° ein. Stellenweise sind diese Albitzüge äusserst dünn. In der unmittelbaren Umgebung der Albitstreifen pflegt die Gitterstruktur des Mikroklin viel stärker ausgeprägt zu sein, als in etwas grösserer Entfernung davon. Die Spaltung nach der Basis geht auch durch die Albitstreifen unverändert hindurch. Die Mikroklinsubstanz wiegt immer sehr stark gegenüber dem Albit vor.

Manchmal wird der Mikroklin durch parallel verlaufende, dünne Quarzlamellen mikropegmatitisch (schriftgranitisch) durchsetzt. Diese sind übereinstimmend orientiert. Auch im Schnitt kreisrunde Quarzkörnchen kommen in manchen Mikroklinen vor. *Plagioklas* und seltener *Biotit*, ferner *Muskovit* können ebenfalls als Einschlüsse beobachtet werden.

*Myrmekit*bildungen kommen ab und zu an den Rändern der kleineren Mikroklin Körner vor. Die Grenze zwischen Myrmekitfeldspat und Mikroklin wird durch krumme, konvexe Flächen gebildet und die Grenzfläche erscheint mitunter etwas gezähnt. Die Quarzstengel im Myrmekit sind divergentstrahlig, oder seltener beinahe parallel gestellt.

Die *Plagioklas*körner sind im allgemeinen kleiner, als die Mikrokline. Sie zeigen entweder unregelmässige Umgrenzung, manchmal mit zapfenförmigen Verlängerungen (Fig. 47), oder sind manchmal nach (010) abgeplattet. Viele Körner sind jedoch senkrecht zur Zwillinglamellierung gestreckt. Die Körner bilden immer polysynthetische Zwillinge. Das Albitgesetz herrscht vor; Zwillinge nach dem Periklingesetz — teils selbständig, teils gleichzeitig mit dem Albitgesetz — sind seltener zu beobachten. Die Zusammensetzung der Plagioklase wird durch die folgenden Daten gekennzeichnet:



Fig. 47. Zapfenförmige Verlängerungen von Plagioklas (P) gegen Quarz (Q). Lin. Vergr.: 80.

1. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.
2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 9^\circ = 12\% \text{ An.}$
3. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (001) = 15^\circ = 10\% \text{ An.}$
4. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 10^\circ = 11\% \text{ An.}$
5. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ
$+87^\circ$	$+83^\circ$	$+8^\circ = (010) = \text{Albit} = 13\% \text{ An.}$
$2V_1 = +82^\circ$		

Die Plagioklase sind durchaus frisch, nur seltener führen sie kleine Serizitschüppchen als sekundäre Umwandlungsprodukte.

Als Einschlüsse werden oft Quarzkörner von unregelmässiger oder kreisförmiger Umgrenzung beobachtet. Manche Plagioklase wurden von Quarzkörnern und Streifen in einheitlicher Orientierung durchwachsen. Diese Quarzkörner erreichen Dimensionen bis 1.0 mm. Weitere Einschlüsse im Plagioklas sind: *Mikroclin*, seltener *Biotit*, *Muskovit*, *Apatit* und *Magnetit*.

Der Quarz kommt in farblosen, regellos umgrenzten, mehr isodiametrischen als gestreckten Körnern vor. Seine Dimensionen schwanken von 0.03 bis 15.0 mm. Die Korngrösse zwischen 0.2 und 5.0 mm herrscht vor. Die grösseren Körner zeigen meist eine regellose Umgrenzung, besonders gegen die Plagioklase.

Die Quarzkörner zeigen meist Spuren der Kataklastik: sehr schwache Felderteilung und schwach wogende Auslöschung. Viele Quarzkörner sind mit Feldspaten mikropegmatitisch (schriftgranitisch) verwachsen. Kleine Flüssigkeitseinschlüsse in Reihen, Streifen, Schwärmen und Zügen geordnet, oder unregelmässig verteilt sind sehr verbreitet. Viele enthalten eine bewegliche Libelle (CO_2).

Zwischen den grösseren Feldspat- und Quarzkörnern kommt ein Gemenge aus kleinen Quarzen und Feldspaten vor. Die kleinen Körner umhüllen oft einzelne grössere Feldspat- oder Quarzindividuen. Die Umrandung der kleinen Körner ist unregelmässig, ab und zu mit tiefen Einbuchtungen, besonders zwischen Quarz und Plagioklas. Der Durchmesser dieser kleinen Körner schwankt meist zwischen 0.03 und 0.8 mm.

Glimmerminerale sind in mässiger Menge vorhanden. Unter ihnen herrscht der *Biotit* vor. Seine Blättchen sind von xenomorpher Ausbildung, nur (001) ist scharf. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 1.0 bis 10.0 mm, die häufigsten Dimensionen liegen zwischen 0.1 und 1.0 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ dunkelbraun, mit schwachgrünlichem Stich. $2V\alpha = 0^\circ$.

Einige Biotite wurden mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt, dabei hat sich etwas *Epidot* gebildet. Der Chlorit ist optisch negativ, pleochroitisch: $\alpha =$ farblos bis schwach lichtgelb, $\gamma =$ lichtgrün.

Als Einschlüsse im Biotit lassen sich *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot* und *Zirkon* erkennen. Das letzte Mineral wird von einem schmalen, pleochroitischen Hof umgeben.

Der *Muskovit* kommt spärlicher vor, als der Biotit. $2V\epsilon = 39^\circ$.

PEGMATIT, AUßEL-TAL, UNMITTELBAR ÖSTLICH VOM JÄGERHAUS AUßEL.

Ab und zu sind die Pegmatite etwas weniger grobkörnig, als die bisher beschriebenen Typen. Der Unterschied wird durch allmähliche Übergänge überbrückt.

In diesem Gestein haben die Körner durchschnittliche Dimensionen von ungefähr 1 cm. Nur einige Mikrokline sind grösser: bis 2 cm, sehr selten bis 4 cm.

Die Gemengteile sind dieselben, wie in den vorigen Typen: rosafarbener *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Muskovit* (sehr wenig), *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*. Die wichtigsten Eigenschaften dieser Mineralien stimmen mit jenen der vorigen Typen vollkommen überein. Der *Muskovit* kommt hier ausschliesslich in sehr kleinen Blättchen vor. Seine Rolle ist sehr gering.

Wie bereits in den vorigen Beschreibungen erwähnt wurde, führen diese Pegmatite oft mehr oder weniger *Epidot*. Die *Epidot*-bildung in den Pegmatiten wurde durch die pneumatolytisch—hydrothermale Tätigkeit in der letzten Phase der Pegmatitbildung hervorgerufen. Der *Epidot* hat sich teilweise auf Kosten der Feldspate, teilweise auf Kosten der *Biotite* (Eisen!) gebildet. Manchmal sind ziemlich grosse Mengen von *Epidot* entstanden, so dass die *Epidote* in manchen Pegmatiten in makroskopisch sichtbaren Mengen vorhanden sind.

2. MUSKOVITPEGMATITE.

PEGMATIT, VALEA GALBINA.

Das Gestein bildet einen etwa 1·5 m mächtigen Gang in Paragneisen. Es ist ein ziemlich feinkörniges Gestein; die Korngrösse schwankt zwischen 0·8 und 4·0 mm, seltener bis 10·0 mm. Die Struktur ist massig, ohne deutliche Spuren einer Schieferung.

Das Gestein zeigt weisse bis graulichweisse Farbe. Megaskopisch kann man die folgenden Mineralien erkennen: *Quarz*, farbloser bis weisser *Feldspat*, viel *Muskovit*, etwas *Biotit*, *Granat* (sehr selten) und sehr kleine, rote Flecke.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Granat*, *Magnetit*, *Zirkon*, *Apatit* erkennen.

Der *Mikroclin* bildet unregelmässig umgrenzte, xenomorphe Körner, manchmal mit buchtigen Konturen. Die Gitterstruktur ist meist scharf ausgebildet. Als Einschlüsse kommen sehr kleine *Plagioklas*-körnchen und *Quarz* vor. Die eingeschlossenen kleinen *Quarzkörnchen* zeigen manchmal genau dieselbe Orientierung (mikropegmatitische—schriftgranitische Durchwachsung). Seltener lassen sich kleine *Muskovit*-blättchen als Einschlüsse beobachten. *Myrmekit* mit *Albitspindeln* ist verbreitet.

Der vorherrschende *Feldspat* ist der farblose *Plagioklas*. Seine Körner sind xenomorph ausgebildet. *Zwillingsbildung* nach dem *Albitgesetz* ist die Regel, *Perikline* kommen ebenfalls häufig vor. Die *Zwillingslamellen* sind schmal und zahlreich.

$$1. \text{ Schnitt } \perp \alpha, \alpha':(010)=11^\circ=11\% \text{ An.}$$

$$2. \text{ Schnitt } \perp (010) \text{ und } (001), \alpha':(010)=8^\circ=13\% \text{ An.}$$

$$3. \alpha' < \omega, \gamma' < \varepsilon; \alpha' < \varepsilon, \gamma' < \omega.$$

	α	β	γ
4. $A_{1-2}=P_{1-2}$	90°	$+80^\circ$	$+7^\circ=(010)=\text{Albit}=\text{etwa } 12\% \text{ An.}$
S=	-80°	$+18^\circ$	$+83^\circ=(001)=\text{etwa } 10\% \text{ An.}$
	$2V_1=+81\cdot5^\circ$		

An einigen Körnern sind die *Zwillingslamellen* sehr schwach gebogen. Viele der *Plagioklas*-körner werden von *Quarz* mikropegmatitisch durchwachsen. Oft zeigen aber die eingeschlossenen *Quarz*-

körnchen verschiedene Orientierung. Kleine, regellos umgrenzte *Mikrolinkörner*, ferner ab und zu kleine *Biotitblättchen* können ebenfalls als Einschlüsse beobachtet werden. Einige Plagioklase enthalten sekundäre *Serizitschüppchen* entlang der Spaltrisse.

Die *Quarzkörner* sind isodiametrisch, mit regelloser Umgrenzung. Die Konturen zeigen manchmal starke Einbuchtungen. Sehr schwache Felderteilung und etwas wogende Auslöschung zeigen die Spuren einer Kataklaste. Flüssigkeitseinschlüsse in verschiedener Anordnung sind in den Quarzen sehr verbreitet. Oft enthalten sie eine bewegliche Libelle (CO_2). Manchmal erscheinen sehr kleine *Muskovitblättchen* als Einschlüsse im Quarz. Oft dringen die *Muskovitpakete* in die *Quarzkörner* hinein.

Der *Muskovit* erscheint in reichlicher Menge. Seine *Blättchen* bilden einige 0.1 mm bis 1 mm dicke *Pakete*; (001) ist immer scharf ausgebildet, die randliche Umgrenzung der *Blättchen* ist regellos. $2V\alpha=42^\circ$ (Mittelwert). $\gamma-\alpha=0.041$.

Der *Biotit* tritt sehr spärlich auf. Die Umgrenzung seiner *Blättchen* ist oft zerfetzt oder sogar zerfranst. Sein Pleochroismus ist stark: α =lichtgelb, γ =dunkelbraun, mit schwach grünlichem Stich. $2V\alpha=0^\circ$.

Als Einschlüsse im *Biotit* kommen *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon* vor. Um das letztere Mineral zeigt sich ein sehr dunkler, pleochroitischer Hof.

Ein sehr seltener Gemengteil ist der megaskopisch rosenrote *Granat*. Seine *Körnchen* sind klein (höchstens 1.0 mm). Er ist im Dünnschliff farblos und zeigt meist kreisrunde Durchschnitte.

Magnetit, *Apatit* und *Zirkon* zeigen nichts besonderes.

TURMALINREICHER PEGMATIT, GOTIA.

Auf der Kuppe 1818 m ü. d. M. des Dealul Gotia (S=lich von der Pietra alba) ist dem Glimmerschiefer ein Pegmatitgang ziemlich konkordant eingelagert. Dieser Pegmatit zieht in das Tal des Isvorul Gotia=Baches hinunter. Der Glimmerschiefer führt reichlich *Granat*, *Disthen*, *Staurolith* und *Turmalin*. Er liegt hier schwach undulös mit flachem Einfallen nach N und S: $1^h 5-10^\circ$ und $13^h 5-10^\circ$.

Der Pegmatit ist sehr grobkörnig. Megaskopisch können die grossen, weissen *Feldspate*, die *Turmaline*, *Muskovitblätter* und *Quarz* unterschieden werden. *Feldspat* und *Quarz* sind mehrere cm gross. Die megaskopisch schwarzen *Turmaline* erreichen 6–10 cm Länge bei einer Dicke von 2–3 cm. Der *Muskovit* bildet mehrere cm grosse *Lamellen* (Durchmesser bis 8 cm), die in dicke (bis 1 cm) *Pakete* zusammengefasst sind. *Biotit* ist in den Handstücken nicht beobachtet worden.

Die Gemengteile des Pegmatits sind: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Turmalin*, *Apatit*, *Zirkon*, *Magnetit*.

Der *Mikroclin* bildet unregelmässig umgrenzte, grosse *Kristalle*, deren Durchmesser bis 5–6 cm steigen können. Er ist weiss, im Dünnschliff farblos. Die Gitterstruktur lässt sich meist gut beobachten, besonders in Schnitten nach (001). Es gibt aber Stellen an demselben Individuum, wo die Gitterung schwach und flau ausgebildet erscheint oder gänzlich fehlt. Als Einschlüsse im *Mikroclin* wurden *Quarz*, *Muskovit* und *Plagioklas* beobachtet. Die *Quarzeinschlüsse* erreichen manchmal Dimensionen bis 0.5 cm, ebenso die *Muskovite*. Der *Quarz* durchdringt häufig in mikropegmatitischer (schriftgranitischer) Durchwachsung den *Feldspat*. Die *Quarzdurchschnitte* zeigen in diesem Falle dieselbe Orientierung.

Perthitische Entmischung mit sehr dünn ausgebildeten Albitschnüren beobachtet man sehr häufig in den Mikroklinen.

Der *Plagioklas* bildet etwas kleinere Individuen, als der Mikroklin. Seine Kristalle sind xenomorph ausgebildet, ab und zu sind sie nach (010) etwas abgeplattet. Er besteht immer aus vielen, schmalen Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz. Perikline erscheinen etwas seltener.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha':(010)=12^\circ=8\% \text{ An.}$
 2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha':(010)=11^\circ=12\% \text{ An.}$
 3. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha':(010)=10^\circ=11\% \text{ An.}$
- | | α | β | γ |
|----------------------|------------------|-------------|---|
| 4. $A_{1-2}=P_{1-2}$ | $+89^\circ$ | $+83^\circ$ | $+10^\circ=(010)=\text{Albit}=12\% \text{ An.}$ |
| S= | -80° | $+12^\circ$ | $+88^\circ=(001)=14\% \text{ An.}$ |
| | $2V_1=+83^\circ$ | | |
5. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

Der *Plagioklas* enthält oft Quarz und Mikroklin, ferner Muskovit als Einschluss. Mikropegmatitische (schriftgranitische) Verwachsung mit Quarz ist verbreitet.

Die *Quarzkristalle* sind ebenfalls xenomorph, oft mit stark regelloser Umgrenzung und mit tiefen Einbuchtungen. Schwache Spuren der Kataklyse können oft gut beobachtet werden: sehr schwache Felderteilung und schwach wogende Auslöschung. Flüssigkeitseinschlüsse kommen reichlich vor. Sie sind in Streifen, Reihen, Schwärmen geordnet, oder aber ganz regellos verteilt. Oft kann in denselben eine bewegliche Libelle (CO_2) beobachtet werden. *Turmalin* kommt ebenfalls als Einschluss vor.

Der *Muskovit* bildet grosse Blätter. $2V\alpha=38.5-40.5^\circ$, $2E=71^\circ 52'$ (an einem einzigen Blättchen bestimmt). Als Einschluss wurde sehr selten *Zirkon* beobachtet.

Der *Turmalin* (Schörl) bildet grosse Prismen (Tafel IV, Fig. 6). Terminal kann man keine kristallographische Umgrenzung erkennen. In der Prismenzone ist der trigonale Charakter meist gut sichtbar. Man kann oft die Form $\{10\bar{1}0\}$ mit drei Flächen und $\{11\bar{2}0\}$ mit sechs schmalen Flächen erkennen. Infolge der vorherrschenden Form $\{10\bar{1}0\}$ (mit drei Flächen) sind die Querschnitte trigonal. Der Pleochroismus des Turmalins ist sehr stark: ε =blassgelb, ω =dunkelbraun (oft mit schwachem Stich in's Grüne).

Als Einschlüsse im *Turmalin* wurden *Magnetit* und *Apatit* beobachtet. Oft enthält der *Turmalin* *Quarz* und *Muskovit*.

Die grösseren Individuen von Mikroklin, *Plagioklas* und *Quarz* werden oft von einem Gemenge kleiner Individuen dieser Mineralien umgeben. Diese kleinen Mikrokline enthalten manchmal *Myrmekit*. Die Grenze zwischen *Myrmekitplagioklas* und Mikroklin ist oft etwas gekerbt. Der *Myrmekitfeldspat* ist *Albit* oder *Albitoligoklas* ($\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$, $\alpha' < \varepsilon'$, $\gamma' < \omega$).

PEGMATIT, VĂRFUL LUI PETRU.

Am flachen Gipfel des Vrf. lui Petru (2183 m) treten einige Pegmatitgänge im Granatglimmerschiefer auf. Diese Pegmatite führen Muskovit.

Das hier näher untersuchte Gestein ist ein mittelkörniger Pegmatit. Die Dimensionen der Gemeng-

teile bleiben meist unter 1 cm. Megaskopisch kann man weisse Feldspate, Quarz und Muskovit unterscheiden.

U. d. M. erkennt man die folgenden Gemengteile: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit* (wenig), *Chlorit* (sehr wenig), *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Die xenomorphen *Mikrolinkörner* zeigen im allgemeinen eine gut ausgebildete Gitterung. Perthitische Entmischungen (mit *Albit*) können ebenfalls beobachtet werden. Ab und zu kommen auch *Myrmekit*-bildungen vor. Als Einschlüsse im Mikroclin wurden *Quarz*, *Plagioklas*, *Muskovit*, selten *Biotit* und *Apatit* beobachtet. Schriftgranitische Verwachsungen mit Quarz können ab und zu ebenfalls beobachtet werden.

Unter den Feldspaten herrscht der *Plagioklas* überwiegend vor. Seine xenomorphen Körner sind meist nach dem Albitgesetz zwillingslamelliert. Periklinzwillinge sind etwas seltener. Albit + Karlsbader-Komplexe findet man äusserst selten. Manchmal besteht ein Teil des Kornes aus Zwillingslamellen und diesen schliesst sich ein breiter, unverzwilligter Teil an.

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 8.5^\circ = 13\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 9^\circ = 11\% \text{ An.}$
3. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.
4. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 10^\circ = 15\% \text{ An.}$

Mikroclin, *Muskovit*, selten *Biotit*, viel *Quarz* kommen als Einschlüsse im Plagioklas vor. Die kleinen Quarzkörner bilden manchmal mikropegmatitische (schriftgranitische) Durchwachsung und zeigen dieselbe Orientierung.

Der *Quarz* tritt überwiegend in isodiametrischen, aber dabei meist stark unregelmässig umgrenzten Körnern auf. Sehr schwache Felderteilung und schwach undulöse Auslöschung können oft gut beobachtet werden. Die Körner sind reich an kleinen Flüssigkeitseinschlüssen, in welchen oft eine bewegliche Libelle vorkommt.

Der *Muskovit* bildet 0.5 mm dicke Pakete. Die Umrandung der Blättchen ist regellos. Als Einschluss kommt selten *Magnetit* in sehr kleinen Körnchen vor.

Der megaskopisch bräunlich schwarze *Biotit* lässt sich selten beobachten. Er zeigt im Dünnschliff einen starken Pleochroismus: α = lichtgelb, mit schwach bräunlichem Stich, γ = dunkelbraun. *Magnetit*, *Apatit*, selten *Zirkon* treten als Einschlüsse in einigen Biotiten auf. Um den Zirkon hat sich ein schmaler, dunkler, pleochroitischer Hof gebildet.

Manche Biotite sind mehr oder minder, eventuell gänzlich in *Chlorit* umgewandelt worden. Die Chloritblättchen sind optisch negativ und von folgendem Pleochroismus: α = lichtgrüngelb, γ = lichtgrün. Entlang der Spaltrisse kommen manchmal kleine *Magnetit*-Körnchen als Einschlüsse vor.

Der *Magnetit* kommt nicht nur als Einschluss, sondern auch selbständig zwischen den Feldspatkörnern vor, in der Form von kleinen (0.06 bis 0.5 mm) isometrischen Körnchen.

Apatit und *Zirkon* sind sehr spärlich vorhanden und zeigen nichts besonderes.

PEGMATIT, PRIGOANA.

Das untersuchte Gestein stammt aus dem teilweise aufgeschlossenen Gang bei der Einmündung des Prigoana-Baches in den Sebes-Fluss.

Die Korngrösse dieses Pegmatits schwankt unter 2'0 cm, nur selten erreichen einige Feldspate Dimensionen bis 3'0 cm. Megaskopisch kann man z. T. zwillingslamellierte, weisse Feldspate, Quarz, Muskovit und wenig Biotit unterscheiden.

U. d. M. lassen sich *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon* erkennen.

Der *Mikroclin* ist farblos, seine xenomorphen Körner zeigen nichts besonderes. Die Gitterung ist meist gut sichtbar [auf (001)]. *Quarz*, *Plagioklas*, *Muskovit*, seltener *Biotit* sind gewöhnliche Einschlüsse.

Der *Plagioklas* erscheint in xenomorphen Körnern, die manchmal senkrecht zu den Zwillingslamellen länglich ausgebildet sind. Die Individuen sind immer zwillingslamelliert und zwar meist nach dem Albitgesetz. Perikline sind etwas seltener zu beobachten. Die zahlreichen Zwillingslamellen sind sehr dünn.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 7^\circ = 14\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 7^\circ = 15\% \text{ An.}$
3. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

Selten kann man einen normalen Zonarbau erkennen: einen grossen Kern und eine schmale Hülle. Dabei ist der Kern etwas basischer als die Hülle.

4. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $6^\circ = 16\% \text{ An.}$
in der Hülle: $9^\circ = 12\% \text{ An.}$

Der *Plagioklas* herrscht unter den Feldspaten sehr stark vor.

Quarz, *Muskovit*, *Mikroclin*, *Biotit* kommen als Einschlüsse vor. Der Quarz bildet manchmal mikropegmatitische (schriftgranitische) Durchwachsungen. Ein einziges Mal wurde ein sehr kleiner *Rutil*-kristall als Einschluss im *Plagioklas* beobachtet. Der Pleochroismus des *Rutils* lässt sich sehr gut feststellen: $\alpha =$ bräunlichgelb, $\omega =$ gelb.

Der *Quarz* tritt neben den Feldspaten stark zurück. Seine regellos umgrenzten Körner zeigen mitunter schwache Felderteilung; undulöse Auslöschung ist die Regel. Flüssigkeitseinschlüsse in verschiedener Verteilung sind sehr verbreitet; sie enthalten oft eine bewegliche Libelle.

Glimmer sind spärlich vorhanden. Unter denselben herrscht der *Muskovit* überwiegend vor. Der Achsenwinkel des *Muskovits* beträgt: $2E_{Na} = 64^\circ 29'$. Die direkte Achsenmessung an vielen Blättchen ergab: $2V\alpha = 38.5^\circ - 40^\circ$.

Der *Biotit* tritt neben dem *Muskovit* stark zurück. Sein Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\beta \leq \gamma =$ sehr dunkelbraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Selten zeigen Teile mancher Blättchen eine schwache chloritische Umwandlung. Der *Biotit* kommt in der Nähe des Salbandes reichlicher vor.

Als Einschlüsse im *Biotit* sind *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon* (mit dunklem, pleochroitischem Hof) beobachtet worden.

Die Nebengemengteile zeigen nichts besonderes.

TURMALINREICHER, GRANATFÜHRENDER PEGMATIT, TARNEA.

Dieser Pegmatit ist an der Westseite der 1944 m hohen Kuppe des Tarnea-Berges (westlicher Teil der *Piatra alba*) durch den schmalen Reitweg aufgeschlossen worden.

Dieses Gestein wird in erster Linie durch die grossen — bis 8 cm langen und 2 cm dicken — Turmalinindividuen gekennzeichnet, die durch ihre schwarze Farbe beim ersten Blick in den herumliegenden, kleinen Blöcken auffallen. Megaskopisch kann man noch rosafarbene und weisse Feldspate, farblose Quarzkörnchen, Muskovit und sehr wenig Biotit unterscheiden. Dieser Pegmatit ist grobkörnig: die Korngrösse schwankt überwiegend zwischen 1 und 3 cm, einige Feldspate erreichen Dimensionen bis 5 cm, einige Turmaline zeigen Längen bis 8 cm.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile unterscheiden: *Mikroklin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Turmalin*, *Muskovit*, *Biotit*, *Granat*, *Apatit*, *Magnetit*, *Zirkon*.

Der *Mikroklin* erscheint in blass rosafarbenen Xenoblasten, die mitunter Dimensionen bis 5 cm erreichen. Die Umgrenzung ist regellos, aber ohne tiefe Einbuchtungen. An einigen Körnern ist die Gitterstruktur sehr scharf ausgebildet. Es gibt Körner, die auf (001) teils gegittert, teils ungegittert sind. Manchmal kann nur eine sehr schwache Spur der Gitterung beobachtet werden; ab und zu scheint die Gitterung vollständig zu fehlen. Die maximale Auslöschung auf (001) beträgt 16° .

Der *Mikroklin* enthält häufig *Albit* bis *Albitoligoklas* als Einschlüsse. Diese sind jedenfalls Entmischungsprodukte, aber meist nicht spindelförmig und zeigen eine deutliche Zwillingslamellierung nach dem *Albitgesetz*. Der *Albit* ist regellos umgrenzt im *Mikroklin*, jedoch meist senkrecht zu den Zwillingslamellen viel länger, als in der Richtung der Lamellen (Fig. 48). Die Zwillingslamellen sind kurz (Tafel VII, Fig. 4) und sie setzen das Korn nicht der ganzen Länge nach durch. Sie sind abgerissen. Der *Plagioklas* scheint homoax zum *Mikroklin* ausgebildet zu sein.

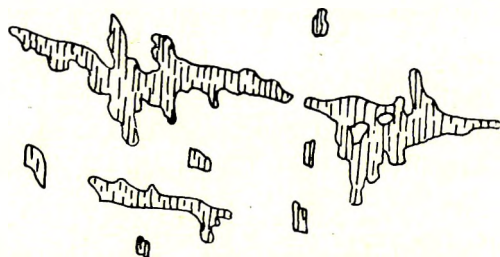


Fig. 48. Plagioklas im Mikroklin mit meist sehr kurzen Zwillingslamellen. Lineare Vergrösserung: 32.

Als Einschlüsse wurden *Quarz*, *Plagioklas*, *Muskovit* und selten *Biotit* beobachtet. Der *Quarz* kommt oft in mikropegmatitischer (schriftgranitischer) Ausbildung vor.

Der *Plagioklas* liegt in ungefähr derselben Menge vor, wie der *Mikroklin*. Seine xenomorphen, aber nach den Zwillingslamellen gestreckten Körner sind überwiegend 1–2.5, seltener bis 3.5 cm gross. Verzwilligung mit sehr dünnen, zahlreichen Zwillingslamellen nach dem *Albitgesetz* ist die Regel. Perikline, teils selbständig, teils in Begleitung von *Albitlamellen* sind etwas seltener. Die Zwillingslamellen sind manchmal etwas gebogen (Druckwirkung).

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 11^\circ = 9\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \alpha, \alpha' : (010) = 10^\circ = 13\% \text{ An.}$

3. $\alpha' < \omega, \gamma' < \varepsilon; \alpha' < \varepsilon, \gamma' < \omega.$

	α	β	γ
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+ 80^\circ$	$+ 8^\circ = (010) = \text{Albit} = 11\% \text{ An.}$
S	-75°	$+ 15^\circ$	$- 80^\circ = (001) = \text{etwa } 8\% \text{ An.}$
	$2V_1 = + 81^\circ; 2V_2 = + 83^\circ.$		

	α	β	γ
5. A_{1-2}	90°	$+ 83^\circ$	$+ 5^\circ = [010] = \text{Periklin} = 10\% \text{ An.}$
	$2V_1 = + 81^\circ; 2V_2 = + 82^\circ.$		

Manche Plagioklase enthalten *Serizit*blättchen als sekundäre Umwandlungsprodukte. Sie haben sich längs der Spaltrisse angesiedelt.

Mikroclin, *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit* und *Biotit* treten als Einschlüsse auf. Der Quarz bildet manchmal mikropegmatitische (schriftgranitische) Durchwachsungen.

Die *Quarzkörner* sind regellos umgrenzt, aber sie sind nicht stark buchtig ausgebildet. Schwache Felderteilung und undulöse Auslöschung sind verbreitet. Der Quarz ist meist reich mit Flüssigkeits-einschlüssen beladen, die oft eine bewegliche Libelle führen. Als Einschlüsse kommen *Muskovit*, *Plagioklas* (schriftgranitische Durchwachsung) und *Turmalin* vor.

Der *Muskovit* ist der überwiegende Glimmer. Seine Blättchen treten in 0·5–2·0 mm dicken Paketen auf.

Der *Biotit* zeigt einen starken Pleochroismus: α = gelb, β = dunkelbraun, γ = dunkelbraun mit schwach grünem Stich. *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon* (mit pleochroitischem, sehr dunklem Hof) wurden als Einschlüsse beobachtet. Der *Biotit* kommt in sehr geringer Menge vor. Er bildet meist ebenfalls dünne Pakete.

Der *Turmalin* bildet schwarze, prismatische Individuen. Terminale Flächen sind nicht zu erkennen. Auch die Prismenzone ist manchmal unscharf ausgebildet. In dieser Zone kann man doch die Formen $\{10\bar{1}0\}$, $\{11\bar{2}0\}$ oft erkennen. Der Pleochroismus ist stark: ω = dunkelblau, mit schwach grünem Stich, ε = gelb, mit rötlichem Stich.

Als Einschluss im *Turmalin* wird häufig *Quarz* beobachtet. Der *Apatit* ist ebenfalls ein ziemlich verbreiteter Einschluss im *Turmalin*. Seine Körner zeigen ganz regellose Umgrenzung und erreichen manchmal Dimensionen bis 3 mm. Die Querrisse des *Turmalins* sind meist durch *Quarz* ausgefüllt worden. Manchmal enthalten sie *Muskovit*blättchen.

Ein ständiger, aber spärlich vorhandener Gemengteil ist der *Granat*. Seine isodiametrischen, 0·5–3 mm grossen Körnchen zeigen eine bräunlichrote Farbe. Im Dünnschliff erscheinen sie fast vollkommen farblos. Anisotropie wurde nicht beobachtet.

Verhältnismässig reichlich kommt der *Apatit* vor. Seine Körner sind nicht idiomorph prismatisch ausgebildet, sondern sie zeigen ganz unregelmässige Konturen, manchmal mit Einbuchtungen, oder mit schlauchartigen Verlängerungen. Sie treten mit Vorliebe in der Nähe der *Turmaline*, oder als Einschlüsse in denselben auf.

Magnetit und *Zirkon* zeigen nichts besonderes. Das letztere Mineral tritt als Einschluss im *Biotit*, seltener zwischen den anderen Gemengteilen auf.

SEHR QUARZREICHER, TURMALINFÜHRENDER PEGMATIT, PIATRA ALBA.

An der westlichen Seite der *Piatra alba* (2183 m) kommen sehr quarzreiche, schmale (1–4 m) Gänge vor. Diese bestehen beinahe nur aus *Quarz* und *Turmalin*; daneben führen sie auch etwas *Plagioklas* und *Muskovit*. Die Blöcke dieses Gesteins fallen schon aus grösserer Entfernung durch ihre mit dunklen, schwarzen Flecken (*Turmalin*) gesprenkelte, schneeweisse Farbe auf. Bei flüchtiger Betrachtung im Felde bekommt man im ersten Augenblick den Eindruck, als wenn das Gestein nur aus *Quarz* und *Turmalin* bestehen würde.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Quarz*, *Turmalin*, *Muskovit*, *Plagioklas*, *Biotit*, *Chlorit*, *Apatit*, *Magnetit*, *Zirkon*, *Rutil*.

Der vorherrschende Gemengteil des Gesteins ist der *Quarz*. Er erscheint meist in mehr oder minder isodiametrischen, seltener etwas gestreckten Körnern von unregelmässiger Umgrenzung. Die Körner sind etwas gekerbt, gezahnt und infolge dieser Ausgestaltung schliessen sie sich einander eng an. Tiefe Einbuchtungen scheinen zu fehlen. Die Korngrösse schwankt überwiegend zwischen 0·25 und 0·85 mm; manche Körner erreichen Dimensionen bis 1·4 mm. Spuren der Kataklase lassen sich in der schwachen Felderteilung und in der schwach undulösen Auslöschung beobachten. Es gibt aber auch viele Körner ohne wogende Auslöschung.

Als Einschlüsse im *Quarz* kommen sehr kleine Flüssigkeitsinterpositionen vor. Sie sind in Reihen, Streifen, Schwärmen angeordnet, oder regellos verteilt. Viele derselben führen eine bewegliche Libelle.

Der *Turmalin* ist sehr reichlich vorhanden, er bildet ungefähr die Hälfte des Gesteins. Seine Verteilung ist regellos, stellenweise macht er 75% des Gesteins aus. Die Prismenzone ist ab und zu gut entwickelt: $\{10\bar{1}0\}$ und $\{11\bar{2}0\}$. Terminale Flächen scheinen gänzlich zu fehlen. Manchmal findet man auch in der Prismenzone keinen ausgesprochenen Idiomorphismus, der Verlauf der Konturen kann auch hier ziemlich regellos ausgebildet sein (Tafel VII, Fig. 5). Der prismatische Habitus ist aber immer sehr gut zu beobachten. Die Korngrösse schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 3 cm Länge.

Die unregelmässige Querabsonderung lässt sich sehr gut beobachten. Der Pleochroismus ist sehr stark: ω = sehr dunkel gelblichbraun, in einigen Flecken manchmal grünlichblau; ϵ = sehr licht teegelb. Der Unterschied in der Farbe von ω (braun und grünlichblau) weist darauf hin, dass in der chemischen Zusammensetzung der verschieden gefärbten Teile des Minerals grosse Unterschiede vorliegen müssen. Die Abgrenzung der Flecke gegeneinander scheint ganz regellos zu sein. Es muss aber betont werden, dass die grünlichblaue Farbe nur in wenigen Flecken zu beobachten ist, meist sieht man für ω die braune Farbe. $\gamma - \alpha = 0\cdot0308$.

Die Turmaline wurden oft von *Quarz* durchwachsen. Der *Muskovit* erscheint häufig als Einschluss in den Turmalinen. Mitunter steht die Fläche (001) der Muskovite parallel zur Hauptachse des Turmalins. Als weitere Einschlüsse im *Turmalin* kommen *Apatit*körnchen von ganz regelloser Umgrenzung vor; die Dimensionen derselben erreichen ab und zu 1·6 mm. *Magnetit* und *Zirkon* bilden ebenfalls Einschlüsse im *Turmalin*. Der *Zirkon* erscheint in farblosen, an beiden Enden abgerundeten, prismatischen Körnchen.

Der *Muskovit* erscheint in unregelmässig umgrenzten Blättchen, die dünne Pakete bilden. Durchmesser der Blättchen: 0·15 bis 0·9 mm, seltener bis 1 cm. $2V\alpha = 37^\circ$. Die Verteilung der Muskovite ist regellos und ihre Menge ist klein.

Selten findet man kleine *Biotit*blättchen. Der Durchmesser derselben schwankt zwischen 0·03 und 0·2 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = sehr dunkelbraun. Eine Parallelverwachsung nach (001) von *Muskovit* und *Biotit* lässt sich selten beobachten. Als Einschlüsse im *Biotit* wurden *Magnetit*, *Apatit* und *Zirkon* (mit dunklem, pleochroitischem Hof) beobachtet.

Der *Plagioklas* erscheint in spärlicher Menge (bloss einige Individuen pro Dünnschliff). Er

bildet meist Albitzwillinge; Perikline sind etwas seltener. Korngrösse: 0·1 bis 0·6 mm. Die Zwillinglamellen sind sehr fein.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 9^\circ = 12\%$ An.

2. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+89^\circ$	$+82^\circ$	$+7^\circ = (010) = \text{Albit} = 11\%$ An.
S	-80°	$+12^\circ$	$-84^\circ = (001) = 14\%$ An.
	$2V_1 = +82^\circ$; $2V_2 = +81\cdot5^\circ$.		

4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 13^\circ = 9\%$ An.

Einige Plagioklase führen wenig *Serizit* als sekundäres Umwandlungsprodukt.

Ein häufiger Gemengteil ist der *Apatit*. Seine Menge macht in einigen Teilen des Gesteins 2 bis 5 Volumprozent aus. Die Verteilung ist aber sehr regellos. Die Korngrösse schwankt überwiegend zwischen 0·13 und 1·0 mm; viele Körner sind aber viel grösser, bis 1 cm Durchmesser. Die Körner zeigen selten prismatischen Habitus und auch in diesem Falle sind sie terminal stark abgerundet. Meist sind sie ganz regellos umgrenzt (Fig. 49) und von sehr verschiedener Gestalt. Megaskopisch sind sie gelblichweiss, im Dünnschliff farblos. Sie kommen mit Vorliebe in der Nähe der Turmaline, oder als Einschlüsse in denselben vor (Tafel VIII, Fig. 1).

Manche Biotite sind mehr oder minder in *Chlorit* umgewandelt. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ lichtgrün.

Magnetit kommt spärlich vor. Seine xenomorphen Körner erreichen ab und zu Dimensionen bis 0·6 mm.

Der *Zirkon* bildet Einschlüsse im Biotit.

Ausserst selten findet man *Rutil* zwischen den Quarzkörnern.

Seine ellipsoidisch ausgebildeten Körnchen sind sehr klein, mit deutlichem Pleochroismus: $\omega =$ braungelb, $\varepsilon =$ harzgelb.

Dieses Gestein ist besonders aus zwei Gründen interessant. 1. Es besteht beinahe nur aus Quarz und Turmalin, bildet also einen Übergang zu den reinen Quarzgängen. Diese Quarzgänge sind die letzten Bildungen der Phase der Pegmatitbildung. In dieser Periode wurde die Restlösung — durch fortgesetzte Spaltungsvorgänge — sehr kieselsäurereich und stark gesättigt mit Borsäure. Die Erstarrung dürfte bei relativ niedriger Temperatur erfolgt sein. Die Temperatur dürfte zwischen 600° und 350° geschwankt haben. 2. Auffallend ist der relativ hohe Gehalt an Apatit. Seine Individuen erreichen manchmal Dimensionen bis 1 cm. Die pegmatitische, sehr saure Restlösung war daher reich an Phosphorsäure.

SEHR QUARZREICHER, TURMALINFÜHRENDER PEGMATITGANG, GOTIA.

Auf der 1958 m hohen Kuppe der Gotia finden wir einen etwa 8 cm mächtigen Gang, der in Glimmerschiefer auftritt. Das Gestein dieses Ganges besteht aus Quarz und Turmalin, mit Spuren anderer Mineralien. Nur gegen die Salbänder haben sich Muskovit und Biotit angereichert. In der Mitte des Ganges findet man nur Quarz, Turmalin, sehr wenig Muskovit und Plagioklas. Damit schliesst sich dieses Gestein eng an den soeben beschriebenen Pegmatit an.



Fig. 49. Apatitkörner von sehr verschiedener Gestalt. Lineare Vergrösserung: 23.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Quarz*, *Turmalin*, ferner etwas *Plagioklas*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (sekundär), *Apatit*, *Magnetit*, *Zirkon*.

Etwa mehr als die Hälfte des Gesteins besteht aus *Quarz*. Seine Körner sind teils klein, 0·1 bis 0·25 mm, teils grösser, bis 1·8 mm. Die kleinen besitzen glatt verlaufende Umgrenzung, die grösseren Körnchen zeigen dagegen meist schwach gekerbte und verzahnte Konturen. Schwache undulose Auslöschung und sehr schwache Felderteilung lassen sich an den grösseren Körnern beobachten. Flüssigkeitseinschlüsse sind stark verbreitet; sie führen oft eine bewegliche Libelle.

Neben dem *Quarz* wird das Gestein beinahe nur aus *Turmalin* aufgebaut. Der *Turmalin* ist prismatisch entwickelt; in der Prismenzone kann man mitunter $\{10\bar{1}0\}$ und $\{11\bar{2}0\}$ unterscheiden. Terminale Flächen können nicht beobachtet werden. Die Länge der Kristalle bleibt unter 2 cm. Die Verteilung des *Turmalins* ist recht regellos; an einzelnen Stellen wurden die *Turmalinkristalle* derart angereichert, dass das Gestein megaskopisch in schwarzer Farbe erscheint.

Der *Turmalin* zeigt einen starken Pleochroismus: ω =dunkel gelblichbraun, ε =licht teegelb (=lichtgelb mit braunem Stich). An einigen Individuen lässt sich in kleinen Flecken der folgende Pleochroismus erkennen: ω =dunkel grünlichblau, ε =licht blaugrün. Manchmal besteht die Hälfte des Kristalls — längs der Prismenachse — aus braunem, die andere Hälfte aus blauem Material. Die Grenzlinie ist nicht scharf und zeigt einen regellosen Verlauf. Die Querabsonderung ist immer sehr gut zu beobachten.

Manchmal sind die Individuen pseudopodienartig verzweigt. Dabei ist die Orientierung einheitlich.

Der häufigste Einschluss im *Turmalin* ist der *Quarz*; er durchwächst manche Individuen vollständig. *Apatit* — in regelloser Umgrenzung — und *Magnetit* kommen ebenfalls als Einschlüsse vor.

Ab und zu stösst man auf *Plagioklas*, besonders in der Nähe der *Turmaline*. Seine xenomorphen, kleinen (0·20 bis 0·6 mm) Kristalle sind nach dem Albitgesetz verzwillingt. Perikline sind seltener zu beobachten. Die Zwillinglamellen sind sehr fein.

1. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010)=10°=11% An.

2. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

3. Schnitt \perp α , α' : (010)=13°=9% An.

	α	β	γ
4. $A_{1-2}=P_{1-2}$	+88°	+83	+6°=(010)=Albit=13% An.
S	-80°	+15°	-85°=(001)=etwa 12% An.

$2V_1=+81^\circ$; $2V_2=+82\cdot5^\circ$.

5. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone: 9°=etwa 12–13% An.

Einige *Plagioklase* enthalten kleine, sekundäre *Serizit*schüppchen entlang der Spaltrisse.

Das Vorhandensein von *Mikroclin* konnte in den Dünnschliffen nicht festgestellt werden.

In dem mittleren Teil des Ganges findet man selten einige *Muskovit*blättchen. Gegen das Salband zu tritt er häufiger auf. Hier wird er von etwas *Biotit* begleitet. Beide zeigen unregelmässige Umgrenzung, nur $\{001\}$ ist scharf ausgebildet. Der Pleochroismus der *Biotite* ist stark: α =licht strohgelb, γ =sehr dunkelbraun.

Als Einschluss wurde im *Muskovit* nur *Magnetit* beobachtet; im *Biotit* wurden dagegen folgende Minerale festgestellt: *Apatit*, *Magnetit*, *Zirkon* (umgeben von einem sehr dunklen, pleochroitischen Hof).

Manche Biotite wurden mehr oder minder in *Chlorit* umgewandelt. Daneben hat sich auch etwas *Epidot* gebildet.

Der farblose *Apatit* kommt relativ häufig vor. Seine Kristalle zeigen entweder hexagonale Durchschnitte oder aber sie sind ganz regellos umgrenzt (Tafel VII, Fig. 6). Er tritt gerne in der Nähe der Turmaline auf. Die Korngrösse kann bis 2·5 mm steigen.

Magnetit und *Zirkon* zeigen nichts besonderes.

APLIT, PÂRÂUL RESCOALEI.

Die Aplite spielen eine unbedeutendere Rolle, als die Pegmatite. Sie erscheinen in Gängen von geringerer Mächtigkeit (einige cm bis einige m) und stehen manchmal durch Übergänge mit Pegmatiten in Zusammenhang.

Das hier näher beschriebene Gestein stammt aus dem mittleren Talabschnitt des Pârâul Rescoalei-Baches, NNO-lich von Petrilla.

Im lichtrosafarbenen Gestein kann man mit unbewaffneten Augen rosafarbene und weisse Feldspate, Quarz und etwas Biotit unterscheiden. Die Blätter des letzteren Minerals sind oft in ungefähr parallelen Ebenen angeordnet. Die sehr dünnen Haarrisse des Gesteins sind häufig durch gelblich-grünen, sehr feinkörnigen *Epidot* ausgefüllt. Ab und zu lassen sich sehr kleine, blutrote Flecke zwischen den anderen Gemengteilen bemerken. Die Korngrösse ist klein, unter 0·7 mm.

U. d. M. kann man die folgenden Gemengteile bestimmen: *Mikroclin*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Epidot*, *Titanit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der stark überwiegende Gemengteil ist der *Mikroclin*. Seine Körner zeigen xenomorphe Ausbildung mit unregelmässiger Umgrenzung. Er ist scharf gegittert. Die Auslöschung auf (001) beträgt 15–16·5°. Die Korngrösse schwankt zwischen 0·15 und 0·7 mm. Die Mikroclinkörner zeigen megaskopisch eine licht rosenrote Farbe. Sie sind vollkommen frisch. Als Einschlüsse kommen kleine, abgerundete *Quarz*-körnchen, *Plagioklas* und seltener *Biotit* vor.

Der *Plagioklas* tritt ebenfalls reichlich auf. Seine Körner sind xenomorph ausgebildet, mit unregelmässigen, buchtigen Konturen. Sie sind mitunter nach (010) etwas abgeplattet. Es gibt aber auch Körner, die senkrecht zur Zwillingslamellierung gestreckt sind. Korngrösse: 0·15 bis 0·5 mm. Die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz ist die Regel; Perikline, gleichzeitig mit Albitlamellen oder selbständig, kommen seltener vor. Die sehr schmalen Zwillingslamellen liegen in grosser Anzahl vor.

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 10^\circ = 12\% \text{ An.}$

2. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' < \omega$.

3. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 10^\circ = 11\% \text{ An.}$

4. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 16^\circ = 9\% \text{ An.}$

	α	β	γ
5. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	+83°	+ 8° = (010) = Albit = 12% An.
S	-80°	+13°	-83° = (001) = etwa 10% An.

$2V_1 = +81^\circ.$

	α	β	γ
6. A_{1-2}	90°	+85°	+7° = [010] = Periklin = etwa 11% An.

Mikroclin, *Quarz*, *Biotit* kommen als Einschlüsse vor. Ab und zu findet man einige *Serizit*-schüppchen als sekundäre Produkte. Sie liegen meist längs der Spaltrisse.

Der *Quarz* kommt in farblosen, isodiametrischen, xenomorphen Körnern vor. Die Umgrenzung derselben ist regellos, manchmal stark buchtig. Der Durchmesser der Körner schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 0.6 mm. Die grösseren Körner löschen meist unzulös aus. Kleine Flüssigkeitseinschlüsse in Reihen oder Schwärmen angeordnet, oder in regelloser Verteilung sind sehr verbreitet. Viele enthalten eine bewegliche Libelle (CO_2).

Der Durchmesser der *Biotit*blättchen liegt überwiegend zwischen 0.06 und 0.16 mm, selten bis 0.6 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = dunkelbraun, $2V\alpha = 0^\circ$. Die meisten *Biotite* wurden mehr oder minder in *Chlorit* umgewandelt: α = licht grünlichgelb, γ = grün. Die Chloritisierung ging mit *Epidot*bildung Hand in Hand. Die Menge des *Biotits* ist gering.

Magnetit, *Titanit*, *Epidot*, *Apatit* und *Zirkon* lassen sich als Einschlüsse in *Biotit* und *Chlorit* beobachten. Der *Zirkon* wird von einem schmalen, sehr dunkel gefärbten (fast schwarzen), pleochroitischen Hof umgeben.

Der *Epidot* kommt in sehr kleinen Körnern vor. Er tritt entweder in Begleitung von *Biotit*, resp. *Chlorit* auf, oder aber er erscheint ganz unabhängig, oft in den feinen Rissen des Gesteins. Korngrösse: 0.05 bis 0.25 mm. Der Pleochroismus ist deutlich: α = farblos, β = sehr lichtgelb, γ = gelb.

Der *Titanit* kommt sehr untergeordnet vor. Seine Körnchen von ellipsoidaler Umgrenzung sind im Dünnschliff farblos.

Magnetit, *Apatit* und *Zirkon* zeigen nichts besonderes.

Die Bildung der *Epidote* wurde nicht durch Verwitterungsprozesse herbeigeführt. Sie entstanden in der letzten hydrothermalen Periode der pegmatitischen Phase und zwar bei relativ niedriger Temperatur.

Die Struktur ist aplitisch, panidiomorph körnig. Durch die mehr oder weniger vollkommene parallele Anordnung der *Biotite* wird eine schwache Schieferung bedingt. Die undulöse Auslöschung mancher *Quarze* zeigt ebenfalls auf Druckwirkungen.

EPIDOT AUS PEGMATIT, KUDSIR-BACH.

In der Physiographie der Pegmatite wurde betont, dass dieselben oft *Epidot* führen. Stellenweise tritt der *Epidot* derart reichlich auf, dass er einen beträchtlichen Teil des Gesteins ausmacht.

Ein sehr epidotreicher Pegmatit wurde in losen Blöcken im Kudsir-Bach (Râul mare) gefunden und zwar nördlich von der Magura-Klause, bei 885 m ü. d. M.

Es handelt sich hier um einen muskovitreichen Pegmatit. Die wesentlichen Gemengteile dieses Gesteins sind: rosafarbener *Mikroclin*, weisser *Plagioklas*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit* und *Epidot*. Das letzte Mineral kommt zwischen den übrigen Gemengteilen in mehrere cm langen, stengeligen Individuen vor. Der *Epidot* besitzt eine grünlichgelbe Farbe und seine gute Spaltbarkeit nach (001) kann meist ohne Schwierigkeit, schon megaskopisch gut beobachtet werden. Ausgebildete Kristallflächen lassen sich nicht bestimmen.

Die chemische Analyse dieses Minerals ergab das folgende Resultat:

SiO ₂	37·94 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·04
Al ₂ O ₃	24·80
Fe ₂ O ₃	11·50
FeO	0·90
MnO	0·02
MgO	0·50
CaO	22·40
H ₂ O _{+110°}	2·01
H ₂ O _{-110°}	0·12
Summe	100·23

Spez. Gew. (d²⁰/₄ l) = 3·374.

Analytiker: A. VENDL.

In den folgenden Tabellen wurden unter I die auf 100 berechneten Prozenze, unter II die Molekularquotienten angeführt.

	I.	II.
SiO ₂	37·90	0·6310
TiO ₂	0·04	0·0005
Al ₂ O ₃	24·77	0·2430
Fe ₂ O ₃	11·49	0·0720
FeO	0·90	0·0125
MnO	0·02	0·0003
MgO	0·50	0·0124
CaO	22·37	0·3990
H ₂ O _{+110°}	2·01	0·1116
Summe	100·00	

Aus diesen Zahlen lassen sich die folgenden Komponenten berechnen:

	(SiTi)O ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	H ₂ O
0·3116 H Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	0·4674	0·2337	—	—	—	—	0·3116	0·0779
0·0124 H Fe ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	0·0186	0·0093	—	0·0124	—	—	—	0·0031
0·0872 H Ca ₂ Fe ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	0·1308	—	0·0654	—	—	—	0·0872	0·0218
0·0124 H Mg ₂ Fe ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	0·0186	—	0·0093	—	—	0·0124	—	0·0031
0·0004 H Mn ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	0·0006	0·0003	—	—	0·0004	—	—	0·0001
Summe	0·6360	0·2433	0·0747	0·0124	0·0004	0·0124	0·3988	0·1060
Differenz	-0·0050	-0·0003	-0·0027	+0·0001	-0·0001	—	+0·0002	+0·0056

Danach wäre die Zusammensetzung in Molekularprozenten:

H Ca ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	73·49 Mol %
H Ca ₂ Fe ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	20·57
H Fe ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃ . . .	2·92

H Mg ₂ Fe ₃ Si ₃ O ₁₃	. . . 2·92
H Mn ₂ Al ₃ Si ₃ O ₁₃	. . . 0·10
Summe	. . . 100·00

Amphibolite.

ALLGEMEINES.

Die Amphibolite bilden eine chemisch einheitliche, aber von petrographischem Standpunkt aus sehr wechselreiche und interessante Gruppe. Sie treten meist als konkordante Einlagerungen in der Schiefergneis—Glimmerschiefer-Serie auf. Manchmal bilden sie lagergangartige Massen zwischen den Paragneisen.

Von geomorphologischem Standpunkte aus betrachtet sind dieselben bloss von geringerer Bedeutung, da sie dünn sind und bloss selten bis zu 100 m Mächtigkeit anschwellen. Auch die Länge wechselt sehr stark, aber lange Züge kommen überhaupt nicht vor. Die Länge der einzelnen Einlagerungen beträgt höchstens einige 100 m; kilometerlange und längere Züge gehören zu den Seltenheiten. Auf der geologischen Karte wurden manchmal mehrere Einlagerungen zusammengezogen eingetragen.

An einigen Stellen erscheinen die Amphibolite als sehr dünne — 1/2 cm bis einige m mächtige — Einlagerungen. Im Felde bekommt man den Eindruck, als wenn es sich hier um injektionsartige, schmale Gänge handeln würde. Diese können nur in den besten Aufschlüssen beobachtet werden. Einige derartige charakteristische Stellen sind die folgenden.

Zwischen Stâna din Groapa und Dus bildet der *granatführende Glimmerschiefer* (reich an *Disthen*) das vorherrschende Gestein. Etwa 1 km östlich von der Stâna din Groapa, in der Nähe der Quelle, sieht man die dünnen Schnüre des Amphibolits im Glimmerschiefer. Der Aufschluss liegt nordöstlich von der Kuppe 1475 m. Der Glimmerschiefer fällt hier unter 20° nach S ein und die dünnen Amphibolitlagen sind konkordant eingelagert. (Dieses Gestein wird weiter unten, unter dem Titel „Amphibolit, Dus“ näher beschrieben werden.)

Am südlichen und westlichen Abhang der Kuppe Luna nuce (1363 m) sind entlang des Weges einige dünne Amphibolitlagen aufgeschlossen. Hier treten auch einige dünne Pegmatitgänge auf; diese letzteren sind ebenfalls ziemlich konkordant eingelagert. Einfallen: 15^h 30°—40°.

Nördlich von der Stâna din Strâmba mare, an der Westseite der Kuppe 1430 m, in etwa 1380 m ü. d. M. finden wir sehr dünne, injektionsartige Amphibolitstreifen im granatführenden Glimmerschiefer. Einfallen: 14^h 35°.

Von Dus aus führt ein guter Weg über die Kuppe Guga mare (1390 m) und D. Captan (1227 m) nach Zsina. Etwa 2 km nordwestlich von der Guga mare, auf der Kuppe 1289 m können ebenfalls sehr schmale (einige mm bis 80—150 cm) Amphibolitlagen im Paragneis beobachtet werden. Hier bekommt man wieder den Eindruck gangartiger Erscheinungsformen.

In der Nähe der Stâna Comanului (etwa 8·5 km SO von Şurianu) kommen wieder dünne Amphibolitlagen vor. Einfallen: 11^h 30°.

Zwischen der Heltauer Hütte und D. Porcovita kommen ebenfalls viele dünne Amphiboliteinlagerungen vor.

Die Amphibolite erscheinen oft in der Gesellschaft von *Pyroxeniten*, *Peridotiten* und *Serpentinen*. In der Gegend des Titianul findet man Serpentine und weiter südlich Pyroxenit als Begleiter der Amphibolite. In der Umgebung der Moara din Coasta Porumbelului treten Serpentine auf und südlich von denselben kommen Amphibolite sehr reichlich vor. Auf dem Dealul Clăbucetului, an der SW-Seite des Gipfels, unterhalb der Höhenkote 2027 kommt ein Epidotamphibolit in Begleitung von Grammatit vor.

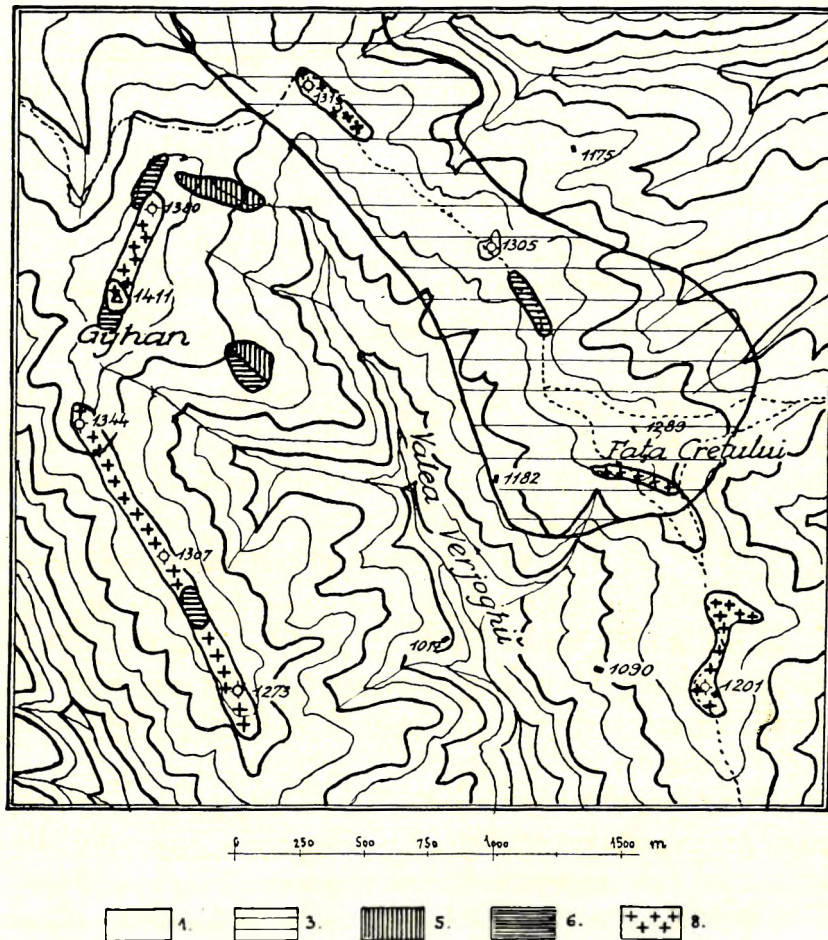


Fig. 50. Amphibolite und Serpentine in der Gegend des Gyhan. 1 = Schiefergneis ;
3 = Glimmerschiefer ; 5 = Serpentin ; 6 = Amphibolit ; 8 = Pegmatit.

In der Gruppe des Gyhan (südlich von Resinár) findet man die Amphibolite wieder in Begleitung von Serpentin, ja sogar in unmittelbarer Berührung mit Serpentin (Fig. 50).

Im Valea Dobrei-Tal, in seinem zwischen 1370 und 1440 m ü. d. M. gelegenen Abschnitte kommen die Amphibolite ebenfalls in der Gesellschaft von Serpentin vor.

Im Valea Muntelui-Tal (südlich von Resinár) tritt der Amphibolit wieder in Begleitung von Peridotit und Serpentin, zwischen Paragneis und Glimmerschiefer auf. In diesem Tal, ungefähr

800 m ü. d. M., SSW-lich von Resinár ist ein *Diallagperidotit* aufgeschlossen, der gegen S bis etwa 900 m Seehöhe ansteht. Weiter gegen SW, in einer Entfernung von 200 m findet man wieder eine kleine Masse desselben Gesteins. Bereits K. MÖCKEL machte die Beobachtung, dass diese Peridotite mit dem hier anstehenden Amphibolit innig verknüpft sind. Der Peridotit wird durch einige cm dicke Äderchen von grösstenteils serpentinisierendem Pyroxenit durchsetzt. Der Peridotit wurde in einigen primitiven kleinen Steinbrüchen aufgeschlossen.

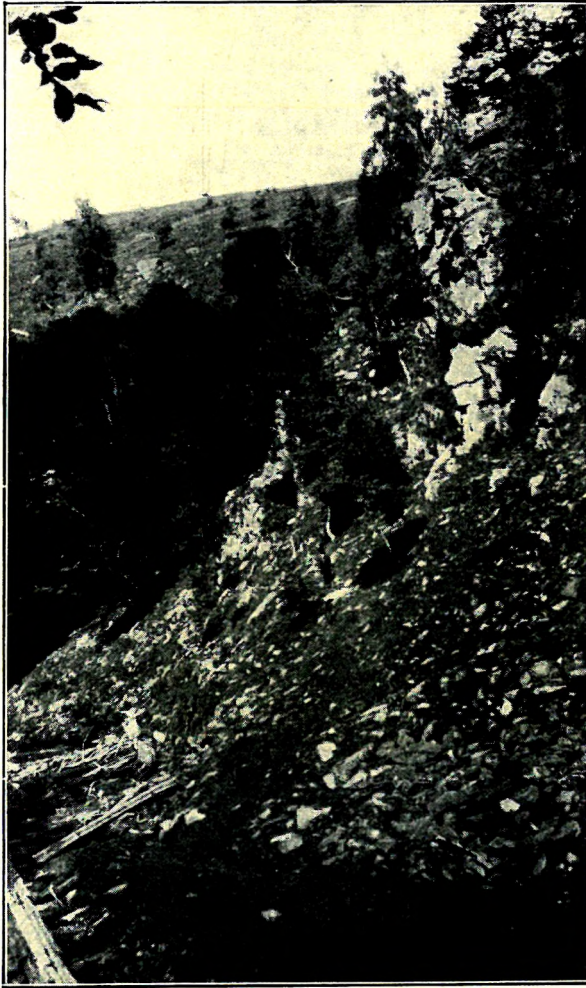


Fig. 51. Amphibolit im Tal des Sugág-Baches in 889 m Seehöhe.

nicht sehr günstig sind: wenn der Sand vom abfliessenden Wasser weiter verfrachtet wird, tritt durch das verschiedene spezifische Gewicht von Plagioklas und Hornblende eine gewisse Scheidung dieser Gemengteile ein. An solchen Stellen findet man oft fast reinen schwarzen Hornblendesand.

In Bezug auf die Verteilung der Amphibolite muss hervorgehoben werden, dass dieselben ohne irgend eine bestimmte Anordnung in den Glimmerschiefern und deren Begleitern auftreten. Wo Peridotite, Pyroxenite oder Serpentine vorkommen, dort sind in

Beide Peridotitmassen liegen in einer Hülle von Amphibolit. An der nordöstlichen Seite des grösseren Peridotitkörpers besitzt dieser Amphibolitmantel etwa 60–80 m Mächtigkeit; gegen NW und SO keilt er sich allmählich aus. An der SW-Seite dieses Peridotits zeigt der Amphibolit eine maximale Mächtigkeit von etwa 200 m; in diesem Teil des Amphibolits sitzt der kleine Peridotitkörper. Auch dieser Teil des Amphibolitmantels keilt sich gegen NW und SO aus. Zwischen der grösseren Peridotitmasse und dem Amphibolit ist eine sehr schmale Zone aus epidofführendem Chlorit-Hornblendeschiefer eingeschaltet.

Im allgemeinen zeigen die Amphibolite — besonders die feinkörnigen — eine grössere Widerstandsfähigkeit gegen die Verwitterungsprozesse, als die Paragneise und Glimmerschiefer. Deshalb erscheinen sie zuweilen als weithin in die Augen springende, aufgesetzte Kuppen (Fig. 51 und 52).

Durch Einwirken der Atmosphärien tritt eine Auflockerung des Gefüges der Amphibolite ein und infolge der granoblastischen Struktur wird der Zerfall des Gesteins in losen Sand verursacht. Dieser Verwitterungssand dient oft als Leitfaden bei der Aufsuchung der Amphibolite während der Feldarbeiten in Geländen, wo die Aufschlüsse

der Nähe auch Amphibolite vorhanden. Aber auch ohne Begleitung dieser Gesteine sind sie sehr verbreitet.

Die wichtigsten Ausbisse der Amphibolite können im folgenden bezeichnet werden:

Im Tal des Râul mare-Baches (Kudsir-Bach) liegt bei einer Seehöhe von 1010 m die Magura-Klause. Hier steht Biotitgranitgneis (Suriangneis) an. Etwa 400 m südlich von der Klause ist ein mächtiger Epidotamphibolit aufgeschlossen, der im Paragneis eine stellenweise bis 300 m breite Einlagerung bildet. Streichen: W-O, Einfallen gegen S.

Unmittelbar neben dem südlichen Ende der Magura-Klause, etwa 200 m nach S davon, ist eine etwa 8 m mächtige Einlagerung von Epidotamphibolit aufgeschlossen. Streichen: W-O, Einfallen gegen S.

Vom zuerst erwähnten Amphibolit weiter nach S, in einer Entfernung von etwa 0,75 km finden wir einen 10–20 m mächtigen Amphibolit.



Fig. 52. Herausragende Amphibolitblöcke auf der 1284 m hohen Kuppe des Magura-Berges, etwa 5 km NW-lich von der Kolonie Bistra.

Nordöstlich von der 1404 m hohen Kuppe des Dealul Tomnatecului (etwa 2 km NÖ-lich von der Magura-Klause), in etwa 300 m Entfernung, von der genannten Kuppe ist dem granatführenden Glimmerschiefer ein dünner (10–20 m) Amphibolit eingelagert. Einfallen: $13^{\circ} 45'$. Etwa 150 m nach N liegt wieder ein kleiner Amphibolitaufschluss. Nach S, ebenfalls in etwa 150 m Entfernung, stösst man ebenfalls auf Amphibolit.

Am Weg, der von der Curmătura Fägădau nach NW führt, findet man Amphibolit und Pegmatit aufgeschlossen. In der Masse des Dealul Tețul kommen mehrere kleine Amphiboliteinlagerungen vor, oft von Pegmatitgängen durchsetzt. Etwa 800 m nach S von der 1427 m Kote des D. Tețul ist ein Granatamphibolit aufgeschlossen. Einfallen: $13^{\circ} 40'$.

Zwischen Muncelul (1375 m) und Măgura (1375 m) zieht sich gegen SW ein kleiner Graben in das Tal des Kudsir-Baches (Râul Mare) hinunter. In diesem Graben sind mehrere Amphibolite

mehr oder minder gut aufgeschlossen. Die mächtigsten (10 bis 80 m) liegen nicht weit von der Mündung des Grabens. Streichen der Amphibolite: NW—SO, Einfallen gegen SW.

Am Westabhang der Kuppe 1185 am Măgura findet man im Paragneis eine Amphiboliteinlagerung, die bis zur genannten Kuppe hinaufführt. Ihre maximale Breite erreicht an einer Stelle etwa 150 m; Länge: etwa 400 m.

An der Kote 1345 am Măgura findet man wieder Amphibolit, dessen nördlicher Rand sich auf den D. Tețul hinüberzieht. Diese Einlagerung ist in ihrer westlichen Partie am stärksten (etwa bis 250 m), gegen O, am Rücken des D. Tețul ist sie viel schwächer und weiter gegen O, in der Nähe der Stâna Tețului schwillt sie wieder an. Die ganze Länge des Zuges beträgt etwa 750 m. Der Amphibolit tritt hier in feldspatführendem Glimmerschiefer auf, der gegen O viel Granat enthält.

Etwa 700 m gegen ONO von der Kuppe 1360 m des Dealul lui Petru trifft man eine nicht gut aufgeschlossene Einlagerung, die sich in O—W-Richtung über etwa 300 m Länge verfolgen lässt. Am NW-Abhang des Ivanîșul (1400 m) zieht sich ein etwa 200 m langer Amphibolitstreifen in NW-licher Richtung; seine maximale Breite kann etwa 20—30 m erreichen.

Am Rücken zwischen D. Molivisului (1467 m) und D. Groșilor (1498 m) beobachtet man drei dünne (10 bis 20 m) Einlagerungen. Streichen: ONO, Einfallen SSW. Am westlichen Abhang des D. Molivisului tritt eine Amphiboliteinlagerung zutage, die das Tal des Râul mic-Baches durchquert. Länge: etwa 300 m, Breite höchstens 60 m. Streichen ONO, Einfallen: SSO. Etwa 780 m vom Gipfel des D. Molivisului gegen NO kommt ein nach ONO streichender Amphibolit vor.

Am Südabhang des Dosul Lupșii (1510 m), zwischen 1250—1400 m ü. d. M. findet man eine, nur einige m mächtige Einlagerung, die gegen NO streicht.

Am linken Ufer des Râul mic, oberhalb der Kote 1220 m findet man am Abhang im Granatglimmerschiefer einen kleineren Amphibolit-Aufschluss. Einfallen: $14^{\text{h}} 40^{\circ}$. An dem südöstlichen Rücken der Scârna (1660 m) ist ebenfalls im Glimmerschiefer eine kleinere Amphiboliteinlagerung aufgeschlossen. Einfallen: $10^{\text{h}} 30^{\circ}$.

An der alten rumänischen Grenze, am Gipfel des Salanele (1733 m) zieht sich in N—S-Richtung eine Einlagerung, welche neben der westlichen Seite der Stâna Salanele noch ansteht. Hier kommen wahrscheinlich mehrere kleinere Amphibolitausbisse vor. Die Gesamtlänge beträgt etwa 1,5 km, die maximale Breite etwa 150 m. Gegen N und S ist eine allmähliche Auskeilung zu beobachten.

Im Aușel-Tal, etwa 1 km oberhalb der Mündung des Pârâul Clăbucetului, in etwa 1245 m und 1350 m Seehöhe (barometrische Beobachtungen) kommen zwei schwache Einlagerungen vor. Einfallen $15^{\text{h}} 25^{\circ}$.

An der Curmătura Șurianului, zwischen den Punkten 1823 m und 1846 m kommt in den Paragneisen eine kleinere (10—18 m breite) Einlagerung vor. Streichen NO. Südlich von der Stâna Gilei, auf der Kuppe 1274 m ü. d. M. ist ein Plagioklasamphibolit aufgeschlossen. Die Länge desselben misst in N—S-licher Richtung etwa 100 m, die Breite höchstens 25 m.

In der Nähe des Valea Dobrei-Ursprunges, im Graben des Valea Dobrei-Tales, unterhalb des am Weg zwischen Șurianu und dem Pârva stehenden Holzkreuzes, in 1860 m Seehöhe,

misst die Breite der gangartigen Amphiboliteinlagerung zwischen den Glimmerschieferbänken etwa 25–30 m.

Im Valea Dobrei-Tal, in etwa 1390 m Seehöhe (barometrische Beobachtung) kommt in Begleitung von Serpentin ein Amphibolit vor. Das Gestein bildet einen 25–30 m mächtigen Lagergang in der Glimmerschieferserie, mit einem Einfallen nach 19^{h} unter 35° . Stellenweise durchkreuzen dieses Gestein sehr dünne Spalten, die durch sekundäre Quarzinfiltrationen ausgefüllt wurden.

Am nordöstlichen Rücken des Titianul (1725 m), östlich von der Stâna Titianului kann man den Amphibolit in einer Länge von etwa 175 km in NO-licher Richtung feststellen. Die Breite des Zuges erreicht im südlichen Teil etwa 80 m. An seinem Rande ist der Lagergang mitunter grobkörnig, von pegmatitischer Struktur und erreichen Amphibole, sowie Plagioklase daselbst Ausmasse von 5–6 cm. Nach Süden treten Serpentine auf. Einfallen: 19^{h} – 21^{h} unter 30° – 40° .

Im Valea Sasului-Tal, in etwa 1370 m Seehöhe ist eine schmale (10 m) Amphiboliteinlagerung aufgeschlossen. Einfallen: 18^{h} 30° . Südöstlich von diesem Vorkommen, am SW-lichen Abhang des D. Taja findet man wieder einen Amphibolit.

Im mittleren Abschnitte des Valea Ditei-Tales, in einer Seehöhe von etwa 1100–1130 m (barometrische Beobachtung) stösst man auf eine zwischen die Paragneise der Glimmerschiefergruppe eingelagerte, stellenweise nahezu 150 m breite Amphiboliteinlagerung. Einfallen: 15 – 16^{h} 35° . Etwas südlich davon durchkreuzt das Tal ein kleines Amphibolitvorkommen. Im unteren Abschnitte dieses Tales, nahe zur Einmündung in die Taja, findet man wieder einen Amphibolit. Einfallen: 15^{h} 35° . Auch in jenem Nebengraben dieses Tales, der von W (von der Kote 1400) herunterführt, kommen einige kleinere Amphiboliteinlagerungen in der Paragneisserie vor.

Am Rücken zwischen Valea Șesului und Valea Scorfului, in etwa 1500 m Seehöhe, westlich von der Stâna Steaua, liegt zwischen den Paragneisen ein Amphibolit. Einfallen: 21^{h} 55° .

Zwischen D. Cioaca und Muncelul Birailor führt in SW-licher Richtung ein kleiner Graben ins Taja-Tal hinunter. In diesem Graben, in etwa 1190 m Seehöhe bildet ein ziemlich grobkörniger Granatamphibolit ein etwa 2 m starkes Lager zwischen Biotitglimmerschiefern (feldspatführend). Einfallen: 17^{h} 30° . Hier und da wird das Gestein von dünnen – 1 mm starken – Quarzschnüren durchkreuzt. In demselben Graben ist ferner in 1050 m Seehöhe ein etwa 4 m mächtiges und in 1000 m ein etwa 5 m starkes Amphibolitlager aufgeschlossen.

Im Pârâul Rescoalei-Tal, in 950 m ü. d. M. bildet ein *Eklogitamphibolit* einen Lagergang im SW–NO-lich streichenden, paragneisartigen, feldspatführenden Glimmerschiefer.

In der Gegend der Juzba, zwischen Căndrelu und Șteflești zieht sich ein Rücken in N–S-licher (NNO–SSW) Richtung. Dieser Rücken besteht aus einem Plagioklasamphibolit, der zwischen Stâna Frumoasei, Stâna Jurcan und Stâna Ștefleștilor einen schmalen Grat bildet. Der Amphibolit ist nicht gut aufgeschlossen, aber wahrscheinlich bildet er einen in etwa 3 km Länge mehr oder minder zusammenhängenden Zug. Die Breite erreicht mitunter 150–200 m, gegen die beiden Enden, d. h. gegen NO und SW keilt er sich allmählich aus. Dieser schmale (200–300 m breite) Rücken, der von beiden Seiten durch sehr steile Abhänge begrenzt wird, verdankt seine heutige Form der Widerstandsfähigkeit des Amphibolits. Der Rücken wurde – einem Eruptivgang ähnlich – aus den weniger widerstandsfähigen Glimmerschiefern herauspräpariert.

Am Gipfel der Piatra alba (2180 m ü. d. M.) findet man eine etwa 8 m mächtige Einlagerung im Paragneis.

Im Gebiet der Târnea liegt ein Amphibolitausbiss am westlichen Abhang der Kuppe 1853, in einer Seehöhe von etwa 1770 m (barometrische Beobachtung). Die grösste Breite dieser Einlagerung misst etwa 30 m. Am Weg zwischen Piatra alba und Stâna Turii findet man ebenfalls Amphibolit aufgeschlossen. Der Aufschluss liegt etwa 1900 m ü. d. M.

Am Rücken zwischen Piatra alba und Cristesti, etwas südlich von der Kote 2020 m fällt eine kleine Amphiboliteinlagerung nach N unter 10° ein.

Nordwestlich von der Frumoasa, in der Nähe der Stâna Gropata lunga, an der SO-lichen Seite der Kuppe 1613 m ist dem disthenführenden Granatglimmerschiefer ein Amphibolit zwischenlagert. Streichen: NO; Einfallen 21° 20° .

Im Salanile-Tal, bei der Mündung des Valea Smidilor-Tales findet man eine 8–10 m breite Einlagerung. NO von Gura Cibanolui, an der S-lichen Lehne der Kuppe 1387 m ist am Fussweg eine Einlagerung aufgeschlossen.

Südlich von der Piatra alba, am östlichen Rand der Stâna Steaja, in 1740 m ü. d. M. ist ein feinkörniger Amphibolit aufgeschlossen. Im Sebes-Tal, südlich von Tău, bei dem 50. Kilometerstein bildet ein Granatamphibolit eine gangartige Einlagerung in den Paragesteinen.

Im Amphibolgneis zwischen Stâna Frumoasa din Gruiu und der Kote 1487 m (im Frumoasa-Tal) treten mehrere Amphibolite auf, die auf der geologischen Karte zusammengezogen wurden.

An der Curmătura Foltei besteht die Kuppe 1446 m aus Amphibolit. Die Länge der Kuppe beträgt (in NO-licher Richtung) etwa 250 m, die Breite höchstens 150 m.

Bei der Vereinigung vom Râul Rudarilor und Râul Foltei hat das Bett des Wassers im Paragneis eine Amphiboliteinlagerung aufgeschlossen.

In der Umgebung von Dus finden wir mehrere Amphibolitausbisse. Einige sind schon weiter oben angeführt worden. Südlich von Dus wird die Glimmerschiefergruppe durch mehrere Amphibolitlager durchsetzt. Nordöstlich von der Kuppe 1475 m wurde am Weg im disthenführenden Granatglimmerschiefer eine Gruppe von dünnen Amphiboliteinlagerungen aufgeschlossen. Einfallen: 12° 20° .

Der von Dus nach der Luna nuce führende Weg kreuzt zwischen Dus und Luna nuce einige Amphibolite. Die Kuppe 1337 m besteht aus Amphibolit, welcher nach O gegen den Râul Rudarilor dahinzieht. Zwischen den Koten 1153 m (im Valea Dobra-Tal) und 1248 m, wo der Weg nach W in das Valea Dobra-Tal einbiegt, findet man eine Amphibolitkuppe. Einfallen: 12° 15° . Beide Einlagerungen sitzen im disthenführenden Glimmerschiefer. Auf der Luna nuce (1363 m ü. d. M.) sind zwei Amphibolite am Weg aufgeschlossen. Die nördlich liegende Einlagerung besitzt etwa 50 m Breite.

Die NW-liche Seite des Vâlcele – südöstlich von der Kote 1024 m im Valea Dobra-Tal – enthält viele Amphiboliteinlagerungen im feldspatführenden Glimmerschiefer. Sie wurden auf der geologischen Karte zusammengezogen.

An der Piatra Tomnaticului, südöstlich von Tău, im Sattel zwischen 1320 und 1443 m, stösst man in einer Meereshöhe von 1272 m auf eine Amphiboliteinlagerung von etwa 400 m Länge. Die grösste Breite beträgt etwa 60 m. Das Gestein wurde hier teilweise durch dünne (einige m) Pegmatitäderchen durchsetzt, die sehr unregelmässig, mitunter mäanderähnlich verlaufen. Am Kontakt

und im Pegmatit selbst, sowie im Amphibolit wurde dabei Epidot ausgeschieden. An diesen Stellen sind die Äderchen gelblichgrün gefärbt. Mitunter besteht die ganze Spaltausfüllung aus Epidot. Der Amphibolit ist ziemlich massig ausgebildet. Der disthen- und turmalinführende Glimmerschiefer — in dem der Amphibolit eingelagert ist — zeigt ein Einfallen von 5° bis 20° nach SW.

An der Măgura (SW-lich von Bistra) besteht die Kuppe 1284 aus Amphibolit, dessen grösste Breite etwa 200 m erreicht. Im unteren Abschnitt des Sugăg-Baches wurden fünf grössere und mehrere kleine Einlagerungen beobachtet.

Am rechten Ufergebiet des Valea Dobra-Tales, zwischen Dealul Grindii (1281 m) und Dealul Captan (1227 m) ist eine Reihe von Amphibolitausbissen zu beobachten: Guga mare (1390 m), D. lui Ivan Baiu (1278 m), D. Grindii, D. Captan usw. Häufig findet man in

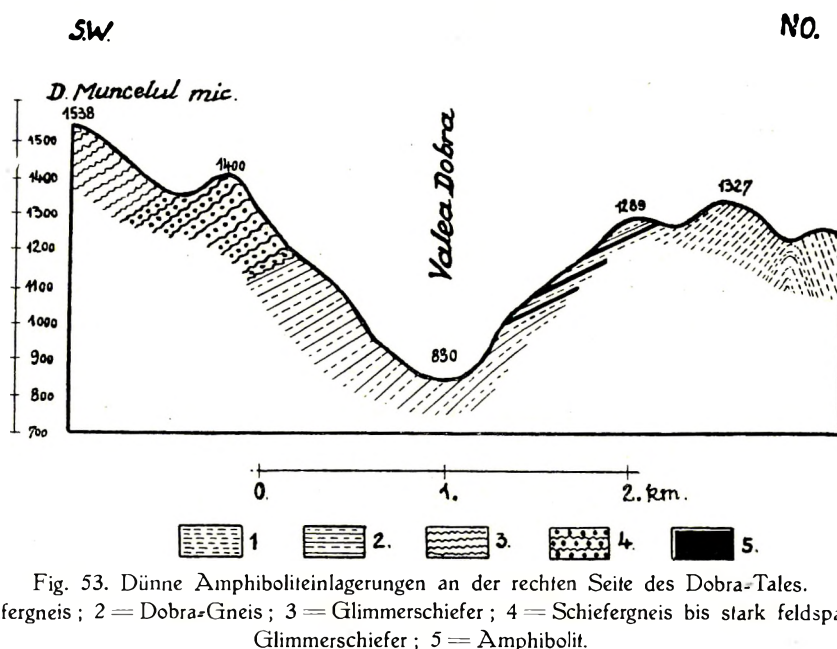


Fig. 53. Dünne Amphiboliteinlagerungen an der rechten Seite des Dobra-Tales.

1 = Schiefergneis ; 2 = Dobra-Gneis ; 3 = Glimmerschiefer ; 4 = Schiefergneis bis stark feldspatführender Glimmerschiefer ; 5 = Amphibolit.

dieser Gegend sehr schmale, injektionsartige Amphiboliteinlagerungen, die oft kaum einige mm Mächtigkeit besitzen (Fig. 53 und 54).

Diese dünnen, injektionsartigen Amphibolitlagen zeigen darauf hin, dass hier aller Wahrscheinlichkeit nach ursprünglich basische Eruptivgesteine vorliegen, die in Amphibolite metamorphosiert wurden. Tektonisch ist dieses Terrain ein Antiklinalgebiet: die Achse der Antiklinale zieht sich über D. Grindii, D. lui Ivan Baiu und D. Captan. Auch in der östlichen Fortsetzung der Antiklinale kommen häufig Amphibolite vor.

Wenn wir die Achse der Antiklinale nach O, später nach SO verfolgen, finden wir eine Reihe von Amphiboliten. Zwischen Răul Sibiului und Valea Serouii liegt der Tomnaticul (1285 m ü. d. M.); auf der südlichen Kuppe (1344 m) desselben liegt Amphibolit. Nördlich vom Tomnaticul, zwischen 1189 und 1081 m kommt ebenfalls im Paragneis Amphibolit vor. Beide liegen im Südflügel der Antiklinale. Einfallen: $13^{\text{h}}-14^{\text{h}}$, $40^{\circ}-60^{\circ}$.

Am rechten Abhang der Valea Serouii besteht die Kuppe 1231 m aus Amphibolit. Ein-

fallen: $13^{\text{h}} 80^{\circ}$. Zwischen Valea Orlatului und Râul Zibin, östlich vom D. Curmătura (1228 m) zwischen 1162 m und 1043 m tritt eine etwa 50 m breite Einlagerung im Paragneis zutage. SSW-lich von Guraro, am Rücken Grosul Muierii, etwa 500 m SSW von der Kote 1001 m steht im Augengneis Amphibolit an. Länge: etwa 150 m, Breite: höchstens 30 m. Einfallen: $14^{\text{h}} 50^{\circ}$.

Am Nordrücken des Blidarei-Berges (etwa 2 km S Guraro) kommen drei grössere Einlagerungen vor. Etwas (500 m) SO-lich vom Gipfel des Blidarei-Berges (1223 m) findet man wieder eine Einlagerung. Einfallen: $13^{\text{h}} 50^{\circ}$.

Am nördlichen Teile des Rückens des Dealul Cărbunariului, zwischen 720 m und 800 m Seehöhe (barometrische Beobachtungen) wechsellagern die Amphibolite mit Pegmatitgängen im Augengneis. Einfallen: $13^{\text{h}} 45^{\circ}$. An der Ostseite der Valea Marasdiei, oben am Rücken, etwa 0·75 km nordöstlich der Kuppe 1128 m steht entlang des Weges Amphibolit an. Weiter in nordöstlicher Richtung besteht die Kuppe 1135 m ebenfalls aus Amphibolit. Einfallen: $14^{\text{h}} 60^{\circ}$. Hier sind auch

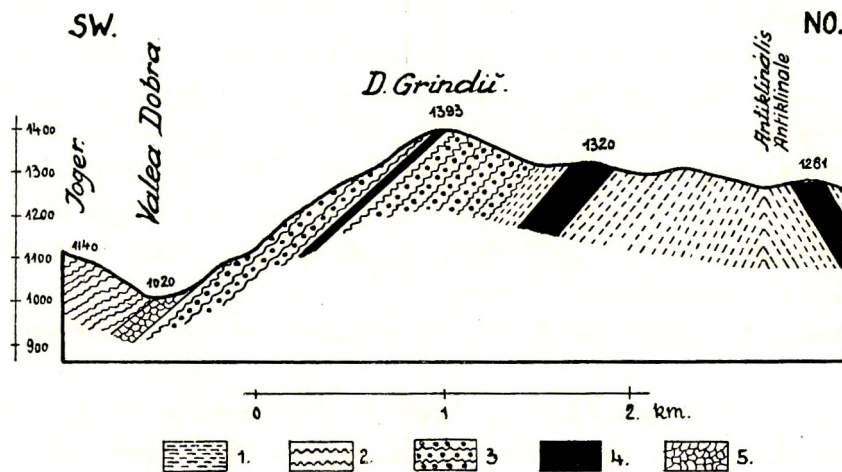


Fig. 54. Amphiboliteinlagerungen am Dealul Grindii. 1 = Schiefergneis; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Schiefergneis bis feldspatführender Glimmerschiefer; 4 = Amphibolit; 5 = Serpentin.

noch mehrere sehr dünne, injektionsartige Einlagerungen zu beobachten. In der Valea Marasdiei, in etwa 625 m Seehöhe (barometrische Beobachtung) wurde im Bach eine etwa 30–50 m mächtige Einlagerung aufgeschlossen. Einfallen: $14^{\text{h}} 60^{\circ}$. Weiter aufwärts im Tal sind noch einige schmale Einlagerungen zu beobachten.

Zwischen Guraro und Resinár biegt sich die Antiklinale nach SO ein und führt über die Masse des Dealul Plaiului. Hier sind mehrere Amphibolite aufgeschlossen. Sie werden z. T. von Peridotiten und Serpentin begleitet. Die Verhältnisse des Vorkommens im Valea Muntelui-Tal sind weiter oben beschrieben worden. Dieser Aufschluss liegt fast genau in der Achse der Antiklinale. Weiter aufwärts im Valea Muntelui-Tal kommen noch einige Amphibolitausbisse vor. Der eine davon lässt sich in etwa 1·5 km Länge verfolgen. Einfallen: teils nach NO, teils nach SW unter $30-60^{\circ}$. Am SW-Rücken des D. Plaiului, SW-lich vom Gipfel 1198 m, in etwa 1190 m Seehöhe (barometrische Beobachtung) liegt am Weg ein Ausbiss. Einfallen: $16^{\text{h}} 45^{\circ}$. Etwa 500 m südöstlich von der Kuppe 1243 m des D. Plaiului sind zwei Amphibolite aufgeschlossen.

Im Valea Pinului-Tal findet man in etwa 850 und 900 m Seehöhe (barometrische Beob.) zwei Aufschlüsse, in 1066 m ü. d. M. eine Einlagerung und mehrere sehr schmale, injektionsartige Vorkommen.

In der Gruppe des Gyhan kommen die Amphibolite in Begleitung von Serpentin und Pegmatiten vor. Am Gipfel der Șanta-Gruppe (1416 m ü. d. M.) steht Amphibolit an.

Am Ostabhang des Paltinisch-Waldes (1467 m), nördlich vom Kurhaus Hohe Rinne, entlang des alten Räuberweges, wie auch auf der Westseite des Berges kommen mehrere Amphibolite vor. Sie sind nicht gut aufgeschlossen und die Lagerung konnte nicht einwandfrei beobachtet werden. Weiter nordöstlich, im Râul Stesii-Tal, in etwa 1000 m und 1100 m Höhe kann das Einfallen gut gemessen werden: $13^{\text{h}}-15^{\text{h}}$, $30^{\circ}-60^{\circ}$.

Nördlich von der Heltauer Hütte, am Rücken zwischen Dealul Porcovița und Heltauer Hütte findet man viele sehr schmale Amphiboliteinlagerungen im Paragneis. Etwa in 1400 m Seehöhe (barometrisch bestimmt) kommt eine etwa 20–40 m breite Einlagerung vor. Weiter nach N auf diesem Rücken, in der Nähe der Kote 1214 m beobachtet man wieder eine etwas grössere Einlagerung.

Südlich von der Heltauer Hütte, in der Nähe der Stâna Dudurucului findet man viele schmalere Amphibolitlagen im Paragneis. Auf der Kuppe 1595 m (SW-lich von der Stâna Dudurucului) ist Amphibolit aufgeschlossen. Am Dealul Panta (1785 m) steht Amphibolit an; dieser Amphibolit kann im Granatglimmerschiefer weiter nach S verfolgt werden, aber nicht in ganz vollkommenem Zusammenhang. Am Voineagul Cătănesei steht noch Amphibolit an. Dieser Amphibolitzug im disthen- und turmalinführenden Glimmerschiefer wurde an vielen Stellen durch Pegmatitinjektionen durchsetzt. Nordöstlich vom D. Panța, zwischen 1714 und 1675 m steht ebenfalls Amphibolit an.

Südlich vom D. Panta bildet der Amphibolit einen schmalen Rücken, der in N–S-licher Richtung in einer Länge von etwa 2 km, bis zum 1850 m hohen Gipfel des Voineagul Cătănesei führt. An der alten rumänischen Grenze gegen SO kann man fast bis zum Vârful Căcaci noch immer Amphibolit beobachten.

Bei der Stâna din Negovanul mare enthält der Glimmerschiefer mehrere sehr dünne Amphibolitlagen. Einfallen: $21^{\text{h}} 15^{\circ}$.

An der südwestlichen Seite des Dealul Clăbucetului (2056 m), unterhalb der Höhenkote 2027 m kommt eine Amphiboliteinlagerung in Begleitung von Grammatit vor. Der Glimmerschiefer führt hier — wie überall in der Umgebung — Granat, Disthen, Staurolith und Turmalin. Einfallen: $21^{\text{h}} 20^{\circ}$. Weiter nach SW, am Vârful Negovanul mare (etwa 200 m nach W vom Gipfel 2136 m) kommt ebenfalls Amphibolit vor. Einfallen: $21^{\text{h}} 15^{\circ}$.

Zwischen Bălăndrul mare (2210 m) und Conțul mare (2083 m) enthält der Glimmerschiefer viele Pegmatitgänge und viele schmale Amphibolitlagen. Weiter nach S, in der Gegend der Furnica (2037 m) finden wir einige schwache Einlagerungen im Glimmerschiefer.

Im Norden, nördlich vom Râul Sadului, in etwa 1 km Entfernung nach NO von der Sieben Richter-Sägemühle ist am Weg eine etwa 10 m breite Amphiboliteinlagerung aufgeschlossen. Weiter gegen N, in der Umgebung der Stâna din Bătrina mare stösst man auf sehr dünne, injektionsartige Einlagerungen.

Im Valea Dobrunului-Tal, in etwa 1400 m Seehöhe (barometrische Beobachtung) sind mehrere Amphibolite aufgeschlossen. Zwischen Valea Dobrunului und Valea Stricatului, an der Südlehne des Cioca-Gipfels (1830 m), in 1710 m Seehöhe liegt Amphibolit. In der Valea Stricatului, etwa 1250 m ü. d. M. findet man eine 30–80 m breite Einlagerung. Einfallen: $3^h 30^\circ$. Im unteren Abschnitt des Valea Bălăndrului-Tales, am linken Ufer zwischen Pegmatiten beobachtet man ebenfalls eine schmale Einlagerung.

Neben der Stâna Steaja din jos am Weg ist eine nach NNW streichende Einlagerung mehr oder minder aufgeschlossen.

An der Südseite des Gotia-Gipfels (1950 m), ferner weiter nach Süd zwischen 1849 m und 1857 m — im Sattel — findet man Amphibolite. Nordöstlich von der Stâna Gotia din sus, auf der Kuppe 1818 m findet man einen turmalinführenden Pegmatit. In diesem kommt eine schmale, nach O streichende Amphiboliteinlagerung vor. Bei dieser Stâna sind zwei Amphibolite zu finden.

Am Gipfel des Dealul Balului (2031 m), an der südwestlichen Seite der Kuppe reicht eine kleine Amphiboliteinlagerung beinahe zur Quelle hinab. Einfallen: $22^h 5^\circ - 10^\circ$. An der SO-Lehne des Dealul Seracinu (1951 m), unterhalb der Kote 1866 m, ferner an der nordöstlichen Seite der Kuppe 1526 m (zwischen Isvorul Gotia und Isvorul Seracinu) sind ebenfalls Amphibolite aufgeschlossen.

Diese erwähnten Vorkommen geben ein Bild davon, wie zahlreich die Amphibolite auftreten! Man muss bedenken, dass die hier angeführten Ausbisse bloss die grössten und wichtigsten unter den beobachteten Einlagerungen darstellen. Die stark bewaldeten und nicht aufgeschlossenen, sowie die nicht zugänglichen, mit Krummholz überwucherten Gebiete bergen sicher noch zahlreiche Amphiboliteinlagerungen.

PHYSIOGRAPHIE DER AMPHIBOLITE.

Bei der Beschreibung der Amphibolite wurden auf Grund der Gemengteile folgende Gruppen unterschieden:

1. *Plagioklasamphibolite*, 2. *Pyroxenamphibolite*, 3. *Eklogitamphibolite*, 4. *Granatamphibolite*, 5. *Biotitamphibolite*, 6. *Epidotamphibolite*. In der letzten Gruppe können noch *Klinozoisit*- und *Zoisit*-*amphibolite* ausgeschieden werden.

Die petrographische Beschreibung umfasst 17 chemische Analysen und mehrere volumprozentische Bestimmungen mit dem grossen LEITZ'schen Integrationstisch.

Eine sehr kurze, lückenhafte, vorläufige Charakterisierung der verschiedenen Amphibolittypen kann in den folgenden Zeilen zusammengefasst werden: alle Amphibolite enthalten als Hauptgemengteile neben Hornblende Plagioklas, oft auch Granat, sehr oft Epidot, seltener Biotit oder Pyroxen. Die Hornblende zeigt grüne Töne (gemeine grüne Hornblende), γ besitzt oft einen blauen Stich. Diese dunkelgefärbten Amphibole zeigen einen kräftigen Pleochroismus. $\gamma:c$ um 20° herum. $2V\alpha$ schwankend. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. Auch lichtgefärbte, aktinolithartige Hornblendensind sehr verbreitet. Hornblendens mit braunen Farben gehören zu den Seltenheiten. Der Plagioklas gehört der Oligoklas-Andesin-Reihe an. Manchmal zeigt er eine saussuritische Umwandlung: Bildung von Epidotmineralien und Muskovit (Serizit).

In einigen Amphiboliten wird ein Teil der Hornblende durch Pyroxen (Diopsid) ersetzt. Manche Vorkommnisse enthalten den Biotit in beträchtlicher Menge. Sehr verbreitet sind diejenigen Amphibolite, die ein Epidotmineral führen. In vielen Gesteinen kommt auch Quarz vor, seine Menge ist aber immer unbedeutend.

Die Textur der Amphibolite ist meist eine gut ausgebildete Kristallisationsschieferung. Die Hornblende-Xenoblasten stellen sich meist mit ihren Hauptachsen in die Schieferungsfläche ein. Plagioklas und Hornblende erscheinen oft in gleichmässiger Verteilung und in diesem Falle sind die Gesteine gesprenkelt. Bei sehr vielen Gesteinen wurden Hornblende und Plagioklas in dunkeln und hellen Lagen angereichert; infolge der Wechsellagerung der hellen und dunklen Lagen entsteht eine Bänderung. Manche Amphibolite zeigen Übergänge zu einer massigen Textur.

Die Struktur ist überwiegend eine feinkörnig granoblastische. Auch eine gröberkörnige Ausbildung mit gabbroider Struktur kommt vor. Poikiloblastische Ausbildung wird ebenfalls beobachtet. Zentrische Strukturen beschränken sich auf die Eklogitamphibolite.

Im Detail sind die Amphibolite ziemlich variabel, aber in der chemischen Zusammensetzung zeigen sie auffallend grosse Ähnlichkeiten, wie es noch weiter unten im Kapitel „Chemische und genetische Verhältnisse“ näher auseinandergesetzt wird.

Die einzelnen petrographisch verschiedenen Typen kommen regellos verstreut vor und deswegen können sie auf der geologischen Karte nicht einzeln eingetragen werden. Unter den Gemengteilen zeigt der Granat manchmal eine sehr regellose Verteilung.

Die Gemengteile in den Amphiboliten sind — wie in allen Gesteinen des Gebirges — sehr frisch und zeigen keine grösseren kataklastischen Einwirkungen oder stärkeren sekundären Umwandlungen.

PLAGIOKLASAMPHIBOLITE.

Bezeichnend ist für diese Gesteine der ziemlich saure *Plagioklas*. Biotit-, Granat- und Zoisit-Epidotminerale fehlen entweder gänzlich, oder treten bloss sehr untergeordnet auf. Ihre Textur ist im allgemeinen mehr oder weniger schiefrig. Oft zeigen sie jedoch eine gewissermassen an Massengesteine erinnernde Beschaffenheit und in diesen Fällen ähneln sie makroskopisch eher den massigen Gesteinen, z. B. Dioriten. Die Hornblende hat sich in den Gesteinen, wo eine ausgeprägte Schieferung vorhanden ist, dieser gut angepasst. Die Struktur ist homöoblastisch und zwar meist granoblastisch, seltener granoblastisch-nematoblastisch und häufig zeigt sich eine Siebstruktur durch siebartiges Durcheinandewachsen von Plagioklas und Amphibol.

AMPHIBOLIT VOM SALANELE, IN 1710 m SEEHÖHE.

Dieses Gestein macht makroskopisch eher den Eindruck eines graulich-schwarzen, massigen Gesteins. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, nur einzelne Hornblenden erreichen eine Länge von 2—3 mm, meist sind sie aber viel kleiner. Selten finden sich schlierenartig etwas gröberkörnige Lagen, die überwiegend aus Amphibol bestehen. Mit unbewaffneten Augen erkennt man im Gestein bloss *Plagioklas* und schwarze *Amphibole*. Seine weiteren Gemengteile sind: *Biotit*, *Quarz*, *Titanit*, *Titan-eisen*, *Magnetit*, *Klinozoisit*, *Rutil* und *Apatit*.

Die *Plagioklas* sind im allgemeinen frisch, xenoblastisch ausgebildet, häufig nach dem Albit-,

etwas seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Doppelzwillinge nach beiden Gesetzen sind ziemlich verbreitet. Die Kristalle sind oft tafelförmig nach (010), seltener aber länglich in der Richtung \perp (010). Die Messungen ergaben die folgenden Resultate:

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 88°	+ 77°	- 11° = (010) = Albit = 28% An.
2. A_{1-2}	90°	+ 75°	- 14° = [010] = Periklin = 27% An.
P_{1-2}	+ 87°	+ 14°	+ 85° = Periklin = ca. 27%.

$$2V = -83^\circ$$

3. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 11^\circ \cong 27\%$ An.
4. Schnitt ungefähr $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 14^\circ =$ etwa 29% An.
5. $\alpha' =$ etwa ω , $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' > \omega$.

Eine inverse Zonenstruktur ist schwach ausgeprägt und nicht häufig. Es wurden gemessen:

6. Schnitt $\perp (010)$ und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $7^\circ = 25\%$ An,
in der Hülle: $11^\circ = 29\%$ An.

Kern und Hülle fließen ohne scharfe Grenze ineinander. Manche Plagioklase zeigen schwache Ungleichmässigkeiten in der Auslöschung, ohne deutlich erkennbare Zonenstruktur.

Die Dimensionen der Plagioklase schwanken vorwiegend zwischen 0.33 und 0.65 mm. Einzelne Körner erreichen Dimensionen bis über 1.0 mm. Die etwas grösseren Kristalle sind zufolge zahlreicher *Hornblende*einschlüsse siebartig durchlöchert.

Die makroskopisch schwarz erscheinende *Hornblende* ist ebenfalls xenoblastisch ausgebildet; mitunter sind die Flächen von $\{110\}$, viel seltener von $\{100\}$ und $\{010\}$ mehr oder weniger gut erkennbar. Ihr Pleochroismus ist ziemlich stark: $\alpha =$ blass strohgelb, $\beta =$ fahl gelblichgrün, $\gamma =$ grün (im Dünnschliff). $\gamma : c = 15.5$ bis 18° [an Schnitten $\parallel (010)$]. Achsenebene $\parallel (010)$. $\gamma - \alpha = 0.020$ (mit BABINET'schem Kompensator in Na-Licht bestimmt. Schliffdicke: 0.019 mm). $2V\alpha = 84^\circ$. Die Hornblenden sind oft von kleinen *Plagioklaskörnchen* siebartig durchwachsen. Ausserdem kommen *Titanit*, *Titaneisen (Magnetit)*, *Biotit*, *Rutil*, *Apatit* eingeschlossen in den Amphibolen vor. Die Länge der Hornblenden schwankt überwiegend zwischen 0.35 und 1.00 mm. Vereinzelt sind auch Körner von 2 bis 3 mm Länge vorhanden.

Der Quarz ist bloss sehr untergeordnet, in rundlichen Körnern zwischen den granoblastischen Plagioklasen vorhanden. Die Auslöschung vollzieht sich meist undulös. Vereinzelt kommt der Quarz auch in dünnen Adern vor.

Der *Biotit* tritt zwischen den Hornblenden sehr untergeordnet auf. Pleochroismus stark: $\alpha =$ fahl lichtgelb, $\beta = \gamma =$ bräunlichrot. Einzelne Blättchen sind mehr oder weniger chloritisiert, andere vollkommen entfärbt. Der *Biotit* kommt in Form von kleinen Blättchen auch als Einschluss in den Plagioklasen vor.

Titanit ist verhältnismässig viel anzutreffen. Seine Individuen sind im Schliff von etwas licht gelblichgrauer Farbe und nicht pleochroitisch, von elliptischer bis unregelmässiger Form und häufig zu Knoten agglomerierend. Manchmal reihen sich seine Körner rosenkranzartig aneinander. Vereinzelt umhüllt der Titanit ein sehr kleines *Rutilkörnchen*. In diesem Falle dürfte der Titangehalt aus dem Rutil stammen. Eine ziemlich grosse Menge des Titanits ist in den Hornblenden eingeschlossen.

Der *Rutil* ist übrigens äusserst selten vorhanden u. zw. in sehr kleinen, elliptischen Körnern von schwachem Pleochroismus: ω = lichtgelb, ε = etwas dunkler gelb.

Ziemlich verbreitet ist ein schwarzes, *opakes Erz*, teils in nahezu isodiametrischen, teils in unregelmässig begrenzten, zerlappten Formen, manchmal gänzlich oder z. T. von Titanit umgeben. Das Zusammentreffen mit Titanit weist auf *Titaneisen* oder auf stark Ti-haltigen Magnetit. In einer vorläufigen Mitteilung wurden die opaken Erze als Magnetit zusammengefasst. Die Umwandlung des Titaneisens muss in grösserer Tiefe erfolgt sein, weil an der Oberfläche das Erz randlich in limonitisches Material umgewandelt wird, wie die Schiffe von nicht frischem Gestein erkennen lassen. Das Erz enthält manchmal sehr kleine *Plagioklaskörnchen*, welche z. T. die gleiche optische Orientierung zeigen.

Der *Apatit* ist besonders als Einschluss im Amphibol und in den Plagioklasen zu finden. Die Grösse ist meist sehr gering. Das Mineral bildet bald dünne, prismatische, terminal etwas abgerundete Idioblasten, bald erscheint es kristallographisch besser begrenzt und manchmal sind auch noch die Spuren der Terminalflächen mit hexagonalen Durchschnitten zu beobachten.

Selten findet man zwischen den Plagioklasen einzelne sehr kleine, farblose, getrübte Xenoblasten von *Klinozoisit*, wohl als sekundäres Produkt.

Die Struktur ist granoblastisch, oft mit Siebstruktur (Tafel VIII, Fig. 2 und 3).

Die chemische Analyse ergab:

SiO ₂	48·07 ⁰ / ₀
TiO ₂	1·43
Al ₂ O ₃	19·00
Fe ₂ O ₃	2·94
FeO	9·64
MnO	0·13
MgO	4·11
CaO	10·55
Na ₂ O	2·99
K ₂ O	0·36
P ₂ O ₅	0·89
Glühverl.	0·51
Summe . . .		100·62

Spez. Gew.: 3·179.

Analytiker: K. EMSZT.

Die chemische Zusammensetzung zeigt einen gabbroiden Charakter.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s=53·77$, $A=3·43$, $C=8·84$, $F=21·69$, $M=3·57$, $T=0·0$, $k=0·89$; $a=3·0$, $c=7·8$, $f=19·2$. (M nach GRUBENMANN.)

S Al F = 17·0, 4·0, 9·0.

Al C Alk = 13·0, 13·5, 3·5.

NK = 9·3.

MC = 3·5.

Diese Werte stimmen beinahe vollkommen mit jenen des *Gabbros* aus dem Secheimer, Gemeindesteinbruch überein:

$$\begin{aligned} \text{S Al F} &= 17.0, 4.0, 9.0. \\ \text{Al C Alk} &= 13.0, 14.5, 2.5. \\ \text{NK} &= 9.0. \\ \text{MC} &= 3.6. \end{aligned}$$

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=114.0$, $al=26.5$, $fm=39.0$, $c=27.0$, $alk=7.5$, $k=0.07$, $mg=0.37$; $qz=-16.0$, $ti=2.55$, $p=0.90$, $c/fm=0.69$, Schnitt=V.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* bis *noritischen Magmas*: $si=108.0$, $al=21.0$, $fm=52.0$, $c=21.0$, $alk=6.0$, $k=0.20$, $mg=0.55$, Schnitt=III/IV. Aus diesem Typus sollen die folgenden Molekularwerte angeführt werden: $si=114.0$, $al=21.5$, $fm=45.5$, $c=26.0$, $alk=7.0$, $k=0.16$, $mg=0.63$, Schnitt=IV. (*Norit*, Prospect Hill, Conn.).

Ferner: Typus des *pyroxenit-hornblendegabbroiden Magmas*: $si=100.0$, $al=23.5$, $fm=40.5$, $c=31.5$, $alk=4.5$, $k=0.16$, $mg=0.75$, Schnitt=V. Aus diesem Typus: $si=112.0$, $al=24.5$, $fm=39.5$, $c=30.0$, $alk=6$, $k=0.23$, $mg=0.71$, Schnitt=V. (*Augitnorit*, Radau-Tal, Harz.)

Die volumetrische Analyse (unter Vernachlässigung der nur in Spuren nachgewiesenen Rutilkörner) ergab:

Plagioklas	58.50 Vol %
Hornblende	34.53
Titanit	2.37
Ilmenit (Magnetit)	1.94
Biotit	0.31
Klinozoisit	0.80
Apatit	1.55
Summe	100.00

AMPHIBOLIT AUS DER NÄHE DES VALEA DOBREI-URSPRUNGES.

Die gangartige Einlagerung zwischen den Bänken des Glimmerschiefers misst 25–30 m Dicke. Das untersuchte Gestein stammt aus dem Graben des Valea Dobrei-Tales unterhalb des am Wege zwischen dem Şurianu und der Pârva stehenden Holzkreuzes, in 1800 m Seehöhe.

Das dunkelgraue Gestein ist zähe und kann mit dem Hammer nur schwer bearbeitet werden. Megaskopisch zeigt es einen dioritischen Habitus mit kaum vorhandener Schieferung. Mit unbewaffnetem Auge kann man schwarze Hornblenden und weisse Plagioklase, ferner einige Pyrite erkennen. Die weiteren Gemengteile sind: *Biotit*, *Magnetit*, *Apatit*, *Titanit*, die noch von den hysterogenen Gemengteilen *Chlorit*, *Epidot* und *Serizit* begleitet werden. Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch bis massig.

Die durchschnittlich 0.3 bis 0.7 mm grossen *Plagioklase* sind meist tafelförmig nach (010) ausgebildet. In den Dünnschliffen erscheinen sie daher oft breit leistenförmig. Die Individuen sind meist nach dem Albit-, seltener nach dem Periklingesetz verzwillingt. Sie sind trübe, oft voll von serizitischen

und epidotischen Zersetzungsprodukten, weshalb ihre nähere Bestimmung nur mühsam ausgeführt werden kann. Die Messungen ergaben:

	α	β	γ
1. $A_{1-2}=P_{1-2}$	+88°	+70°	-16°=(010)=Albit=35% An.
2. A_{1-2}	+85°	+66°	-22°=[010]=Periklin=37% An.
P_{1-2}	+80°	+30°	+65°=Periklin=etwa 38% An.
3. Schnitt $\perp \gamma$, α' : (010)=12°=42%.			

Da besonders die Kerne der Kristalle einer stärkeren Zersetzung anheimfielen, muss auf chemische Unterschiede zwischen Kern und Hülle geschlossen werden. In den meisten Kristallen sind aber die zentralen Teile so stark in Epidot und Serizit umgewandelt, dass sie zu einer näheren Bestimmung meist ungeeignet sind. Nur in einem günstigen Schnitt konnte im Kern folgendes gemessen werden:

4. Schnitt $\perp \gamma$, α' : (010)=14°=44% An.

Danach würden die Kerne basischer sein, als die Hüllen. Die starke Neigung der zentralen Teile zur Zersetzung dürfte ebenfalls dafür sprechen.

Der makroskopisch schwarze *Amphibol* ist im Durchschnitt 0.2 bis 0.85 mm lang. An seinen Individuen sind oft ziemlich idiomorph die Formen $\{110\}$, seltener $\{010\}$ und ausnahmsweise auch $\{100\}$ ausgebildet, die Terminalflächen aber nie. Sein Pleochroismus: α = gelb, β = gelblichbraun bis braun, γ = braun. Die Absorption: $\gamma \geq \beta > \alpha$. $\gamma:c = 15.5^\circ$. Achsenebene: $\parallel (010)$; optisch negativ. $2V\alpha = 84^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.024$ (mit BABINET'schem Kompensator in Na-Licht).

Oft besitzen die randlichen, äusseren Teile der Hornblenden eine grüne Farbe mit folgendem Pleochroismus: α = licht gelblichgrün, β = licht bläulichgrün, γ = blaugrün. Die Auslöschungsschiefe scheint etwas grösser zu sein, als im braunen zentralen Teil, die Doppelbrechung hat dagegen scheinbar etwas abgenommen. Die Spaltrisse verlaufen in den beiden Teilen der Kristalle ohne Richtungsänderung. Die Breite dieses äusseren Saumes ist sehr schwankend, aber der zentrale, braune Teil herrscht immer vor. $2V\alpha$ wurde in einem Fall im grünen Saum für 68° gemessen. Diese Umwandlung des Amphibols scheint mit schwacher Ausscheidung von sehr kleinen Magnetitkörnchen verbunden zu sein.

Einige Hornblenden sind vollkommen grün und von der gleichen Beschaffenheit, wie die grünen Teile der übrigen Amphibole. Diese erscheinen manchmal nach der Hauptachse etwas faserig ausgebildet.

Ein ziemlich untergeordneter Gemengteil ist der *Biotit* in 0.10 bis 0.20 mm grossen Blättchen mit starkem Pleochroismus: α = licht strohgelb, γ = dunkel schokoladebraun. $2V\alpha = 0^\circ$. Die Blättchen sind oft stark chloritisch umgewandelt, manchmal wird das Mineral ganz von Chlorit ersetzt, mit folgendem Pleochroismus: α = lichtgelb, γ = grasgrün mit Stich ins Blaue. Als Einschlüsse im Biotit wurden selten *Zirkon* und *Apatit*, öfters *Epidotkörnchen* beobachtet. Die letzteren sind sekundäre Umwandlungsprodukte entlang der Spaltrisse. Selten kann man *Rutil* in der Form von Sagenit als Einschluss beobachten.

Der *Chlorit* tritt ziemlich reichlich in stark pleochroitischen Schüppchen auf: α = lichtgelb, γ = grasgrün, von optisch negativem Charakter. Seine Schnitte zeigen oft anomale indigoblaue Interferenzfarben. Der Chlorit hat sich aus den Biotiten gebildet, unter Ausscheidung von Epidotkörnern. Mitunter sind noch die Reste der ursprünglichen Biotite vorhanden. Auch manche Hornblenden scheinen z. T. chloritisch stark verändert zu sein.

Diese starke Chloritführung war in den untersuchten Schliffen überall bemerkbar.

Magnetit ist reichlich vorhanden, meist als unregelmässig begrenzte Körner, seltener in sehr kleinen Oktaedern. Manche schwarze Erzkörnchen sind teilweise oder ganz mit einer schmalen *Titanit*-hülle umgeben, diese dürften wohl *Ilmenite* sein.

Die spärlichen kleinen *Titanit*körner haben meist unregelmässige Konturen. Oft sitzen sie in der Nähe der schwarzen Erzkörner. Mitunter bilden sie Einschlüsse in den Hornblenden.

Apatit kommt reichlich vor, oft in Säulchen mit hexagonalem Durchschnitt, deren Durchmesser zwischen 0·02 und 0·04 mm schwanken; seine Längen messen vorwiegend 0·09 bis 0·25 mm, seltener bis 0·32 mm.

Der *Pyrit* kommt hier und da vor, u. zw. in bis 1–2 mm grossen, derben Körnern.

AMPHIBOLIT, SÜDLICH VON DER STÂNA GILEI, 1274 m SEEHÖHE.

Das grauschwarze Gestein ist feinkörnig, dicht und hinlänglich schiefrig. Megaskopisch sind darin bloss die kurzen, schwarzen *Hornblendesäulchen* zu erkennen, welche sehr stark überwiegen. Die übrigen Gemengteile sind: *Plagioklas*, *Biotit*, *Chlorit*, *Quarz*, *Zoisit*–*Klinozoisit*, *Muskovit*, *Titanit*, *Apatit*, *Magnetit*, *Pyrit*, *Rutil*, *Zirkon*.

Der sparsam vorhandene *Plagioklas* tritt in 0·05 bis 0·18 mm grossen Xenoblasten auf. Seine Dimensionen erreichen manchmal 0·25 bis 0·30 mm. Zwillinge nach dem Albitgesetz sind häufig, aber auch Periklinzwillinge sind vorhanden. Die Konturen der ziemlich isodiametrischen Individuen zeigen keine Einbuchtungen. Über die Zusammensetzung orientieren die folgenden Daten:

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+86°	+70°	-16° = (010) = Albit = etwa 35% An.
2. A_{1-2}	+85°	+64°	-29° = [010] = Periklin = 40% An.
P_{1-2}	+83°	+30°	+65° = Periklin = etwa 38% An.
3. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$:(010) = 22° = 36% An.		

Trübung der Körner infolge Serizit- und Klinozoisit–Zoisitbildung ist verbreitet. Einmal wurde auch wasserklarer Albit (ca. 7–8% An) beobachtet.

Die Plagioklase treten zwischen den Hornblenden auf, sie bilden kleine, überwiegend aus ihnen bestehende Lagen.

Unter den Gemengteilen steht der *Amphibol* im Übergewicht, während alle übrigen bloss die zwischen den Hornblenden übrigbleibenden Zwischenräume ausfüllen. Die Amphibole sind verhältnismässig kurz prismatisch und – mikroskopisch betrachtet, von blasser Farbe; sie sind Xenoblasten, mitunter aber können die Flächen von {110} und {010} an ihnen gut beobachtet werden. Der Pleochroismus ist: α = blass grünlichgelb, β = blass bräunlichgrün, γ = blassgrün. $\gamma:c = 22^\circ$. $\gamma-\alpha = 0\cdot021$ (mit BABINET'schem Kompensator in Na-Licht gemessen.) $2V\alpha =$ etwa 87° . Die Amphibolindividuen werden von den farblosen Gemengteilen – namentlich vom Plagioklas – förmlich siebartig durchlöchert.

Die Länge der Hornblenden schwankt meistens zwischen 0·17 und 0·8 mm, die grössten messen bis 1·3 mm Länge.

Biotit tritt bloss hier und da, ganz untergeordnet auf u. zw. in Form von kleinen (0·08 bis 0·17 mm) Schüppchen. α = sehr lichtgelb, γ = rötlichbraun. Sein Achsenwinkel ist nahe 0° .

Der *Chlorit* kommt ebenfalls spärlich vor, oft in divergierenden, kleinen Büscheln sekundär nach *Biotit*. Er ist farblos, optisch einachsig, manchmal mit *Magnetit*-Einschlüssen.

Zoisit und *Klinozoisit* treten in winzig kleinen, etwas länglichen oder nahezu isodiametrischen Körnern in geringer Menge auf, oft mit *Plagioklas* zu kleinen Knoten angehäuft, denen selten auch noch farblose Quarzkörner angeschlossen sind. Der *Zoisit* scheint α -*Zoisit* zu sein. Der mehr überwiegende *Klinozoisit* ist ebenfalls positiv.

Muskovit findet man besonders in der Nähe der *Epidot*mineralien in sehr kleinen Schüppchen.

Muskovit und die *Epidot*mineralien haben sich auf Kosten der *Plagioklase* gebildet.

Der *Rutil* in abgerundet prismatischen oder ellipsoidischen, eventuell kugeligen, oder aber in unregelmässig gekrümmten, länglichen Körnern ist etwas mehr verbreitet, als der *Titanit*. Pleochroismus: ω = lichtgelb, ϵ = licht gelblichbraun.

Opakes *Erz* ist in ausgezackrandigen, sonst isodiametrischen Körnern anzutreffen. Einige Körner sind mit etwas *Titanit* umrandet, diese sind *Ilmenite*, die isodiametrischen sind wahrscheinlich *Magnetite*. Einige *Ilmenite* erreichen Dimensionen bis 0·25 mm.

Apatit, *Zirkon* und *Pyrit* sind sehr selten.

Die Struktur des Gesteins ist poikiloblastisch: die Individuen der Hornblende schliessen sich so dicht aneinander, dass ein Grundgewebe entsteht und die übrigen Gemengteile füllen die freien Räume zwischen den Hornblenden aus. Die *Amphibol*-Individuen sind oft von kleinen *Feldspaten* siebartig durchdrungen (Siebstruktur).

Die chemische Analyse ergab:

SiO ₂	51·01%
TiO ₂	1·38
Al ₂ O ₃	15·27
Fe ₂ O ₃	0·98
FeO	9·97
MnO	0·25
MgO	8·11
CaO	11·20
Na ₂ O	1·85
K ₂ O	0·90
H ₂ O — 110°	0·04
Glühverl. + 110°	0·70
Summe	101·66

Analytiker: Zs. SZINYEI-MERSE.

Die Parameter nach OSANN: $s = 53·76$, $A = 2·45$, $C = 6·83$, $F = 27·68$, $M = 5·51$, $T = 0·0$, $n = 7·55$, Reihe = α , $k = 0·96$; $a = 2·0$, $c = 5·6$, $f = 22·4$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 114·0$, $al = 20·0$, $fm = 47·5$, $c = 27·0$, $alk = 5·5$, $k = 0·24$, $mg = 0·57$; $qz = -8·00$, $ti = 2·31$, $\%_{fm} = 0·56$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden bis noritischen Magmas*: $si = 108.0$, $al = 21.0$, $fm = 52.0$, $c = 21.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.20$, $mg = 0.55$, Schnitt = III/IV.

Ferner: $si = 114.0$, $al = 21.5$, $fm = 45.5$, $c = 26.0$, $alk = 7.0$, $k = 0.16$, $mg = 0.63$, Schnitt = IV. (*Norit*, Prospect Hill, Conn.)

Die volumprozentische Zusammensetzung:

Hornblende	75.74 Vol %
Plagioklas	19.86
Biotit	0.53
Chlorit	0.23
Epidotmineralien	0.56
Muskovit	0.48
Rutil	0.36
Titanit	0.17
Titaneisen (Magnetit)	2.07
Summe	100.00

AMPHIBOLIT, PIATRA ALBA, VOM GIPFEL.

Das untersuchte Handstück stammt aus dem weiter oben erwähnten Gestein am Gipfel der *Piatra alba*, 2180 m ü. d. M.

Megaskopisch macht das Gestein den Eindruck eines gleichmässig feinkörnigen Massengesteins von schwarzer Farbe. Die Gemengteile sind kleiner als 1 mm; nur der Quarz bildet einige cm mächtige Äderchen, aber untergeordnet und in sehr unregelmässiger Verteilung.

Gemengteile: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Quarz*, ferner *Titanit*, *Rutil*, *Ilmenit*, *Apatit* und *Pyrit*. Für unbewaffnete Augen sind nur die drei ersten zugänglich. Die Struktur ist granoblastisch—poikiloblastisch. Die schwach schiefrige Textur wird durch die Einstellung der Hornblendesäulchen in die Schieferungsfläche herbeigeführt.

Die überwiegend 0.05 bis 0.3 mm grossen *Plagioklase* sind ganz frisch, wasserklar. Albit- und Periklinzwillinge bestehen aus wenigen Zwillinglamellen und zeigen nichts besonderes. Die Kristalle bilden Xenoblasten; oft sind sie parallel zu den Zwillinglamellen oder manchmal senkrecht dazu verlängert. Über die chemische Zusammensetzung orientieren die folgenden Zahlen:

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+88°	+72°	-19° = (010) = Albit = 33% An.
	$2V_1 = -87^\circ$		
	α	β	γ
2. A_{1-2}	+89°	+70°	-20° = [010] = Periklin = 33% An.
P_{1-2}	+82°	+28°	+70° = Periklin = etwa zwischen 32 und 37% An.
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+89°	+75°	-13° = (010) = Albit = 31% An.
S	+86°	+20°	+73° = (001) = 30% An.
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+89°	+78°	-12° = (010) = Albit = 29% An.
	$2V_1 = -87^\circ; 2V_2 = -88^\circ$		

$$5. A_{1-2}=P_{1-2} \quad \begin{array}{ccc} \alpha & \beta & \gamma \\ +87^\circ & +70^\circ & -18^\circ=(010)=\text{Albit}=38\% \\ & & 2V_1=+89^\circ \end{array}$$

6. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $11^\circ=27\% \text{ An}$,

in der Hülle: $26^\circ=31\% \text{ An}$.

Die Zonarstruktur in den Plagioklasen ist schwach ausgebildet und nur der Kern und die äussere Hülle lassen sich in manchen Kristallen unterscheiden. Die Grenze der Zonen ist verschwommen.

Der makroskopisch schwarze *Amphibol* erscheint in nach der Hauptachse länglichen Xenoblasten. Mitunter kann man die Form $\{110\}$ unterscheiden. Die Dicke der Individuen schwankt zwischen 0.016 und 0.17 mm, die Länge im Durchschnitt zwischen 0.5 und 0.6 mm. Die grössten sind 1.2 mm lang. Es gibt auch viele Körner von der Länge zwischen 0.08 und 0.5 mm.

Die Achsenebene ist \parallel (010). Der Pleochroismus ist mässig stark: α = licht graulichgelb, β = licht graulichgrün, γ = licht bläulichgrün, $\gamma:c = 22^\circ$. $2V\alpha = 70^\circ$ (im Mittel.) $\gamma-\alpha = 0.020$, (Schlifffdicke 0.019).

Der *Quarz* tritt besonders in den spärlich vorhandenen Quarzadern auf. Als Gemengteil erscheint er zwischen und in den Amphibolen in rundlichen Körnern sehr untergeordnet. Die grösseren Individuen erscheinen in einzelne, meist geradlinig begrenzte Felder geteilt, die etwas verschieden auslöschten. Einzelne Hornblenden sind von kleinen Quarzkörnchen siebartig durchdrungen.

Der *Titanit* kommt in etwas graulichgelben bis farblosen, recht kleinen (Länge: 0.05 bis 0.01 mm, selten bis 0.2 mm), elliptisch gestreckten Körnern vor, die seltener in kleinen Nestern angehäuft erscheinen, meist aber mehr verstreut im Gestein zu finden sind. Er ist in ziemlich grosser Menge vorhanden, besonders in den Hornblenden. Manche enthalten ein sehr kleines Rutilkorn. Ein Teil der Titanite dürfte wahrscheinlich unter Aufzehrung des Rutils entstanden sein. In etwas dickeren Dünnschliffen lassen die Titanite den folgenden Pleochroismus beobachten: α = sehr licht graulichgelb, β = licht graulichgelb, γ = licht bräunlichgelb.

Das *Titaneisen* erscheint in zerlappten, unregelmässig geformten Körnern. Auch stabförmige Individuen sind zu beobachten; seine Körner sind selten isodiametrisch. Der Durchmesser schwankt vorwiegend zwischen 0.08 und 0.16 mm, vereinzelt beobachtet man 0.2 bis 0.5 mm lange Körnchen. Einzelne Individuen sind mit einer schmalen Hülle von *Leukoxen* umgeben.

Rutil tritt sehr spärlich in sehr kleinen, ellipsoidischen Körnchen in den Hornblenden und Titaniten auf.

Apatit und *Pyrit* sind selten zu beobachten.

Das Analysenresultat ist folgendes:

SiO ₂	49.18%
TiO ₂	2.76
Al ₂ O ₃	14.06
Fe ₂ O ₃	2.20
FeO	10.14
MnO	0.15
MgO	4.81

CaO	10.71
SrO	0.05
BaO	Sp.
Na ₂ O	2.86
K ₂ O	0.45
H ₂ O+110°	1.96
H ₂ O-110°	0.17
P ₂ O ₅	0.09
Summe	99.59

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 3.078 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 56.01$, $A = 3.34$, $C = 5.70$, $F = 25.91$, $T = 0.0$, $n = 9.04$,
Reihe = α , $k = 0.98$; $a = 2.9$, $c = 4.9$, $f = 22.2$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 122.0$, $al = 20.5$, $fm = 43.5$, $c = 28.5$, $alk = 7.5$, $k = 0.09$,
 $mg = 0.41$; $qz = -8.0$, $fi = 5.14$, $p = 0.09$, $h = 16.23$, $c/fm = 0.65$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *gabbrodioritischen (harzitischen) Magmas*: $si = 135.0$, $al = 24.5$,
 $fm = 42.5$, $c = 23.0$, $alk = 10.0$, $k = 0.28$, $mg = 0.50$, Schnitt = IV.

Ferner einige Gesteine aus diesem Typus: $si = 118.0$, $al = 23.5$, $fm = 45.0$, $c = 23.5$,
 $alk = 8.0$, $k = 0.09$, $mg = 0.61$, Schnitt = IV. (*Gabbrodiorit*, Isola Persa, Bernina, Engadin.)

$si = 113.0$, $al = 22.5$, $fm = 45.0$, $c = 25.5$, $alk = 7.0$, $k = 0.12$, $mg = 0.47$, Schnitt = IV.
(Dichter *Gangdiorit*, Ober-Ramstadt, Odenwald.)

$si = 126.0$, $al = 22.0$, $fm = 47.5$, $c = 22.0$, $alk = 8.5$, $k = 0.17$, $mg = 0.55$, Schnitt = IV.
(*Quarz-Biotitnorit*, Opdal Inset, Norwegen.)

Auch die *normalgabbroiden* wie auch die *pyroxenit-hornblenditgabbroiden* Gesteine zeigen
eine sehr grosse Ähnlichkeit:

$si = 119.0$, $al = 23.0$, $fm = 47.5$, $c = 24.0$, $alk = 5.5$, $k = 0.21$, $mg = 0.41$, Schnitt = IV.
(*Gabbro*, Radautal, Harz.)

$si = 114.0$, $al = 21.5$, $fm = 45.5$, $c = 26.0$, $alk = 7.0$, $k = 0.16$, $mg = 0.63$, Schnitt = IV.
(*Norit*, Prospect Hill, Conn.)

$si = 112.0$, $al = 24.5$, $fm = 39.5$, $c = 30.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.23$, $mg = 0.71$, Schnitt = V.
(*Augitnorit*, Radautal, Harz.)

Die volummetrische Analyse ergab:

Plagioklas	34.37	Vol %
Hornblende	55.01	
Quarz	2.15	
Titanit	5.40	
Ilmenit	2.15	
Apatit	0.94	
Rutil	0.28	
Pyrit	0.12	
Summe:	100.00	

AMPHIBOLIT, JUZBA, 1818 m ü. d. M.

Zwischen Căndrelu und Steflesti zieht sich ein Rücken in N-S-Richtung. Auf diesem Rücken, unterhalb Juzba, in der Nähe der Stâna Steflestilor, ist das untersuchte Gestein aufgeschlossen.

Das Gestein besteht aus weissen und graulichschwarzen, dünnen Schichten, deren Mächtigkeit höchstens einige mm erreicht. Die dunklen Lagen bestehen vorwiegend aus schwarzem Amphibol, dessen Individuen manchmal Längen bis 1 cm erreichen; zwischen den Hornblenden kommt nur sehr wenig Plagioklas vor. Die weissen Lagen enthalten Plagioklas und zwar in überwiegender Menge, ferner wenig Quarz und Hornblende. Indem die weissen und dunklen Lagen regelmässig wechsellagern, ist das Gestein typisch streifig ausgebildet.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Plagioklas, Hornblende, Quarz, Biotit, Epidot, Titanit, Rutil, Ilmenit, Apatit*.

Der *Plagioklas* erscheint in Xenoblasten (Dimensionen: 0.3 bis 1.3 mm, seltener bis 2.5 mm), meist mit Zwillingslamellierung nach den Gesetzen: Albit, Periklin und beide gleichzeitig.

1. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $16^\circ = 31\%$ An.

2. Schnitt \perp α , α' : (010) = $14^\circ = 29\%$ An.

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+75^\circ$	$-13^\circ = (010) = \text{Albit} = 32\%$ An.
$2V_1 =$	-84° ;	$2V_2 = -82^\circ$	

	α	β	γ
4. A_{1-2}	$+89^\circ$	$+65^\circ$	$-20^\circ = [010] = \text{Periklin} = \text{etwa } 33\%$ An.
P_{1-2}	90°	$+85^\circ$	$+70^\circ = \text{Periklin} = 31\%$ An.

5. Schnitt \perp γ , α' : (001) = $6^\circ = 35\%$ An.

Zonarbau ist selten zu beobachten und man kann nur einen Kern und eine breite Hülle unterscheiden. Der Übergang zwischen den beiden Teilen ist allmählich.

6. Schnitt \perp α , α' : (010) = $14^\circ = 30\%$ An;

γ : zu den Periklinlamellen, im Kern: $14^\circ = \text{etwa } 28\%$ An,
in der Hülle: $20^\circ = \text{etwa } 33\%$ An.

7. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone eines Albitzwillings: $18.5^\circ = \text{etwa } 36\%$ An.

Die Plagioklase sind durchaus sehr frisch, nur einzelne Individuen enthalten etwas *Serizit* oder *Epidot*. Eingeschlossen in den Plagioklasen kommen alle übrigen Gemengteile vor. (Typische kristalloblastische Ausbildung.)

Die megaskopisch schwarze *Hornblende* bildet Xenoblasten; manchmal lassen sich die Formen $\{110\}$ und $\{010\}$ noch schwach erkennen. Dimensionen (Länge): 0.5 bis 1.7 mm, selten 2.4 mm.

Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma:c = 19.5^\circ$. $\gamma-\alpha = 0.021$. $2V\alpha = 86^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{lichtgelb}$, $\beta = \text{dunkel gelblichgrün}$, $\gamma = \text{bläulich dunkelgrün}$.

Die Hornblende enthält oft rundliche Plagioklaskörner, aber nicht so viele, dass es zu einer siebartigen Durchdringung gekommen wäre. Einige *Ilmenit*, *Titanit*, *Epidot*, *Quarz*, *Rutil* und *Apatit*körnchen können ebenfalls im Amphibol beobachtet werden.

Der *Quarz* kommt sehr spärlich in Xenoblasten mit ganz unregelmässigen, buchtigen Kon-

turen vor. In die Einbuchtungen dringen die Plagioklaskörner ein. Die gewöhnlichen kleinen Einschlüsse, manchmal mit beweglicher Libelle sind sehr verbreitet. Die Auslöschung ist oft undulös.

Biotit findet man sehr wenig. Durchmesser der Blättchen: 0·03 bis 0·2 mm. Pleochroismus: α = lichtgelb, γ = dunkelbraun mit schwach rötlichem Stich. $2V\alpha = 0^\circ$.

Der *Epidot* tritt zwischen den Plagioklasen in den weissen Lagen, ferner in den Amphibolen auf. Korngrösse: maximum 0·4 mm. Die Körnchen sind fast farblos, mit sehr schwach gelbem Ton. Pleochroismus kann im Dünnschliff nicht beobachtet werden. $\gamma - \alpha = 0\cdot0158 = \text{etwa } 15\%$ Eisenepidot. $2V\alpha = \text{etwa } 87^\circ$.

Titanit kommt sehr spärlich als Umhüllung einiger Ilmenite vor.

Der *Rutil* ist selten zu beobachten u. zw. in gelben, im Schnitt elliptisch umgrenzten Körnern und vorwiegend in den Hornblenden.

Das *Titaneisen* kommt in zerlappten und zerhackten Formen vor, oft in *Titanit (Leukoxen)* eingebettet. Es ist besonders in den Hornblenden zu Hause. Maximale Korngrösse: 0·33 mm.

Der *Apatit* zeigt ziemlich idioblastische Ausbildung.

Die Struktur des Gesteins ist homöoblastisch und zwar granoblastisch. Sie erinnert sehr stark an die Struktur der Gabbros. Es handelt sich hier um eine typische „gabbroide“ Struktur im Sinne von SCHALCH.

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgendes Resultat:

Plagioklas	58·25	Vol %
Hornblende	32·61	
Quarz	2·04	
Biotit	1·12	
Epidot	2·68	
Rutil	0·37	
Titaneisen (Leukoxen) . .	2·32	
Apatit	0·61	
Summe	100·00	

AMPHIBOLIT, NÖRDLICH VON DUS.

Der von Dus nach der Luna nuce führende Weg kreuzt nördlich von Dus, zwischen den Höhenkoten 1153 und 1248 m einen Amphibolitgang.

Das dunkelgraue Gestein ist mit einer sehr guten Kristallisationsschieferung entwickelt, wobei die Hornblendekristalle sich mit ihren Hauptachsen auf der Schieferungsfläche in eine Streckungsrichtung mehr oder minder einstellen. Hornblende und Plagioklas sind in hellen feldspatreichen und dunklen hornblendereichen, dünnen Lagen angereichert, wodurch eine Bänderung entsteht. Diese Lagen sind dünn, meist nur einige 0·1 mm dick. Ab und zu sind auch 1 bis 2 mm mächtige Feldspatlagen eingeschaltet, welche nur sehr wenig Hornblende führen. Durch die Abwechslung von schwarzen und weissen Lagen wird die allgemeine dunkelgraue Farbe hervorgerufen.

Die Struktur ist granoblastisch. Das Korn des Gesteins ist ziemlich gleichmässig, obwohl die Hornblenden im Durchschnitt etwas grösser sind, als die Plagioklase. Seltener finden sich schlierenartig

ausgebildete, aus größeren Körnern aufgebaute Partien, die überwiegend aus Hornblende bestehen. Durch Einwirken der Atmosphären tritt eine Lockerung des Gefüges ein und infolge der granoblastischen Struktur wird der Zerfall des Gesteins in losen Sand herbeigeführt. Durch das verschiedene spezifische Gewicht von Plagioklas und Hornblende bei ungefähr gleicher Korngrösse tritt eine recht gute Sonderung beider Mineralien ein, wenn der Sand vom fliessenden Regenwasser an der Oberfläche weiter verfrachtet wird.

Die Gemengteile sind: *Plagioklas, Amphibol, Quarz, Klinozoisit, Titanit, Ilmenit, Rutil, Apatit.*

Der *Plagioklas* (Dimensionen meist zwischen 0·3 und 0·7 mm, die kleinsten messen 0·16, die grössten bis 1·3 mm) ist frisch, entweder nicht verzwillingt oder in Zwillingen nach dem Albit- und Periklingesetz. Periklinzwillinge allein sind ebenfalls oft zu beobachten. Die Individuen bilden Xenoblasten, aber ohne buchtige Konturen.

	α	β	γ
1. $A_{1-2}=P_{1-2}$	+88°	+67°	-21°=(010)=Albit=40% An.
S	+80°	+28°	+61°=(001)=39% An.
	$2V_2=+86^\circ$		
	α	β	γ
2. A_{1-2}	+85°	+64°	-23°=[010]=Periklin=40% An.
P_{1-2}	+85°	+30°	+63°=Periklin=38% An.
3. $A_{1-2}=P_{1-2}$	+85°	+68°	-22°=(110)=Albit=41% An.
	$2V_1=+84^\circ$		
4. Schnitt $\perp \gamma$, α' :(001)=7°=37% An.			
5. Schnitt $\perp \alpha$, α' :(010)=24°=38% An.			

Manchmal lässt sich eine schwach ausgebildete, inverse Zonenstruktur beobachten, indem ein Kern und eine Hülle zu unterscheiden ist. Die Grenze der beiden Teile ist verschwommen.

6. Schnitt $\perp \alpha$, α' :(010), im Kern: 19°=33% An,
in der Hülle: 24°=40% An.

In den etwas dickeren, feldspatreichen, weissen Lagen erreichen einige Plagioklase Längen bis 2–3 mm. In einigen Körnern ist etwas *Serizit* vorhanden.

Die Körner der makroskopisch graulichschwarzen *Hornblenden* sind überwiegend 0·6–1·0 mm, einzelne bis 2·8 mm lang. Die Individuen bilden nach der Hauptachse gestreckte Xenoblasten. In den Querschnitten kann man oft die Form {110} erkennen. Die terminalen Teile sind immer unregelmässig, manchmal zugespitzt. Im Dünnschliff zeigt die Hornblende blasse Farben mit folgendem Pleochroismus: α =lichtgelb, β =licht grünlichgelb (mit grauem Stich), γ =licht graulichgrün. $\gamma:c=17^\circ$. $2V\alpha=75^\circ$. $\gamma-\alpha=0^\circ 22'$.

Die Hornblenden liegen überwiegend in den dunklen Lagen zwischen den weissen Feldspatschichtchen. In diesen hornblendereichen Lagen tritt nur wenig Plagioklas auf. *Titanit, Rutil, Ilmenit* kommen ebenfalls vorwiegend in den amphibolreichen Lagen vor.

Der *Quarz* ist sehr spärlich zwischen den Plagioklasen zu finden. Seine farblosen Xenoblasten löschen etwas wogend aus. Die Verteilung der Quarzkörner ist sehr unregelmässig; in manchen Schliffen kann man das Vorhandensein von Quarz überhaupt nicht feststellen.

Die kleinen Körner (0·08–0·20 mm) der in sehr geringer Menge vorhandenen *Klinozoisite* sind besonders an der Berührungsgrenze zwischen den hornblendereichen und den feldspatreichen Lagen zu beobachten. Die Körnchen sind parallel zur Spaltrichtung etwas länglich. Im Dünnschliff erscheinen sie farblos. Die optische Achsenebene steht senkrecht zur Spaltrichtung, also $\parallel (010)$. $2V\alpha = 91^\circ$, entsprechend ungefähr 6–8% von Eisenepidot. Unter den Interferenzfarben beobachtet man oft das anormale Blau ($\perp \gamma$) und das Grauweiss I. Ordnung. Mitunter zeigen sich Unterschiede in den Interferenzfarben von Kern und Hülle. Z. B. der Kern zeigt indigoblaue und die Hülle graue Farbe. Es müssen daher auch chemische Unterschiede zwischen Kern und Hülle vorhanden sein. Genauere Feststellungen waren aber nicht möglich. Die Klinozoisite dürften auf Kosten der Plagioklase entstanden sein.

Titanit (Dimensionen: 0·08 bis 0·15 mm) kommt oft in den Hornblenden und als Umrandung der *Titaneisenkörnchen* vor.

Der *Ilmenit* ist in unregelmässig begrenzten, oft in *Leukoxen* eingebetteten Körnern vorhanden.

Der *Rutil* ist selten, überwiegend in den Amphibolen zu beobachten. Die kleinen Körnchen zeigen meist ellipsoidale Formen. Der Pleochroismus ist schwach: ω = gelb, ε = bräunlichgelb.

Der *Apatit* ist in elliptischen Schnitten zu beobachten.

Die chemische Zusammensetzung des Gesteins ist folgende:

SiO ₂	48·96%
TiO ₂	0·95
Al ₂ O ₃	20·86
Fe ₂ O ₃	0·47
FeO	5·98
MnO	0·14
MgO	6·12
CaO	10·95
SrO	0·12
BaO	Sp.
Na ₂ O	4·16
K ₂ O	0·24
H ₂ O+110°	1·92
H ₂ O-110°	0·32
P ₂ O ₅	0·12
Summe	101·31

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·938 (T. TAKÁTS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 53·67$, $A = 4·51$, $C = 8·75$, $F = 19·81$, $T = 0·0$, $n = 9·65$, Reihe = α , $k = 0·83$; $a = 4·1$, $c = 7·9$, $f = 18·0$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 114·0$, $al = 28·5$, $fm = 34·0$, $c = 27·5$, $alk = 10·0$, $k = 0·04$, $mg = 0·63$; $qz = -26·0$, $fi = 1·67$, $p = 0·11$, $h = 14·93$, $\%_{fm} = 0·81$, Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: $si = 110.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 28.5$, $alk = 8.5$, $k = 0.12$, $mg = 0.60$, Schnitt = V.

Ferner aus diesem Typus: $si = 115.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 27.0$, $alk = 10.0$, $k = 0.21$, $mg = 0.65$, Schnitt = V. (*Labradorfels*, Radö, Norwegen.)

Ebenfalls zu diesem Typus gehört: $si = 113.0$, $al = 28.5$, $fm = 37.5$, $c = 28.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.12$, $mg = 0.28$, Schnitt = V. („Gabbro“, Oravicabánya.)

Die volumetrische Analyse ergab folgendes:

Plagioklas	53.85 Vol %
Quarz	1.20
Amphibol	40.53
Klinozoisit	1.26
Titanit	1.80
Rutil	0.27
Titaneisen	0.66
Apatit	0.43
Summe	100.00

AMPHIBOLIT, AM ÖSTLICHEN RAND DER STÂNA STEAJA, IN 1740 m ü. d. M.
SÜDLICH VON DER PIATRA ALBA.

Das feinkörnige, grauschwarze Gestein ist schwach geschiefert. Makroskopisch lassen sich bloss die glänzenden, schwarzen Hornblenden und die kleinen, weissen Feldspate erkennen. Dünne (höchstens 0.1 bis 0.2 mm mächtige), dunkle, hornblendereiche Partien wechsellagern mit lichten, überwiegend aus Feldspat gebildeten Lagen. Die Struktur ist granoblastisch.

Zum Mineralbestand gehören in erster Linie: *Plagioklas*, *Hornblende* und etwas *Quarz*, der aber an Menge immer sehr stark zurücktritt. *Titanit*, etwas *Epidot*, wenig *Biotit* (*Chlorit*), *Rutil*, *Titaneisen*, *Apatit* kommen noch in Betracht.

Die xenoblastisch ausgebildeten *Plagioklase* sind frisch; einzelne Körnchen führen jedoch Spuren von *Serizit* und etwas *Epidot*. Die Dimensionen schwanken überwiegend zwischen 0.3 und 0.8 mm. *Albit*, *Albit* und *Periklin*, ferner *Periklinzwillinge* allein sind verbreitet.

- | | α | β | γ | |
|--|-------------|-------------|--------------------|---|
| 1. $A_{1-2} = P_{1-2}$ | 90° | $+76^\circ$ | -10° | $= (010) = \text{Albit} = 27\% \text{ An.}$ |
| | | | $2V_1 = -83^\circ$ | |
| | α | β | γ | |
| 2. A_{1-2} | $+87^\circ$ | $+70^\circ$ | -19° | $= [010] = \text{Periklin} 32\% \text{ An.}$ |
| P_{1-2} | $+89^\circ$ | $+15^\circ$ | $+70^\circ$ | $= \text{Periklin} = \text{etwa } 30\% \text{ An.}$ |
| 3. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 14^\circ = 29\% \text{ An.}$ | | | | |
| 4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 8^\circ = 25\% \text{ An.}$ | | | | |

Ab und zu beobachtet man eine inverse Zonenstruktur, wobei das Körnchen aus Kern und einer Hülle besteht:

- Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010)$, im Kern: $6^\circ = 24\% \text{ An.}$
in der Hülle: $9^\circ = 27\% \text{ An.}$

Der megaskopisch schwarze *Amphibol* bildet den Hauptgemengteil neben dem Plagioklas. Seine Xenoblasten, — an denen höchstens nur die Form $\{110\}$ ausgebildet ist, — sind etwas grösser, als die Plagioklase. Die Länge schwankt überwiegend zwischen 0·5 und 1·2 mm.

Die Hornblende ist intensiv gefärbt und zeichnet sich durch einen kleinen Achsenwinkel aus. Sein Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, mit schwachem Stich ins Grüne, β = olivgrün, γ = dunkel grasgrün mit blauem Stich. Achsenebene $\parallel (010)$. $\gamma:c = 21^\circ$. $\gamma-\alpha = 0\cdot021$. $2V\alpha = 57^\circ$.

Der *Quarz* tritt sehr zurück. Seine farblosen Xenoblasten zeigen oft stark buchtige Konturen. Die Dimensionen schwanken zwischen 0·1 und 0·35 mm. Die Auslöschung ist oft wogend. Er enthält kleine Interpositionen, manchmal mit beweglicher Libelle (CO_2).

Biotit — in 0·3 bis 0·55 mm grossen Blättchen — spielt eine sehr untergeordnete Rolle. Manchmal sind seine Schüppchen in den Hornblenden zu finden. Sein Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, γ = dunkel schokoladebraun. $2V\alpha =$ etwa 0° . Parallel den Spaltflächen ist manchmal ein schwarzes, opakes *Eisenerz* (*Ilmenit?*) eingelagert. Als Zersetzungsprodukt hat sich aus dem *Biotit* ein *Chlorit* mineral gebildet. Es ist optisch negativ, zeigt anomale Interferenzfarben und folgenden Pleochroismus: α = strohgelb, γ = grün.

Titanit findet man überwiegend dort, wo die dunklen Gemengteile angereichert erscheinen, besonders in den *Amphibolen*. Seine kleinen (0·03 bis 0·14 mm), elliptisch gestreckten oder im Schnitt rhombenähnlichen Körner erscheinen im Gestein verstreut. Seltener sind sie in kleinen Nestern angehäuft.

Der *Epidot* dürfte ein sekundäres Produkt sein. Er erscheint in kleinen Körnern (0·01 bis 0·1 mm, selten 0·2 mm), besonders in den chloritisch umgewandelten *Biotiten* und in deren Umgebung. Im Dünnschliff ist er farblos bis sehr schwachgelb gefärbt. Die optische Achsenebene steht $\parallel (010)$, $2V =$ um 90° herum, $\gamma-\alpha = 0\cdot022$.

Der *Rutil* erscheint in sehr kleinen, ellipsoidalen Körnchen, oft in *Titanit* eingebettet. (Bildung des *Titanits* auf Kosten der *Rutilkörnchen*.)

Ilmenit findet man in zerlappten Formen; er ist manchmal in *Leukoxen* eingehüllt.

Der ebenfalls spärlich vorhandene, farblose *Apatit* zeigt nichts besonderes.

Die Zusammensetzung des Gesteins in Volumprozenten ist folgende:

Plagioklas	51·73 Vol %
Quarz	1·14
Hornblende	43·08
Epidot	1·14
Biotit (Chlorit)	0·60
Ilmenit	0·43
Titanit	1·08
Rutil	0·32
Apatit	0·48
Summe	100·00

Die südlich von Resinár im Muntelui-Tal, ferner in der Gruppe des Dealul Plaiului und Dealul Bârneilor (1204 m Meereshöhe) beobachteten Amphibolite gehören grösstenteils ebenfalls in die Gruppe der Plagioklasamphibolite. Nach Textur, Struktur und den Eigenschaften der Gemengteile zeigen sie — den hier beschriebenen Typen gegenüber — keine besonderen Merkmale.

PYROXENAMPHIBOLITE.

Diese Amphibolite haben eine beschränkte Verbreitung. Von typisch ausgebildeten Gesteinen sind nur zwei Vorkommen bekannt geworden. In diesen Gesteinen kommt Pyroxen reichlich, bis über 30 Vol^o/_o vor. Der Pyroxengehalt deutet auf eine Entstehung in grösserer Tiefe. Somit haben wir es hier mit einem Übergangsgestein zu den Katagesteinen zu tun.

Die Pyroxene sind in den kristallinen Schiefen nach der von BECKE und GRUBENMANN begründeten Auffassung für die untere Tiefenstufe charakteristisch. Diese pyroxenführenden Gesteine haben sich den Bedingungen der Amphibolitfazies ESKOLA's angepasst und dabei wurde ein grosser Teil der Pyroxene in Hornblende umgewandelt. Der Rest der Pyroxene ist aber in dem entstandenen Gestein erhalten geblieben. Somit wären diese Gesteine Übergänge zwischen der tieferen und mittleren Zone und sie nehmen daher eine vermittelnde Stellung zwischen der Amphibolitfazies und der Eklogitfazies von ESKOLA ein.

Nach der Meinung von ESKOLA hängt die Stabilität des Diopsids unter den Bedingungen der Amphibolitfazies nur vom Verhältnis RO:CaO ab. Aus den Beobachtungen an dynamometamorphen Einwirkungen ausgesetzten Gabbros ist es bekannt, dass sich die Pyroxene in Hornblenden umwandeln. Derartige Umwandlungen sind von vielen Forschern beobachtet worden. Vergleiche z. B. die Beschreibungen von G. H. WILLIAMS über die Gabbros von Baltimore. Der Stress wirkt somit oft der Stabilität und der Bildung der Pyroxene entgegen. Unter den Bedingungen der Ausgestaltung der Amphibolitfazies wurde die Bildung von Hornblende auf Kosten des Pyroxenmaterials begünstigt.

PYROXENAMPHIBOLIT, VOM GIPFEL DES GYHAN (1411 m).

Dunkelgrau—schwarzes Gestein, mit schwacher Schieferung. Makroskopisch bemerkt man zuerst die verstreut in der Hauptmasse des Gesteins erscheinenden, lichten Flecke. Diese lichtgraulich=weissen Flecke sind schmal, höchstens 1·0 mm breit, in der Schieferungsfläche ausgezogen (0·5—4·0 cm lang). Mit unbewaffneten Augen kann man die schwarzen Hornblenden, die weissen Feldspate und ein gelblich=grünes Mineral (Pyroxen) unterscheiden.

Die Struktur ist eine feinkörnig granoblastische; die Hornblenden sind nach der Hauptachse länglich ausgebildet. Die Textur ist eine gute Kristallisationsschieferung und die Hornblenden stellen sich mit ihren Hauptachsen auf der Schieferungsfläche schwach in eine Streckungsrichtung ein. Helle, feldspatreichere und dunkle, amphibolreichere, dünne Lagen rufen eine sehr schwache Bänderung hervor.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas, Hornblende, Diopsid, Klinozoisit, Muskovit, Titanit, Ilmenit, Apatit.*

Der *Plagioklas* tritt in überwiegend 0·16 bis 0·55 mm grossen, frischen Xenoblasten auf. Die Körner sind oft isodiametrisch und die Konturen zeigen keine bedeutenden Einbuchtungen. Manche Kör-

ner sind \perp (010) etwas gestreckt. Zwillinge aus wenigen Zwillingslamellen nach den Albit-, Albit + Periklin- und Periklingesetzen sind verbreitet. Über die Zusammensetzung orientieren folgende Daten:

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	+75°	-17° = (010) = Albit = 30% An.
S	+85°	+18°	+75° = (001) = 32% An.
	$2V_1 = -82$		
	α	β	γ
2. A_{1-2}	+88°	+66°	-21° = [010] = Periklin = 35% An.
P_{1-2}	+85°	+26°	+63° = Periklin = 38% An.
	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	+80°	-10° = (010) = Albit = 28% An.
	$2V_2 = -83^\circ$		
4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 20^\circ = 33\% \text{ An.}$			
5. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 25^\circ = 40\% \text{ An.}$			

Ab und zu lässt sich auch eine schwach ausgebildete Zonenstruktur beobachten. Die Zonenfolge ist invers:

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $12^\circ = 28\% \text{ An.}$
in der Hülle: $20^\circ = 33\% \text{ An.}$

Die Grenze zwischen Kern und Hülle ist zwischen gekreuzten Nicols sehr verschwommen und regellos verlaufend.

Die *Hornblende* bildet den vorherrschenden Gemengteil in 0·8 bis 0·16 mm dicken und 0·2 bis 1·0 mm langen Xenoblasten. Einige Körnchen sind stark gedrunen und 0·5 bis 0·7 mm dick. In der Prismenzone lässt sich die Form $\{110\}$ manchmal erkennen. Der Amphibol zeigt einen starken Pleochroismus: α = licht strohgelb, β = licht olivgrün, γ = dunkel olivgrün. $\gamma : c = 20^\circ$. Die Achsen-ebene liegt \parallel (010). $\gamma - \alpha = 0\cdot0232$ (Schliffdicke 0·02 mm). $2V\alpha = 81^\circ$ (Mittelwert).

An manchen Amphibolindividuen lassen sich Anwachszone beobachten. Diese sind vorwiegend in den terminalen Partien ausgebildet und zeigen eine viel lichtere Farbe, als der eben beschriebene Amphibol und auch ihr Pleochroismus ist viel schwächer: α = sehr lichtgelb, γ = sehr lichtgrün. In der Auslöschung konnte kein wesentlicher Unterschied bestimmt werden. Die Doppelbrechung der Anwachszone scheint aber stärker zu sein, als bei der dunklen Hornblende. Für die Anwachszone wurde $\gamma - \alpha = 0\cdot025$ gemessen. Die Anwachszone dürften daher aus *Aktinolith* bestehen.

Auch der *Pyroxen* ist in grosser Menge vorhanden. Seine körner- oder stengelförmigen, 0·15 bis 0·5 mm grossen Individuen bilden im allgemeinen Xenoblasten; manchmal sind jedoch die Formen $\{100\}$ und $\{010\}$, seltener $\{110\}$ zu entziffern. Die Körner kommen meist in den oben erwähnten, hellen Gruppen vor. Die Achsen-ebene liegt \parallel (010); $\gamma : c = 37\cdot5^\circ$ (Mittel von vielen Messungen). $\gamma - \alpha = 0\cdot0324$. $2V\gamma = 58\cdot5^\circ$. Die makroskopisch gelblichgrünen Pyroxene sind im Dünnschliff farblos. In etwas dickeren Schnitten (0·05 mm) lässt sich ein sehr schwacher Pleochroismus erkennen: $\alpha = \beta$ = farblos, γ = sehr licht graulichgrün. Auf Grund dieser Beobachtungen gehört dieser Pyroxen in die *Diopsid*-Reihe. Selten findet man sehr kleine, opake, schwarze Erzkörnchen als Einschlüsse im Diopsid.

Der *Klinozoisit* kommt in kleinen (überwiegend 0·033 bis 0·16 mm) Körnern in der Gesell-

schaft von *Muskovitschüppchen* (0·01 bis 0·1 mm) vor. Die *Klinozoisite* bilden auch kleine Haufen, in denen auch einige *Plagioklase* vorhanden sind.

Der *Titanit* tritt in recht kleinen, ellipsoidisch gestreckten oder kugeligen Körnchen auf, die meist verstreut im Gestein, besonders in den Hornblenden zu finden sind. Ab und zu sind sie in Nestern und Schmitzen angehäuft. In den Dünnschliffen sind sie vollkommen farblos, in dickeren Schnitten zeigen sie eine graulichgelbe Farbe.

Titaneisen findet sich sehr vereinzelt in unregelmässig zerlappten, kleinen Körnchen, meist in den Hornblenden.

Der spärliche *Apatit* erscheint in farblosen, ellipsoidischen oder kugeligen Körnchen.

Bei der Verwitterung bekommt das Gestein zuerst eine rostbraune Kruste.

Die chemische Analyse des trockenen Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	46·46%
TiO ₂	0·20
Al ₂ O ₃	19·96
Fe ₂ O ₃	3·69
FeO	6·00
MnO	0·15
MgO	6·73
CaO	12·63
Na ₂ O	2·02
K ₂ O	0·31
H ₂ O+110°	2·43
H ₂ O-110°	0·00
P ₂ O ₅	0·11
Summe.	100·69

Analytiker: T. TAKÁTS.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 50·63$, $A = 2·34$, $C = 10·24$, $F = 24·21$, $T = 0·0$, $n = 9·06$, Reihe = α , $k = 0·86$; $a = 1·9$, $c = 8·4$, $f = 19·7$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 102·0$, $al = 25·5$, $fm = 40·0$, $c = 30·0$, $alk = 4·5$, $k = 0·09$, $mg = 0·56$; $qz = -16·0$, $ti = 0·33$, $p = 0·11$, $h = 17·82$, $c_{fm} = 0·75$, Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100·0$, $al = 23·5$, $fm = 40·5$, $c = 31·5$, $alk = 4·5$, $k = 0·16$, $mg = 0·75$, Schnitt = V.

Und aus diesem Typus: $si = 102·0$, $al = 23·0$, $fm = 42·5$, $c = 31·5$, $alk = 3·0$, $k = 0·31$, $mg = 0·84$, Schnitt = V. (*Norit*, Baste, Harz.)

Die volumprozentische Zusammensetzung ist folgende:

Plagioklas	21·88 Vol %
Hornblende	41·86
Diopsid	28·16
Klinozoisit	3·42
Muskovit	2·98

Titanit	0·82
Ilmenit	0·46
Apatit	0·42
Summe	100·00

PYROXENAMPHIBOLIT AM OSTABHANG DES DEALUL PALTINIȘUL, SÜDLICH VON DEM
KURHAUS HOHE RINNE.

Am Waldweg zwischen dem über dem Kurhaus gelegenen Touristenhaus (1442 m) und der Grâdinâ (Waldwiese im Norden des Hügels in 1325 m Höhe) findet man die Blöcke des Pyroxen-amphibolits. Der Aufschluss ist nicht gut und man kann den Verband dieses Gesteins mit den hier anstehenden übrigen Amphiboliten nicht beobachten. Die hier umherliegenden Blöcke des Gesteins sind ziemlich frisch, die meisten zeigen jedoch eine konzentrisch—schalige Absonderung, wohl infolge beginnender Verwitterung. Das graulichschwarze Gestein ist zähe, es lässt sich schwer formatisieren.

Das Gestein ähnelt makroskopisch mehr einem massigen Eruptivgestein; mit freien Augen erkennt man in demselben bloss Plagioklas, Hornblende, ein gelblichgrünes Mineral (Pyroxen) und ziemlich viel Pyrit. Die Textur ist schwach kristallisationsschiefzig, die Struktur granoblastisch. Das Gestein wurde zum erstenmal durch K. MÖCKEL beschrieben. Meine Beobachtungen ergaben im wesentlichen dasselbe Resultat.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile feststellen: *Plagioklas, Hornblende, Pyroxen, Klinozoisit, Granat, Titanit, Ilmenit, Rutil, Apatit, Pyrit.*

Der *Plagioklas* (Dimensionen: überwiegend 0·16 bis 0·9 mm) kommt in Xenoblasten vor. Die *Albit*, *Albit+Periklin* und *Periklinzwillinge* bestehen aus wenigen, oft etwas gebogenen Zwillingslamellen.

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+70^\circ$	$-17^\circ = (010) = \text{Albit} = 30\% \text{ An.}$
S	$+84^\circ$	$+20^\circ$	$+70^\circ = (001) = 32\% \text{ An.}$
	$2V_1 = -83^\circ$		

	α	β	γ
2. A_{1-2}	$+90^\circ$	$+78^\circ$	$-12^\circ = [010] = \text{Periklin} = 29\% \text{ An.}$
P_{1-2}	$+85^\circ$	$+10^\circ$	$+80^\circ = \text{Periklin} = 27\% \text{ An.}$

3. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: $(010) = 11^\circ = 28\% \text{ An.}$

Inverse Zonenstruktur ist verbreitet:

4. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , α' : (010) , im Kern: $11^\circ = 27\% \text{ An.}$
in der Hülle: $19^\circ = 33\% \text{ An.}$

Die Plagioklaskörnchen enthalten oft *Serizitschüppchen* und *Klinozoisitkörnchen*.

Der überwiegende Gemengteil ist die makroskopisch schwarze *Hornblende* in gedrungen prismatischen Xenoblasten. Die Dimensionen derselben sind etwas grösser, als die der Feldspate. Mitunter kann man die Form $\{110\}$ unterscheiden. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{lichtgelb}$, $\beta = \text{graugrün}$, $\gamma = \text{bläulichgrün}$; $\gamma:c = 18^\circ$, $\gamma-\alpha = 0\cdot022$. $2V\alpha = 75^\circ$.

Wie im vorigen Gestein, kommen auch hier an manchen Amphibolen helle Anwachszone,

oft an beiden Enden der Säulchen vor. Pleochroismus kann hier in den Dünnschliffen nicht beobachtet werden. An etwas dickeren Schnitten lassen sich folgende Farben beobachten: α = blass gelblich, γ = blass grünlich. Die Auslöschung zeigt keinen Unterschied. Die Doppelbrechung ist in den Anwachszonen etwas stärker, als im eigentlichen Amphibol. Auch hier bestehen diese Anwachszonen aller Wahrscheinlichkeit nach aus *Aktinolith*.

Der *Pyroxen* ist etwas mehr untergeordnet, als die Hornblende. Seine Kriställchen bilden kurze Säulchen, oder sie sind stark abgerundet. Die Körnchen des Minerals erscheinen in kleinen Haufen oder gleichmässig verteilt. Im Dünnschliff sind die Schnitte fast farblos, mit schwach grünem Stich und ohne Pleochroismus. $\gamma : c = 44^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.032$. $2V\gamma = 54^\circ$. Auch hier liegt *Diopsid* vor.

Der *Klinozoisit* kommt in farblosen, kleinen Körnchen meist in Gesellschaft von Serizit und Plagioklas vor und er hat sich auf Kosten der Plagioklase gebildet.

Der *Granat* tritt sehr untergeordnet in kleinen, rötlichen, isodiametrischen Körnchen auf, aber ohne Kristallflächen.

Der *Titanit* lässt sich in kleinen, ellipsoidischen Körnern mit Vorliebe in den Hornblenden und verstreut im Gestein beobachten. Oft bildet er die Umrandung von manchen Ilmenitkörnchen oder Rutilen.

Das *Titaneisen* erscheint in zerlappten, kleinen Körnern, manchmal teilweise in *Titanit* (Leukoxen) umgewandelt.

Der *Rutil* in sehr kleinen, ellipsoidischen Körnern kommt sehr spärlich vor.

Über den farblosen *Apatit* ist nichts besonderes zu berichten.

Der *Pyrit* ist weit verbreitet und stellenweise kommen mehrere Körnchen des Minerals vor.

EKLOGITAMPHIBOLITE.

Anschliessend an die Auffassung von P. NIGGLI und U. GRUBENMANN bezeichnet Verfasser mit diesem Namen Amphibolite, die durch ein diablastisches Grundgewebe von Plagioklas und Amphibol, ferner durch das Auftreten von Granat charakterisiert sind. Kelyphitische Strukturen um den Granat sind sehr verbreitet. Genetisch werden diese Gesteine als Abkömmlinge der Eklogite aufgefasst, die unter den Bedingungen der Amphibolitfazies metamorphosiert wurden. Damit besteht zwischen Amphibolit und Eklogit ein allmählicher Übergang. Einige Petrographen halten die Kelyphitbildungen und die Reste von Pyroxen für die kennzeichnenden Charakterzüge der Eklogitamphibolite. Nach der Auffassung von L. HEZNER, der wir uns hier anschliessen, werden die granatführenden Amphibolite mit mikrodiablastischem Gefüge *Eklogitamphibolite* genannt, unabhängig von den Relikten eines Pyroxens und von der Anwesenheit von Kelyphitbildungen.

Derartige Gesteine scheinen in dem hier behandelten Gebirge nicht verbreitet zu sein. Ich habe nur nordöstlich von Petrilla, im Tal des Pârâul Rescoalei ein einziges typisches Vorkommen gefunden, während Eklogite bis jetzt aus diesem Gebiet überhaupt nicht bekannt sind.

EKLOGITAMPHIBOLIT, PÂRÂUL RESCOALEI.

Der Ausbiss dieses Gesteins liegt etwa 950 m ü. d. M. Es bildet einen Lagergang im Glimmerschiefer.

Das Gestein ist massig bis kristallisationsschiefrig. Die Schieferung ist äusserst schwach. In der grünlichschwarzen Hauptmasse des Gesteins erscheinen unregelmässig umgrenzte, fast ganz weisse Flecke bis 2 cm Durchmesser, zwischen denen spärlich vorhandene, kleine Muskovitschüppchen glitzern. In der dunklen Masse lassen sich Amphibole erkennen. Megaskopisch kann man noch die roten, scheinbar isodiametrischen Granate erkennen, deren grösste Individuen Dimensionen von ungefähr 5 mm Durchmesser erreichen.

U. d. M. lassen sich folgende Gemengteile erkennen: *Plagioklas, Hornblende, Granat*, ferner etwas *Biotit, Klinozoisit*, wenig *Muskovit, Chlorit, Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon, Ilmenit*.

Das dichte Grundgewebe des Gesteins ist fast vollkommen richtungslos struiert und besteht aus einem mikrodiablastischen bis granoblastischen Gewebe von Plagioklas und grüner Hornblende.

Die *Plagioklase* bilden sehr kleine Körner (Durchmesser 0.01 bis 0.16 mm), seltener erreichen sie 0.3 mm Durchmesser. Meist sind sie nicht verzwillingt; aber auch Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz sind zu beobachten.

	α	β	γ	
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+88^\circ$	$+73^\circ$	-20°	$= (010) = \text{Albit} = \text{etwa } 37\% \text{ An.}$
	$2V_1 = -86^\circ; 2V_2 = -88^\circ.$			

2. Schnitt $\perp \alpha, \alpha'$: $(010) = 22^\circ = 35\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
3. A_{1-2}	$+86^\circ$	$+65^\circ$	-24°	$= [010] = \text{Periklin} = 38\% \text{ An.}$
P_{1-2}	$+85^\circ$	$+30^\circ$	$+65^\circ$	$= \text{Periklin} = 35\% \text{ An.}$

4. Schnitt $\perp \gamma, \alpha'$: (010) , im Kern: $12^\circ = 42\% \text{ An.}$
in der Hülle: $8^\circ = 38\% \text{ An.}$

Auch inverser Zonarbau ist vorhanden:

5. Schnitt $\perp \alpha, \alpha' = (010)$, im Kern: $21^\circ = 34\% \text{ An.}$
in der Hülle: $24^\circ = 38\% \text{ An.}$

Der Zonarbau ist schwach und nicht sehr häufig. Er besteht nur in einem kleinen Unterschied zwischen Hülle und Kern mit allmählichem Übergang.

Der Plagioklas ist frisch, nur die in den weissen Flecken befindlichen Körnchen zeigen eine Umwandlung in *Klinozoisit*. Diese Umwandlung kann nicht als eine oberflächliche Verwitterung gedeutet werden. Sie dürfte eine Folge der Anpassung an die höhere Zone sein.

Die etwas grösseren Plagioklase sind durch kleine, oft gleichmässig orientierte *Hornblende*-körnchen einschliessartig durchwoben.

Die *Hornblenden* erscheinen meist in ganz kleinen Körnchen (0.01 bis 0.09 mm, seltener bis 0.17 mm), welche von einander durch die kleinen Plagioklase getrennt liegen. Somit bilden sie mit den kleinen Plagioklasen ein Grundgewebe, aus dem hier und da auch grössere Hornblendeindividuen (0.66 bis 1.60 mm, seltener 1.70 mm) hervortreten. Diese grösseren Hornblenden haben ebenfalls keine kristallographischen Umrisse. Die kleinen Hornblenden zeigen mehrfach gruppenweise die gleiche Orientierung; sie scheinen durch Zerfall aus grösseren Hornblenden hervorgegangen zu sein.

Die Achsenebene der Hornblende steht $\parallel (010)$. Ihr Pleochroismus zeigt für γ blaue Töne: α =blassgelb, mit schwachem Stich ins Grüne, β =blass grünlichgelb, γ =lichtgrün, mit schwach blauem

Stich. $\gamma:c=18^{\circ}-20^{\circ}$. $\gamma-\alpha=0^{\circ}022$ (mit BABINET'schem Kompensator in Na-Licht gemessen). $2V\alpha=$ etwa 86° . Spezifisches Gewicht ($d^{20/4}$): 3.078. *Rutil* und *Magnetit* kommen als Einschlüsse in der Hornblende vor.

Granate kommen in grosser Zahl vor und ihre rosenroten, bis zu 5 mm anwachsenden Individuen erscheinen als Porphyroblasten. Ihre durchschnittliche Korngrösse schwankt zwischen 0.5 und 2.0 mm. Die Farbe ist in den Dünnschliffen hellrosenrot. Die Körner sind mehr oder weniger isodiametrisch und immer unregelmässig begrenzt. Sie verhalten sich isotrop. Immer enthalten die Granate viele Einschlüsse: *Rutil*, *Ilmenit*, *Amphibol*, *Quarz*, *Plagioklas*.

Eine zentrische Struktur um die Granate ist sehr charakteristisch (Tafel VIII, Fig. 5). Schon mit freien Augen fällt manchmal ein lichter gefärbter Kranz um den Granat auf: randlich werden die Granate durch eine Zone von *Hornblende* und *Plagioklas* umsäumt. Die Hornblendensind hier in dünnen (0.01–0.02 mm) Stengeln ausgebildet, welche oft gekrümmt, seltener geradlinig gegen den Granat zu konvergieren und in das Innere der Granate einzudringen suchen. Die Länge dieser Stengel schwankt zwischen 0.25 und 0.66 mm. Zwischen den Hornblendestengeln sitzen die Plagioklase in parallelstengeliger Verwachsung. Der Plagioklas ist meist nicht verzwilligt. Nur selten lässt sich die Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz mit zwei–drei Zwillingslamellen beobachten. In diesen kelyphitischen Bildungen kommen spärlich auch sehr kleine Biotitschüppchen vor: α =lichtgelb, γ =rötlichbraun.

Gegen die kelyphitische Hülle grenzt der Granat scharf, aber uneben. Die Hüllsubstanz dringt manchmal buchtartig ein. Die Hornblende dieser Reaktionssäume ist mit den übrigen Amphibolkörnern identisch. Die Zusammensetzung der Plagioklase in diesen Bildungen scheint von den übrigen Plagioklasen in den von mir untersuchten Handstücken nicht abzuweichen. Das Mengenverhältnis Plagioklas–Hornblende schwankt ziemlich stark. Manchmal herrscht der Plagioklas vor, oft scheinen die beiden Komponenten in etwa gleicher Menge vorhanden zu sein. Wo der Plagioklas stark überwiegt, dort treten die kleinen Plagioklaskörnchen mosaikartig nebeneinander auf. Biotit ist immer äusserst spärlich vorhanden. Das Fehlen von Magnetit ist ebenfalls charakteristisch.

Der *Quarz* erscheint sehr spärlich, in kleinen, meist rundlichen, seltener gezahnten Körnchen, von ungefähr denselben Dimensionen, wie die Plagioklase. Der beobachtete maximale Durchmesser beträgt 0.18 mm. Sie erscheinen oft in kleinen Gruppen, in denen die einzelnen Körnchen meist durch Plagioklase voneinander getrennt sind.

Der *Biotit* kommt spärlich vor, teils in den kelyphitischen Hüllen, teils unabhängig davon. Auch für diese letzteren gelten die oben angegebenen pleochroitischen Farben. $2V=$ praktisch 0° . Die Biotitblättchen kommen namentlich dort vor, wo der Granat gegen die zu besprechenden weissen Flecke grenzt.

Die kleinen, weissen Flecke im Gestein bestehen überwiegend aus kleinen, meist nicht zwillingslamellierten *Plagioklaskörnchen* (0.016 bis 0.1 mm), welche ohne Einbuchtungen fast mosaikartig aneinander grenzen. Ferner treten hier *Muskovitblättchen*, *Klinozoisitkörnchen* und kleine *Hornblendensind* auf. Plagioklas und Hornblende zeigen dieselben Eigenschaften, wie in den übrigen Partien der Schliche. Die *Muskovitblättchen* sind klein, einige erreichen jedoch 0.3 bis 0.5 mm.

Der *Klinozoisit* kommt in sehr kleinen Körnern ohne regelmässige Konturen, jedoch zumeist doch von abgerundeter, isodiametrischer Form oder in der Richtung senkrecht zur Achsenebene etwas

länglich ausgebildet vor. Zuzolge der indigoblauen Interferenzfarbe vieler Schnitte ist er leicht zu erkennen. Die optische Achsenebene steht senkrecht zu den Spaltrissen. Optisch positiv. $2V\gamma =$ etwa 86° . Er ist in den Dünnschliffen vollkommen farblos, ohne Pleochroismus. An manchen Körnchen lässt sich ein schwacher Zonarbau erkennen, z. B. der Kern zeigt die charakteristische indigoblaue Farbe, die Hülle ist grau. Genauere Feststellungen über diese Verhältnisse waren wegen der Kleinheit der Körnchen nicht möglich.

Der *Ilmenit* ist in unregelmässig begrenzten, zerlappten Körnern zu finden. An manchen Individuen lässt sich eine schwache Leukoxenbildung bemerken. Einige, mehr isodiametrische Körner können eventuell den *Magnetit* vertreten.

Der *Rutil* ist in den Amphibolen, Granaten und zwischen den Plagioklasen in den weissen Flecken ziemlich verbreitet. Seine Körnchen sind ellipsoidisch oder abgerundet; selten kann man auch Zwillinge nach (101) beobachten. Pleochroismus: $\omega =$ gelb, $\varepsilon =$ bräunlichgelb. Einige Rufite sind an den randlichen Partien in Titanit umgewandelt.

Der *Titanit* tritt recht spärlich in eiförmigen Körnern auf.

Apatit wie gewöhnlich.

Zirkon in farblosen Kristallen in einigen Biotiten ist sehr selten.

Zwischen den Amphibolen kommt sehr untergeordnet auch etwas *Chlorit* in büschelförmigen Gruppen vor. Er ist optisch positiv, einachsigt mit schwachem Pleochroismus: $\alpha =$ sehr blass gelblichgrün, $\gamma =$ sehr blass gelb (fast farblos). Er ist als Zersetzungsprodukt zu betrachten.

Die chemische Analyse ergab:

SiO ₂	47·65%
TiO ₂	0·63
Al ₂ O ₃	19·33
Fe ₂ O ₃	1·57
FeO	9·63
MnO	0·12
MgO	7·55
CaO	10·67
Na ₂ O	2·47
K ₂ O	0·22
P ₂ O ₅	0·42
Glühverl.	0·68

Summe 100·94

Spez. Gew.: 3·152.

Analytiker: K. EMSZT.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 51·09$, $A = 2·70$, $C = 9·41$, $F = 24·69$, $M = 2·77$, $T = 0·0$, $k = 0·85$; $a = 2·2$, $c = 7·7$, $f = 20·1$.

SAIF = 16·0, 3·5, 10·5.

AlCAlk = 13·5, 13·5, 3·0.

NK = 9·4.

$$MC = 4.9.$$

Diese Werte stehen denen des *Gabbros* vom Seeheimer Hoflager am nächsten:

$$SAIF = 16.0, 4.0, 10.0.$$

$$AlCAk = 13.0, 13.5, 3.5.$$

$$NC = 9.0.$$

$$MC = 4.1.$$

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 104.0$, $al = 24.5$, $fm = 45.0$, $c = 25.0$, $alk = 5.5$, $k = 0.05$, $mg = 0.55$; $qz = -18.0$, $ti = 1.03$, $p = 0.39$, $c_{fm} = 0.55$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* und *noritischen Magmas*: $si = 108.0$, $al = 21.0$, $fm = 52.0$, $c = 21.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.20$, $mg = 0.55$, Schnitt = III/IV.

Aus diesem Typus sollen die folgenden Molekularwerte angeführt werden: $si = 108.0$, $al = 22.0$, $fm = 46.5$, $c = 25.0$, $alk = 6.5$, $k = 0.20$, $mg = 0.57$, Schnitt = IV. (*Olivingabbro*, Haystock Mt., Mont.)

Ferner: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100.0$, $al = 23.5$, $fm = 40.5$, $c = 31.5$, $alk = 4.5$, $k = 0.16$, $mg = 0.75$, Schnitt = V.

Aus diesem letzten Typus: $si = 102.0$, $al = 23.0$, $fm = 42.5$, $c = 31.5$, $alk = 3.0$, $k = 0.31$, $mg = 0.84$, Schnitt = V. (*Norit*, Baste, Harz.)

In Volumprozenten (unter Vernachlässigung der Spuren von Zirkon):

Plagioklas	28.52 Vol %
Amphibol	47.91
Granat	5.92
Quarz	2.22
Biotit	0.34
Klinozoisit	8.85
Muskovit	4.10
Chlorit	0.31
Ilmenit	1.18
Rutil	0.47
Titanit	0.18
Summe	100.00

ÜBER DIE FAZIESVERHÄLTNISSE.

Wie schon oben betont wurde, ist das Auftreten der kelyphitischen Strukturen wichtig, weil sich darin ein Fazieswechsel im Sinne P. ESKOLA's äussert. Zuerst war das Gestein unter Verhältnissen, wo die Granate entstanden. Auf diese Phase der Granatbildung folgte jene der Umwandlung der Granate; diese Phase kennzeichnet die Amphibolitfazies. Unter den Bedingungen der Amphibolitfazies ist der Granat nicht unbedingt bestandsfähig. Es müssen also früher Verhältnisse geherrscht haben, welche den Bedingungen der Eklogitfazies näher kamen.

Für die Beurteilung der Faziesverhältnisse ist das Auftreten von Epidotmineralien als wesentliche Gemengteile wichtig. Die Klinozoisite sind hier keine Produkte der Oberflächenverwitterung. Sie haben sich in der Phase der Amphibolitfazies aus Plagioklasen gebildet. Durch die Paragenesis

Klinozoisit und Hornblende passt dieses Gestein eigentlich weder in die Amphibolitfazies von ESKOLA, noch in dessen Grünschieferfazies. Es nimmt vielmehr eine Stellung zwischen den beiden Fazien ein, es vermittelt somit einen Übergang zwischen den beiden.

Diese Verhältnisse zeigen darauf hin, dass das aus der ursprünglichen Eklogitfazies unter die Bedingungen der Amphibolitfazies gelangte Gestein teilweise eine weitere Umwandlung begann. Diese letztere Umbildung, — die Entstehung von Epidotmineralien auf Kosten der Plagioklase, — führt in eine andere Fazies hinüber. In diese Fazies gehören die weiter unten besprochenen Epidotamphibolite, welche neben Hornblende reichlich Epidotmineralien und Oligoklas bis Andesin führen.

Dieser Eklogitamphibolit zeigt daher Merkmale sowohl aus der Eklogitfazies, wie aus der Amphibolitfazies und ausserdem sind ihm auch manche Charakterzüge einer dritten Fazies aufgeprägt, welche einen Übergang in die Grünschieferfazies darstellt. Über diese vermittelnde Fazies werden noch im Abschnitt über die Epidotamphibolite manche Überlegungen mitgeteilt. Man sieht hier auch die Schwierigkeiten, auf die man stösst, wenn man die Grenzen zwischen den verschiedenen Zonen sucht. Diese Übergänge gewähren den besten Einblick in die Fazieslehre der metamorphen Gesteine.

GRANATAMPHIBOLITE.

Im Gebiete der anderen Amphibolite treten an mehreren Stellen auch solche Amphibolite auf, die durch einen Gehalt an *Granat* ausgezeichnet sind. Diese Gesteine sind meist reich an dunklen Gemengteilen (Hornblende) und etwas ärmer an Plagioklas. Die Verteilung der Granate ist schwankend. Es gibt Gesteine, in denen die Granatkörnchen gleichmässig verteilt erscheinen. In anderen Gesteinen ist die Verteilung sehr unregelmässig: in einzelnen Partien treten die Granate ziemlich reichlich auf, während in anderen Teilen des Gesteins dieses Mineral ganz zu fehlen scheint, oder aber nur sehr spärlich erscheint. Die Granatkörner scheinen um so grössere Dimensionen zu erreichen, je höher der Granatgehalt des Gesteins ist. Auch die Grösse der Granatkörner schwankt ziemlich stark in den verschiedenen Vorkommen. Gewöhnlich beträgt der Durchmesser höchstens einige mm.

Im untersuchten Gebirge sind die gewöhnlichen Granatamphibolite nicht so sehr häufig, wie z. B. die Plagioklasamphibolite und die Amphibolite mit Epidotmineralien.

In den kristallinen Schiefen ist das Auftreten vom Granat für die untere Tiefenstufe charakteristisch. Doch wird der Granat als Durchläufer angesehen, denn er kann in allen Tiefenstufen, — also in allen metamorphen Fazien nach ESKOLA — vorkommen. Wie aus verschiedenen Beobachtungen von vielen Forschern hervorgeht, können in manchen kristallinen Schiefen die einmal ausgebildeten Gleichgewichte — im geologischen Sinne — sehr lange Zeit auch unter geänderten äusseren Bedingungen erhalten bleiben.

Der Granat kann unter Umständen auch in der oberen Zone auftreten. Sein Vorkommen hängt nicht nur von den zonalen Verhältnissen, sondern auch von seiner eigenen Zusammensetzung und von der Mineralassoziation ab. In den basischen Gesteinen der oberen Zone, die als Abkömmlinge basischer Eruptivgesteine aufgefasst werden, scheint er gänzlich zu fehlen, wogegen er in den stark kalkhaltigen Glimmerschiefern derselben Zone zu finden ist. In den basischen Gesteinen ist er überwiegend auf die Gesteine der tiefsten Zone, ferner auf die der mittleren Zone beschränkt. Sein Vorkommen als

Almandin ist in erster Linie für die tiefere Zone (Katazone GRUBENMANN'S, Eklogitfazies von ESKOLA) charakteristisch. Aber er kristallisiert sich aus den Magmen der Granite und Amphibolabbros. Die Ausscheidung aus den Magmen geht bei relativ tiefer Temperatur vor sich, in der letzten Phase der Abkühlung. Bei der Bildung von Almandin in metamorphen Gesteinen von sedimentärem Ursprung dürfte ebenfalls ziemlich niedrige Temperatur geherrscht haben.

Die Granatamphibolite der untersuchten Gebiete dürften sich aus Eklogiten ableiten. Zuerst entstanden die Übergangsgesteine zwischen Eklogiten und Amphiboliten, diese sind die Eklogit-amphibolite, die ein mehr oder weniger gut ausgebildetes, diablastisches Gewebe besitzen. Durch weitere Anpassung an die Bedingungen der Mesozone entstanden die vollständiger angepassten Granatamphibolite. Während dieser Umprägung wurde die ursprüngliche diablastische Struktur in eine gewöhnliche granoblastische Ausbildung umgewandelt.

Wenn ein Eklogit unter die Bedingungen der Amphibolitfazies — das heisst in höher gelegene Teile der Erdkruste — gelangt, beginnt nach ESKOLA die Anpassung an diese Bedingungen. Der Omphazit zerfällt, Kelyphitbildung und Uralitisierung gehen vor sich. Zu diesen Umwandlungen kann aber das Gestein, meines Erachtens, nur dann kommen, wenn auch gerichteter Druck mitwirkt. Ohne Stresswirkung wird die vollständige Umprägung der Eklogite kaum eintreten.

In manchen Granatamphiboliten tritt der Granat sehr stark zurück. Diese Gesteine führen in die Plagioklasamphibolite hinüber.

AMPHIBOLIT AUS DEM SEBES-TAL, SÜDLICH VON TÄU.

Das Gestein ist bei dem 50. Kilometerstein aufgeschlossen. Es bildet eine gangartige Einlagerung in den Paragesteinen. Seine Breite erreicht ungefähr 15 m.

Das schwarze, feinkörnige Gestein ähnelt einem feinkörnigen Eruptivgestein. Nur sehr schwache Spuren der Kristallisationsschieferung lassen sich erkennen. Mit unbewaffneten Augen kann man im ersten Augenblick die schwarzen Hornblenden und die roten, kleinen Granatkörnchen erkennen. Die Verteilung der Granate ist sehr ungleich: stellenweise treten die Granatkörner derart dicht nebeneinander auf, dass sie über 25% der Schlifffläche einnehmen, wogegen in anderen Teilen des Gesteins der Granat sehr stark zurücktritt, oder eventuell vollständig fehlt.

U. d. M. erkennt man als Gemengteile: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Granat*, *Biotit*, *Epidot*, *Titanit*, *Ilmenit*, *Rutil*, *Apatit*, *Pyrit*.

Die kleinen (0.09 bis 0.2 mm) *Plagioklaskörner* bilden wasserklare Xenoblasten. Sie treten vorwiegend in kleinen Gruppen oder in sehr kurzen (einige mm) Lagen auf, wo nur wenig Hornblende vorkommt. Sie entbehren meist die Zwillingslamellierung; manchmal erscheinen dünne Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz.

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 23^\circ = 38\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 7.5^\circ = 37\% \text{ An.}$

3. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone an Albitzwilling = $21^\circ = \text{etwa } 40\% \text{ An.}$

Zonarbau kann an mehreren Schnitten beobachtet werden. Es sind zwar keine typischen konzentrischen Zonen vorhanden, aber die randlichen Teile zeigen etwas andere Auslöschung, als die Mitte des Kornes.

4. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001)$, im Kern: $7^\circ = 35\%$ An,
in der Hülle: $12^\circ = 42\%$ An.

Optisch +, $2V =$ etwa 85° .

Als Einschlüsse kommen *Amphibol*, *Rutil*, *Titanit*, *Epidot*, opake *Erzkörnchen*, *Apatit* vor.

Der megaskopisch schwarz erscheinende *Amphibol* ist ebenfalls xenoblastisch. Mitunter aber ist die Prismenzone entnehmbar. Die Individuen sind überwiegend 0.1 bis 0.4 mm lang, (die grösste gemessene Länge war 0.66 mm).

Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $\gamma : c = 22.5^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.021$. $2V\alpha = 87^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ blassgelb, mit schwachgrünem Stich, $\beta =$ bräunlich dunkelgrün, $\gamma =$ bläulich dunkelgrün. In den Hornblenden findet man *Titanit*, oft mit *Ilmenit*kern, *Apatit*, *Rutil*, *Epidot*, *Ilmenit*.

Die Amphibole treten oft sehr dicht nebeneinander auf, so dass sie sich aneinander unmittelbar anschliessen. Diese Lagen enthalten ziemlich viel *Ilmenit*.

Der stellenweise reichlich vorhandene *Granat* ist im Schliff blass rosenrot und bildet ziemlich isodiametrische Xenoblasten. Er führt viele Einschlüsse: *Hornblende*, *Plagioklas*, *Epidot*, mitunter auch *Ilmenit* und *Rutil*. Der Durchmesser der Granatkörner schwankt meist zwischen 0.3—0.8 mm. Nur wenige Körner zeigen Dimensionen von etwa 1 mm.

Der *Biotit* tritt sehr spärlich in der Form von kleinen Blättchen auf. $\alpha =$ hellgelb, $\gamma =$ dunkelbraun. $2V\alpha = 0^\circ$.

Der *Titanit*, farblos oder in dickeren Dünnschliffen etwas gelblichgrau, tritt in meist elliptisch gestreckten Körnchen auf, die oft in Nestern angehäuft erscheinen. Sehr häufig sieht man im Mineral schwarzen, opaken *Ilmenit* eingeschlossen. Der *Titanit* hat sich auf Kosten des Titaneisens gebildet. In manchen Titaniten wurde das Erz fast vollständig aufgezehrt, nur ein sehr kleines Körnchen blieb noch vom ursprünglichen Mineral zurück. Der *Titanit* tritt grösstenteils in den Amphibolen auf.

Kleine (0.3 bis 0.8 mm) Körner von *Epidot*mineralien kommen untergeordnet, manchmal in kleinen Gruppen vor. Sie sind keine Verwitterungsprodukte. Zwei *Epidot*mineralien sind vertreten: *Pistazit* und *Klinozoisit*. Die beiden sind oft mit Übergängen verwachsen. Oft zeigen Teile eines Individuums verschiedene Interferenzfarben. Als maximale Doppelbrechung wurde $\gamma - \alpha = 0.021$ gemessen, mit $2V\alpha =$ etwa 86° , entsprechend etwa 10% Eisenepidot. Der *Klinozoisit* zeigt manchmal indigoblaue Interferenzfarbe mit sehr schwacher Doppelbrechung, $2V\alpha =$ etwa 110° .

An manchen Körnchen lässt sich ein sehr schwacher Pleochroismus bemerken: $\alpha =$ farblos, $\beta =$ sehr schwach lichtgelb, $\gamma =$ blass lichtgelb. *Rutil* und *Titanit* kommen selten als Einschlüsse vor.

Das Gestein enthält reichlich *Titaneisen* (eventuell Ti-reichen *Magnetit*). Die zerlappten, unregelmässigen Formen sprechen für *Titaneisen*. Auch der mangelnde Magnetismus verweist auf *Titaneisen*. Korngrösse bis 0.8 mm. Die etwas grösseren Körner sind fast immer in *Titanit* eingehüllt.

Rutil sehr spärlich in elliptischen Körnchen in anderen Mineralien eingeschlossen.

Apatit und *Pyrit* zeigen nichts besonderes.

Die granoblastische Struktur des Gesteins ist homöoblastisch, auch der *Granat* bildet keine *Porphyroblasten*.

Ab und zu findet man Spuren einer Kataklaststruktur: man beobachtet sehr dünne, oft parallel verlaufende Sprünge, die nachträglich ausgefüllt wurden. Wo die Sprünge *Hornblende* durchqueren,

sind sie mit Epidot ausgefüllt, wo sie durch Ilmenit verlaufen, enthalten sie Titanit. Die übrigen Teile der Sprünge führen ebenfalls Epidot. Die Sprünge sind Folgen dynamischer Einwirkungen.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	42·94 ⁰ / ₀
TiO ₂	3·11
Al ₂ O ₃	15·96
Fe ₂ O ₃	2·78
FeO	14·11
MnO	0·20
MgO	5·32
CaO	11·35
SrO	0·07
BaO	Sp.
Na ₂ O	2·02
K ₂ O	0·22
H ₂ O+110°	2·48
H ₂ O-110°	0·17
P ₂ O ₅	0·11
Summe	100·84

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew. 3·2149—3·2185 (T. TAKÁTS.)

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s=49·78$, $\lambda=2·30$, $C=8·02$, $F=29·58$, $T=0·00$, $n=9·35$, Reihe= α , $k=0·84$; $a=1·7$, $c=6·0$, $f=22·3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=94·0$, $al=20·5$, $fm=48·0$, $c=27·0$, $alk=4·5$, $k=0·07$, $mg=0·35$; $qz=-24·0$, $ti=5·11$, $p=0·11$, $h=18·10$, $^c/fm=0·56$, Schnitt=IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* bis *noritischen Magmas*: $si=108·0$, $al=21·0$, $fm=52·0$, $c=21·0$, $alk=6·0$, $k=0·20$, $mg=0·55$, Schnitt=III/IV.

Und aus diesem Typus: $si=101·0$, $al=16·5$, $fm=51·5$, $c=25·0$, $alk=7·0$, $k=0·20$, $mg=0·36$, Schnitt=IV. (*Gabbronorit*, Lincoln Pond., N. Y.)

Ferner aus demselben Typus: $si=90·0$, $al=20·5$, $fm=53·0$, $c=23·0$, $alk=3·5$, $k=0·26$, $mg=0·75$, Schnitt=III/IV. (*Olivinnorit*, Radautal, Harz.)

Zur Ausmessung vermittelt des Integrationstiches wurden Schliffe mit ziemlich reichem, mittlerem Gehalt an Granat verwendet. Die Ausmessung ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	17·03 Vol ⁰ / ₀
Hornblende	67·97
Granat	6·38
Biotit	0·14
Titanit	2·71
Epidot	2·95

Titaneisen	2·29
Rutil	0·14
Apatit	0·39
Summe	100·00

Wie schon in der Physiographie des Gesteins betont wurde, herrscht die Hornblende weit überwiegend über dem Plagioklas vor. Von allen untersuchten Amphiboliten enthält dieses Gestein die grösste Menge an Amphibol.

AMPHIBOLIT VOM GIPFEL DES TITIANUL (1724 m ü. d. M.).

Das Gestein bildet eine lagergangartige Einlagerung zwischen Paragneisen. An seinem Rande ist die Einlagerung grobkörnig, von pegmatitischer Ausbildung und hier erreichen Amphibole und Plagioklase selbst Ausmasse von 5–6 cm. Der Typus des Gesteins ist mittelkörnig, von sehr schwacher Schieferung, mit dem ersten Eindruck eines Diorits.

Megaskopisch lassen sich die schwarzen Amphibole, Plagioklase, ferner rosenrote Granate und selten Biotit erkennen. Die schwache, schon megaskopisch sichtbare Schieferung wird dadurch hervorgerufen, dass dünne, hornblendereiche Lagen und ebenfalls dünne, etwas weniger Hornblende führende Lagen zu unterscheiden sind.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas, Hornblende, Granat, Quarz, Biotit, Titanit, Magneteisen, Titaneisen, Epidot, Apatit, Pyrit, Zirkon.*

Der *Plagioklas* erscheint in Xenoblasten, aber die Konturen der Schnitte zeigen keine tiefen Einbuchtungen und Verzahnungen. Die Körner sind oft etwas tafelförmig nach (010). Zwillinge nach dem Albit, seltener nach dem Periklingesetz kommen vor. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·4 bis 0·83 mm, seltener bis zu 1·7 mm, (in den pegmatitischen, randlichen Teilen bis zu einigen cm).

- | | α | β | γ |
|--|-----------------------------------|---------|-----------------------------|
| 1. $A_{1-2}=P_{1-2}$ | +88·5° | +75° | -16°=(010)=Albit=34% An. |
| | $2V_1=-87^\circ; 2V_2=-85^\circ.$ | | |
| | α | β | γ |
| 2. A_{1-2} | +88° | +66° | -24°=[010]=Periklin=36% An. |
| P_{1-2} | +85° | +21·5° | +63°=Periklin=etwa=40% An. |
| | α | β | γ |
| 3. $A_{1-2}=P_{1-2}$ | 90° | +75° | -15°=(010)=Albit=33% An. |
| | $2V_1=-84^\circ.$ | | |
| 4. Schnitt $\perp \alpha$, α' :(010)=18°=32% An. | | | |
| 5. Schnitt $\perp \gamma$, α' :(001)=27°=37% An. | | | |

Schwacher Zonarbau ist manchmal vorhanden, er ist invers. Die Unterschiede dürften kaum einige Prozente überschreiten. Man kann nur Kern und Hülle unterscheiden, mit allmählichem Übergang.

6. Schnitt $\perp \alpha$, α' :(010), im Kern: 17°=31% An,
in der Hülle: 22°=36% An.

Die Hülle ist manchmal einseitig ausgebildet.

Das spezifische Gewicht des Plagioklases beträgt: 2'663. (Mit Piknometer bei Zimmer-temperatur bestimmt. Der theoretische Wert für 32% An. wäre 2'665.)

Die Plagioklase sind verhältnismässig frisch, enthalten aber zuweilen farblose, gelbliche *Epidote* in Form von kleinen Körnern; auch eine Ausscheidung von *Serizit*, längs der Spaltrisse und Zwillingslamellen ist zu beobachten. Oft enthalten sie Einschlüsse von *Hornblende*.

Die *Amphibol*individuen lassen mitunter {110} und {010}, sehr selten auch {100} erkennen. Die Länge der Körner schwankt vorwiegend zwischen 1'16 und 1'8 mm, manche erreichen Dimensionen bis zu 3 mm und in den grobkörnigen, randlichen Teilen sogar von einigen cm. Die Achsenebene liegt || (010). $\gamma : c = 16'5$ bis $20'5^\circ$. Pleochroismus: $\alpha =$ (licht) gelb, $\beta =$ olivgrün, $\gamma =$ dunkel bläulichgrün. $\gamma - \alpha = 0'023$. $2V\alpha =$ etwa 70° .

Der Amphibol aus der grobkörnigen Partie wurde analysiert. Das Mineral wurde gepulvert und mittels eines Magnetstabes wurden die Magnetitkörner entfernt. Mittels THOULET'scher Lösung wurde das Mineral von Feldspat und Biotit gereinigt; mit Jodmethylen wurden endlich die Körnchen mit grösserem spez. Gewicht entfernt. Das erhaltene Pulver schien u. d. M. homogen zu sein.

Spezifisches Gewicht (d $^{20/4}$ l): 3'225 (mit Pyknometer an 2'3126 g Material bestimmt).

Die Analyse (ausgeführt mit über ausgeglühtem Sand getrocknetem Material) ergab:

	Gew. o/o	I.	
SiO ₂	40'37	6695	} 6829
TiO ₂	1'08*	134	
Al ₂ O ₃	18'50	1810	} 2257
Fe ₂ O ₃	7'14	447	
FeO	10'38	1444	} 6285
MnO	0'33	046	
MgO	8'25	2046	} 6285
CaO	10'11	1803	
Na ₂ O	1'80	290	} 6285
K ₂ O	1'01	107	
H ₂ O	0'99	549	} 6285
Summe	99'96		

Analytiker: A. VENDL.

Unter I. sind die Molekularquotienten $\times 10,000$ angeführt; daraus:

$$RO_2 : R_2O_3 : RO + R_2O = 6829 : 2257 : 6285.$$

Auffallend ist der ziemlich hohe Gehalt an dreiwertigen Metallen. Damit hängt der verhältnismässig hohe Wert von $\gamma : c$ zusammen.

Die Hornblendens der untersuchten Amphibolite zeigen Werte für $\gamma : c$ immer um 20° herum. Wahrscheinlich dürften alle ziemlich reich an Al₂O₃ sein.

Wird das Wasser vernachlässigt, so bekommt man die unter II. zusammengestellten Gewichtsprozent auf die Summe 100 berechnet; III. gibt die entsprechenden Molekularquotienten $\times 10,000$.

* Kolorimetrisch. Die Trennung des Gesamteisens vom Al₂O₃ geschah durch Natronschmelze.

	II.	III.
SiO ₂	40·79	6764
TiO ₂	1·09	136
Al ₂ O ₃	18·69	1828
Fe ₂ O ₃	7·21	451
FeO	10·49	1460
MnO	0·33	46
MgO	8·34	2068
CaO	10·22	1822
Na ₂ O	1·82	293
K ₂ O	1·02	108
	<u>100·00</u>	

Aus diesen Zahlen lassen sich die folgenden Komponenten berechnen:

	K ₂ O	Na ₂ O	CaO	MgO	MnO	FeO	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	(SiTi)O ₂
108 KAlSi ₂ O ₆	108	—	—	—	—	—	—	108	432
293 NaAlSi ₂ O ₆	—	293	—	—	—	—	—	293	1172
225 CaMgFe ₄ Si ₂ O ₁₂	—	—	225	225	—	—	450	—	450
713 CaMgAl ₄ Si ₂ O ₁₂	—	—	713	713	—	—	—	1426	1426
486 CaFe ₃ Si ₄ O ₁₂	—	—	486	—	—	1458	—	—	1944
376 CaMg ₃ Si ₄ O ₁₂	—	—	376	1128	—	—	—	—	1504
16 CaMn ₃ Si ₄ O ₁₂	—	—	16	—	48	—	—	—	64
Summe	108	293	1816	2066	48	1458	450	1827	6992
Differenz	—	—	+6	+2	-2	+2	+1	+1	-92

Die grösste Differenz zeigt sich in der letzten Kolonne. Danach wäre die Zusammensetzung in Molekularprozenten:

KAlSi ₂ O ₆	4·9%
NaAlSi ₂ O ₆	13·2
CaMgFe ₄ Si ₂ O ₁₂	10·1
CaMgAl ₄ Si ₂ O ₁₂	32·2
CaFe ₃ Si ₄ O ₁₂	21·9
CaMg ₃ Si ₄ O ₁₂	17·0
CaMn ₃ Si ₄ O ₁₂	0·7
Summe	100·0

Durch die vollständige Vernachlässigung des Wassers wurde ein Fehler begangen. Bei Einstellung irgend einer Wassermenge reicht die Menge des SiO₂ nicht aus, um derartige Komponenten zu berechnen.

Als Einschluss tritt in der Hornblende häufiger *Plagioklas*, *Titanit*, *Granat*, *Apatit*, seltener *Biotit* auf. Manche Amphibole sind von *Plagioklas* siebartig durchlöchert. Aber diese Erscheinung ist hier viel seltener, als in einigen, schon weiter oben erwähnten Amphiboliten.

Als Zersetzungsprodukt in der Hornblende erscheint selten der *Chlorit* in sehr schwach doppel-

brechenden, optisch negativen, kleinen Schüppchen, mit ziemlich starkem Pleochroismus: α = sehr blass gelb, γ = grasgrün.

Die Menge der rosenroten *Granate* ist nicht bedeutend und zeigt sehr grosse Schwankungen. Die vorwiegend 0·17 bis 0·7 mm grossen Körner sind auch im Schliff etwas rosenrot und bilden entweder Xenoblasten, oder lassen manchmal idioblastische Ausbildung in schlecht ausgebildeten $\{110\}$ -Formen erkennen. Schwarze *Erzkörnchen*, *Titanit* und *Chlorit* kommen in den Rissen der Granate eingeschlossen vor.

Quarz ist bloss untergeordnet vorhanden, resp. tritt er bloss an solchen Stellen in einigermaßen ansehnlicher Menge in farblosen Xenoblasten, manchmal angehäuft auf, wo die Struktur pegmatitisch wird.

Biotit erscheint sehr spärlich in einigen Hornblenden. Der *Chlorit* dürfte aus seiner Umwandlung stammen.

Titanit, in ellipsoidischen, oder regellos umgrenzten, kleinen (0·016 bis 0·05 mm) Körnern kommt spärlich vor. Seine Körner ordnen sich manchmal zu kurzen, rosenkranzartigen Schnüren. Häufig bilden die Körnchen die Umrandung einiger *Ilmenite*.

Das opake Erz ist teils *Magnetit* (magnetisch), teils *Titaneisen* (oder stark Ti-haltiges Magnet-eisen). Die letzteren zeigen manchmal eine Hülle aus Titanit. Dimensionen: 0·06 bis 0·35 mm, ausnahmsweise bis zu 0·70 mm.

Einige kleine Körnchen von *Epidot* treten in der Nähe der Amphibole auf, wahrscheinlich als Zersetzungsprodukte.

Apatit, *Pyrit* kommen in der gewöhnlichen Ausbildung und sehr untergeordnet vor.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch, die sehr an die Struktur des Gabbros erinnert.

Die volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	38·18 Vol %
Hornblende	53·26
Granat	2·86
Quarz	2·13
Biotit (+Chlorit)	0·37
Titanit	1·32
Eisenerz	1·23
Epidot	0·05
Apatit	0·39
Pyrit	0·21
Summe .	100·00

In diesem Amphibolit ist die Menge der Granate gering, so dass man diese Ausbildung als einen Übergang zur granatfreien Gruppe der Plagioklasamphibolite betrachten kann.

AMPHIBOLIT AUS DEM GRABEN ZWISCHEN DEALUL CIOACA UND MUNCCELUL BIRAILOR.

Das Gestein ist im zwischen D. Cioaca und Muncelul Birailor, in SW-licher Richtung ins Taja-Tal hinabziehenden kleinen Graben, in 1190 m Seehöhe aufgeschlossen. Dieses ziemlich

grobkörnige Gestein bildet ein etwa 2 m starkes Lager zwischen Glimmerschiefern und Paragneisen. Hier und da wird er von dünnen — 1 mm starken — Quarzsnüren durchzogen. Sein Einfallen ist $17^{\text{h}} 30^{\circ}$. In demselben Graben ist ferner in 1050 m Seehöhe ein 4 m mächtiges und in 1000 m ein ca. 5 m starkes Amphibolitlager aufgeschlossen.

Das in 1190 m Höhe anstehende Gestein zeigt megaskopisch Amphibol, Plagioklas, kleine Granate, Quarz und wenig Biotit. Es ist ausgezeichnet kristallisationsschiefzig: sehr dünne, besonders hornblendereiche Lagen wechsellagern mit wenig Hornblende enthaltenden, feldspatreichen Schichtchen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Quarz*, *Granat*, *Biotit*, *Muskovit*, *Klinozoisit*, *Titanit*, *Ilmenit (Magnetit)*, *Apatit*, *Rutil* und *Chlorit*.

Die *Plagioklase* bilden 0.1 bis 0.5 mm grosse Xenoblasten, mitunter nach (010) tafelig ausgebildet. Die Konturen zeigen keine grossen Einbuchtungen. Sie sind teils zwillingslamelliert nach dem Albit- und Periklingesetz, teils ohne Zwillingsbildung. Oft kann die Verzwilligung kaum mehr beobachtet werden, weil manche Plagioklase stark umgewandelt, getrübt, teilweise in *Muskovit (Serizit)*, teils in *Klinozoisit* übergeführt sind. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 17^{\circ} = 31\% \text{ An.}$
2. Optisch negativ, $2V\alpha = 84^{\circ}$.
3. $\alpha' \geq \omega$, $\gamma' = < \epsilon$.
4. $\alpha' < \epsilon$, $\gamma' > \omega$.

Die *Hornblende* herrscht unter den Gemengteilen vor. Dimensionen: Länge überwiegend zwischen 0.5 und 2 mm, seltener bis zu 3.3 mm; Dicke: 0.15 bis 0.5 mm, selten 0.8 bis 1.16 mm. Ihre Individuen sind im allgemeinen xenoblastisch entwickelt, trotzdem sind an ihnen manchmal die Formen $\{110\}$ und $\{010\}$ wahrzunehmen. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $\gamma : c = 17^{\circ}$ bis 20° . $2V\alpha = 87^{\circ}$. $\gamma - \alpha = 0.0196$. Pleochroismus: $\alpha =$ lichtgelb, $\beta =$ grünlichgelb, $\gamma =$ licht bräunlichgrün. Stellenweise ist der Amphibol von dichten Feldspatgruppen siebartig durchsetzt.

Quarz ist in wasserhellen, durchsichtigen Xenoblasten in hinlänglicher Menge vorhanden. Seine Dimensionen erreichen zuweilen 0.5—0.6 mm. Häufig sind *Amphibol*mikrolithe in ihnen eingeschlossen.

Der *Granat* tritt verhältnismässig zurück und ist bloss in kleinen, mitunter bis zu 0.2 mm ansteigenden, isodiametrischen Körnern zu beobachten. Idiomorphismus fehlt. Als Einschluss kommen schwarze, opake *Erzkörnchen* und seltener *Rutil* vor.

Biotit kommt nur stellenweise, in bestimmten, sehr dünnen Lagen vor, wie dies auch in den Handstücken gezeigt werden kann.

Einige *Muskovit*blättchen treten sowohl zwischen den Plagioklasen, als auch unter den Hornblenden auf. Sie begleiten oft die Klinozoisite.

Die kleinen Körnchen vom *Klinozoisit* treten spärlich zwischen den Plagioklasen auf. Sie sind durch Umwandlung der Feldspate, aber nicht durch Oberflächenverwitterung entstanden.

Der *Titanit* in kleinen (0.016 bis 0.03 mm) ellipsoidischen „Titaniteiern“ ist selten zu beobachten u. zw. in den Hornblenden und in der Nähe der Ilmenite.

Das schwarze, opake Erz kommt teils in zerlappten Formen, oft mit schwacher Umrandung von Leukoxen vor; diese dürften sicher *Ilmenite* sein — teils in mehr isometrischen Körnchen ohne

Titanithülle, diese sind eventuell *Magnetite*. Dimensionen: 0·08 bis 0·33 mm, selten 0·5 mm. Mitunter sind die kleinen Körnchen zu etwas grösseren Gruppen angehäuft.

Rutil ist in der Form von kleinen, eiförmigen Körnchen (0·008 bis 0·66 mm) selten sichtbar und namentlich im Amphibol eingeschlossen; sein Pleochroismus: ϵ = bräunlichgelb, ω = lichtgelb.

Chlorit ist sehr selten zwischen den Hornblenden, in der Form von kleinen, farblosen, optisch einachsigen, positiven Blättchen (Pennin) zu beobachten. Er dürfte wahrscheinlich aus der Umwandlung von Hornblenden entstanden sein.

Die kleinen, farblosen *Apatite* erscheinen wie gewöhnlich.

Die Struktur ist granoblastisch, stellenweise mit der poikiloblastischen gepaart.

Die chemische Zusammensetzung: *

SiO ₂	46·32 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·93
Al ₂ O ₃	21·83
Fe ₂ O ₃	2·76
FeO	3·78
MnO	0·10
MgO	7·86
CaO	10·58
Na ₂ O	2·96
K ₂ O	1·19
H ₂ O—110°	0·11
Glühverl.	2·30
Summe	100·72

Analytiker: Zs. SZINYEI-MERSE.

Die OSANN'schen Parameter: $s = 51·16$, $A = 3·93$, $C = 10·04$, $F = 20·90$, $T = 0·00$, $n = 7·91$, Reihe = α , $k = 0·79$; $a = 3·4$, $c = 8·6$, $f = 18·0$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 103·0$, $al = 28·5$, $fm = 38·0$, $c = 25·5$, $alk = 8·0$, $k = 0·21$, $mg = 0·69$; $qz = -29·0$, $ti = 1·55$, $c/fm = 0·67$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: $si = 110·0$, $al = 28·5$, $fm = 34·5$, $c = 28·5$, $alk = 8·5$, $k = 0·12$, $mg = 0·60$, Schnitt = V.

Und aus diesem Typus: $si = 108·0$, $al = 28·0$, $fm = 33·5$, $c = 32·0$, $alk = 6·5$, $k = 0·04$, $mg = 0·66$, Schnitt = V. (*Ossipitgabbro*, Beaver Creek, Tuol Co., Calif.)

Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100·0$, $al = 23·5$, $fm = 40·5$, $c = 31·5$, $alk = 4·5$, $k = 0·26$, $mg = 0·75$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 100·0$, $al = 24·0$, $fm = 38·0$, $c = 31·0$, $alk = 7·0$, $k = 0·26$, $mg = 0·64$, Schnitt = V. (*Olivingabbro*, Nosy Komba, Madagaskar).

* Die im Centralblatt für Mineralogie, 1922, p. 8 mitgeteilte Analyse wurde später vom Analytiker durch Bestimmung von MnO etwas modifiziert.

AMPHIBOLIT, DUS.

Südlich von Dus wird der Glimmerschiefer durch mehrere Amphibolitlager durchsetzt. Das hier beschriebene Gestein stammt südwestlich von der Gendarmerie-Wache, nordöstlich von der Kuppe 1475 m. Das Gestein ist am Weg aufgeschlossen.

Das dunkelgraue Gestein zeigt eine gute Kristallisationsschieferung; es ist auf der Schieferungsfläche oft seidenglänzend, infolge der Spaltflächen der Hornblenden, die sich in die Schieferungsfläche eingestellt haben. Megaskopisch erkennt man die grünlichschwarzen Hornblenden, unter denen einige sehr gross sind (einige mm). Der grösste Teil des Gesteins besteht aus Hornblende. In nicht zusammenhängenden, kleinen Lagen beobachtet man die Feldspate, zwischen denen nur wenig Hornblende vorkommt. Hier und da sieht man kleine, rosenrote Granatkörnchen. Das Gestein wird in sehr regelloser Verteilung durch weisse, bis 2 mm dicke Lagen und Ädern durchzogen, die überwiegend aus Feldspat bestehen. Diese keilen sich oft aus, oder aber werden sie stellenweise sehr dünn; manchmal beobachtet man eine Verzweigung derselben. Auch sie schmiegen sich im allgemeinen der Schieferungsfläche an.

Das Gestein besteht aus folgenden Gemengteilen: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Granat*, *Epidot* (*Klinozoisit*), *Muskovit*, *Titanit*, *Ilmenit*, *Rutil*, *Apatit*, *Chlorit*.

Der *Plagioklas* (Dimensionen: überwiegend zwischen 0.15 und 0.25 mm) erscheint vorherrschend in den weissen Flecken und Lagen. Die Individuen sind entweder Zwillinge nach den Albit-, Periklingesetzen oder unverzwilligt. Die Umgrenzung der Xenoblasten ist entweder ohne Einbuchtungen und Verzahnungen ausgebildet und in diesem Fall grenzen die einzelnen Plagioklase einer Pflasterstruktur ähnlich aneinander, oder aber es lässt sich eine nicht tiefbuchtige Ausbildung beobachten.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 15^\circ = 30\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
2. A_{1-2}	+88°	+70°	-19°	= [010] = Periklin = 31% An.
P_{1-2}	+85°	+16°	+75°	= Periklin = etwa 28% An.
	$2V_1 = -83^\circ$			

- | | α | β | γ | |
|------------------------|----------|---------|----------|---------------------------|
| 3. $A_{1-2} = P_{1-2}$ | +88° | +75° | -17° | = (010) = Albit = 33% An. |

Manchmal lässt sich ein sehr schwacher Zonarbau beobachten:

4. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $14^\circ = 29\% \text{ An.}$
in der Hülle: $17^\circ = 32\% \text{ An.}$

Man kann höchstens nur Kern und Hülle unterscheiden und diese fliessen ohne scharfe Grenze ineinander. Manchmal ist die Hülle nur einseitig ausgebildet.

Die *Hornblende* macht etwa 70 Vol% des Gesteins aus. Ihre Xenoblasten sind überwiegend 0.25–0.40 mm lang. Einige Individuen erreichen Längen von 1.6 bis 2.0 mm (seltener bis zu 5 mm). Die Umgrenzung der grössten Hornblenden ist meist buchtig ausgebildet und in diese Eintiefungen dringen die kleinen Amphibole ein. Die Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma : c = 22^\circ$. $\alpha =$ lichtgelb, $\beta =$ bräunlichgrün, $\gamma =$ grün, mit schwach blauem Stich. $2V\alpha = 83^\circ$ (Mittel von drei Messungen). $\gamma - \alpha = 0.020$.

Als Einschlüsse in den Amphibolen lassen sich *Titanit*, *Ilmenit* (mit Titanit-Hülle), *Rutil*, *Plagioklas* beobachten.

Der *Granat* kommt in geringer Menge vor. Seine Körner (Durchmesser meist zwischen 0·3 und 0·6 mm) sind isodiametrisch, aber ohne kristallographische Begrenzung und stark durchsetzt von Sprüngen und Rissen. Oft sind die zersprungenen Teile eines Körnchens durch Hornblende, Chlorit, Klinozoisit, Muskovit voneinander getrennt. Die Farbe der Granate ist im Dünnschliff kaum zu erkennen, die Durchschnitte sind fast ganz farblos mit schwach gelblichem Stich. *Rutil* und *Ilmenit*, der letztere oft mit *Titanitsaum*, kommen als Einschlüsse vor.

Die Granate treten meist in den feldspatreichen Partien des Gesteins auf.

Zwischen den Plagioklasen, in den weissen Lagen, kommen die kleinen *Klinozoisite* vor. Dimensionen: 0·03 bis 0·17 mm, selten bis 0·5 mm. Sie werden manchmal durch farblose *Muskovit*blättchen begleitet. Die Klinozoisit-Körnchen sind nach der Orthoachse etwas länglich ausgebildet. Im Dünnschliff sind sie farblos. Oft zeigen Teile eines Kornes etwas verschiedene Interferenzfarben. Die Doppelbrechung ist sehr schwach. Optisch positiv, $2V\gamma =$ etwa um 80° herum, sie enthalten also sehr wenig Eisen. An manchen Schnitten, oder an einem Teil des Schnittes zeigen sie anormal blaue Interferenzfarben (Schnitt $\perp \gamma$).

Die in den weissen Partien zwischen den Plagioklasen, Klinozoisiten, Muskoviten und Granaten vorhandenen Hornblenden sind sehr klein.

Der *Titanit* kommt in ellipsoidischen oder unregelmässig umgrenzten, (im Schliff) farblosen Schnitten spärlich vor. Dimensionen: 0·08 bis 0·17 mm, selten 0·24 mm.

Der *Ilmenit* tritt in zerlappten Formen auf; oft ist er mit einem Titanitkranz umgeben. Dimensionen: 0·15 bis 0·38 mm. Häufig erscheint er in den Hornblenden.

Rutil, etwas *Apatit* wie gewöhnlich.

Chlorit tritt als sekundäre Bildung selten auf, manchmal in rosettenartigen Gruppen. $\alpha =$ sehr licht (graulich) gelb, $\gamma =$ hellgrün. Gewöhnlich findet man ihn in den feldspatreichen Partien.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch (Tafel VIII, Fig. 4). Infolge einiger grösseren Hornblenden zeigt das Gestein Anklänge an die heteroblastische Ausbildung.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	48·67%
TiO ₂	1·75
Al ₂ O ₃	14·70
Fe ₂ O ₃	1·65
FeO	11·12
MnO	0·16
MgO	8·10
CaO	9·38
SrO	0·09
BaO	Sp.
Na ₂ O	2·71
K ₂ O	0·86

H ₂ O+110°	1·51
H ₂ O - 110°	0·33
P ₂ O ₅	0·07
Summe	101·10

Analytiker: K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN: $s=52\cdot79$, $A=3\cdot35$, $C=5\cdot78$, $F=28\cdot95$, $T=0\cdot00$, $n=8\cdot27$, Reihe = α , $k=0\cdot87$; $a=2\cdot6$, $c=4\cdot6$, $f=22\cdot8$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si=109\cdot0$, $al=19\cdot5$, $fm=51\cdot0$, $c=22\cdot5$, $alk=7\cdot0$, $k=0\cdot17$, $mg=0\cdot53$; $qz=-19\cdot0$, $fi=0\cdot29$, $p=0\cdot07$, $h=11\cdot25$, $\%_{fm}=0\cdot44$, Schnitt=IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* bis *noritischen Magmas*: $si=108\cdot0$, $al=21\cdot0$, $fm=52\cdot0$, $c=21\cdot0$, $alk=6\cdot0$, $k=0\cdot20$, $mg=0\cdot55$, Schnitt=III/IV.

Aus diesem Typus: $si=101\cdot0$, $al=16\cdot5$, $fm=51\cdot5$, $c=25\cdot0$, $alk=7\cdot0$, $k=0\cdot20$, $mg=0\cdot36$, Schnitt=IV. (*Gabbronorit*, Lincoln Pond, N. Y.)

Die Ausmessung mit dem Integrationstisch ergab 74 Vol% Hornblende.

BIOTITAMPHIBOLITE.

Während in den typischen Amphiboliten Biotit entweder gänzlich fehlt, oder nur sehr spärlich vorkommt, finden sich an einzelnen Stellen auch Varietäten, die reich an diesem Mineral sind. Mit etwas grösserem Gehalt an Biotit ändern sich auch die textuellen und strukturellen Verhältnisse. Die biotitreichen Amphibolite werden meist durch eine unruhige Struktur gekennzeichnet.

Die biotitfreien Amphibolite besitzen eine schieferige Textur, sie enthalten häufig lagenweise Amphibol und dann wieder Plagioklas angereichert, wobei die einzelnen Lagen sich oft auskeilen. Die Biotitamphibolite sind oft durch eine flaserige Textur ausgezeichnet. Biotitärmere Partien von grösserem Korn werden von biotitreicheren Fasern umflossen. Die Gemengteile, besonders die Plagioklase und die Hornblenden, wechseln oft in ihrer Grösse.

Die Mengenverhältnisse der Gemengteile schwanken. Dadurch werden Übergänge in die anderen Gruppen der Amphibolite hervorgerufen.

Die Biotitamphibolite sind weniger verbreitet, als die biotitfreien. Sie scheinen in den östlichen Gebieten des Gebirgszuges aufzutreten. Genetisch dürften sie weniger einheitlich sein, als die übrigen Typen.

AMPHIBOLIT, VALEA DOBRUNULUI, 1390 m ü. d. M.

Im graulichschwarzen, feinkörnigen Gestein kann man mit unbewaffneten Augen schwarze Hornblenden, weisse Feldspate und bräunlichschwarze Biotite erkennen. Das Gestein ist kristallisations-schiefrig: dünne (höchstens 0·5 mm), feldspatreiche Lagen wechsellagern mit feldspatarmen, dunklen Bändern. Auf der Schieferungsfläche zeigt sich ein schwacher Seidenglanz.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Biotit*, etwas *Quarz*, *Titanit*, *Ilmenit*, *Pyrit*, *Apatit* und als Umwandlungsprodukte *Serizit* und *Chlorit*.

Der *Plagioklas* (0·08 bis 0·55 mm) erscheint in beinahe isodiametrischen Xenoblasten mit unregelmässiger Umgrenzung. Zwillingsbildung ist sehr verbreitet, meist nur aus wenigen Lamellen: Albit- und Periklinzwillinge allein oder beide Gesetze gleichzeitig. Periklinzwillinge sind häufig.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 19^\circ = 36\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+89°	+72°	-20°	= 37% An.
	$2V_1 = -88^\circ, 2V_2 = 89^\circ.$			

	α	β	γ	
3. A_{1-2}	+88°	+68°	-24°	= [010] = Periklin = 34% An.
P_{1-2}	+83°	+22°	+66°	= Periklin = etwa 35% An.

4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 14^\circ = 29\% \text{ An.}$

Inverser Zonarbau ist verbreitet. Man kann meist einen Kern und eine Hülle unterscheiden, aber ohne scharfe Grenze. Die Unterschiede erreichen einige Mol %.

5. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $14^\circ = 29\% \text{ An.}$
in der Hülle: $13^\circ = 37\% \text{ An.}$

*Serizit*blättchen erscheinen in manchen Plagioklasen als Zersetzungsprodukte.

Die *Hornblende* ist unter den Gemengteilen vorherrschend. Dimensionen: überwiegend 0.33 bis 0.85 mm, selten 1.5 mm. (Der Feldspat ist kleiner.) Selten lässt sich die Form {110} erkennen, sonst ist die Ausbildung xenoblastisch.

Die optische Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma : c = 17^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.0231$. $2V\alpha = 81.5^\circ$. Pleochroismus: α = sehr licht gelb, β = blass olivgrün, γ = etwas dunkler olivgrün. $\alpha < \beta \leq \gamma$. Siebartige Durchwachsungen von *Plagioklas* sind mässig verbreitet. Als Einschlüsse wurden noch *Titanit* und *Ilmenit* beobachtet.

Der *Biotit* ist in viel geringer Menge vorhanden, als der Plagioklas. Der Pleochroismus ist sehr stark: α = sehr licht gelb, β = rotbraun, γ = rotbraun, $2V\alpha = 0^\circ$. Einige *Biotit*blättchen sind entlang der Spaltrisse mehr oder weniger in farblosen, optisch positiven *Chlorit* umgewandelt. Durchmesser der Blättchen: 0.1 bis 0.9 mm, selten 1.0 mm.

Der *Quarz* tritt in unregelmässigen Körnern auf, die oft zerlappte Formen zeigen. Ihre Auslöschung ist undulös. Verbreitet sind dünne Quarzadern im Gestein.

Titanit ist in elliptischen oder etwas abgerundeten, rhombenähnlichen Durchschnitten verbreitet. Die Körnchen erscheinen oft in Nestern und Schmitzen angehäuft. Sie treten häufig in den Hornblenden und Biotiten auf, aber auch sonst zerstreut kommen sie ebenfalls vor. Oft sieht man im Mineral *Titaneisen* eingeschlossen.

Ilmenit in zerlappten oder isometrischen Formen ist reichlich vorhanden. Seine Körnchen sind oft in *Titanit* (*Leukoxen*) eingehüllt. Das grösste Korn hat eine Länge von 0.65 mm gehabt.

Pyrit und *Apatit* zeigen nichts besonderes. Beide kommen sehr spärlich vor.

Die Struktur ist granoblastisch, die Menge des *Biotits* ist gering.

AMPHIBOLIT, VALEA MĂRĂSDIEI, NEBEN GURARO.

Im unteren Abschnitt der Valea Mărăsdiei, in 660 m Seehöhe, ist die etwa 20 m breite Amphiboliteinlagerung aufgeschlossen. Der primitive, kleine Steinbruch liegt 1.75 km SO-lich von Guraro.

Das megaskopisch dunkelgraue bis schwarze Gestein lässt sehr dünne lichte und dunkle Lagen

erkennen. Die lichten bestehen vorwiegend aus Feldspat, die dunklen vorherrschend aus Biotit und Hornblende. Diese Lagentextur wird besonders dadurch bedingt, dass die biotitärmeren Partien von biotitreichen Fasern umflossen werden.

Als Gemengteile erkennt man u. d. M. folgende Mineralien: *Plagioklas*, *Biotit*, *Hornblende*, *Granat*, sehr wenig *Quarz*, *Titanit*, *Magnetit*, *Pyrit*, *Epidot*, *Rutil*, *Apatit*, selten *Zirkon*.

Der *Plagioklas* (Dimensionen: 0.1 bis 0.35 mm) erscheint in Xenoblasten. Ausser den Zwillingen nach dem Albitgesetz sind auch Periklinzwillinge sehr verbreitet.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 19^\circ = 33\% \text{ An.}$

	α	β	γ
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	+78°	-10° = (010) = Albit = 28% An.
3. A_{1-2}	+87°	+67°	-22° = [010] = Periklin = 35% An.
P_{1-2}	+84°	+22°	+62° = Periklin = etwa 32—36% An.

Eine invers ausgebildete Hülle um einen Kern ist manchmal zu beobachten.

4. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010)$ an einem Albitzwilling: $1 = 14^\circ = 30\% \text{ An.}$

$$1' \left\{ \begin{array}{l} \text{im Kern: } 2^\circ = 23\% \text{ An,} \\ \text{in der Hülle: } 13.5^\circ = 30\% \text{ An.} \end{array} \right.$$

5. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 6^\circ = 36\% \text{ An.}$

Unter den dunklen Gemengteilen herrscht der *Biotit* vor. Durchmesser der Blättchen: 0.08 bis 0.5 mm. Pleochroismus: α = lichtgelb, $\beta = \gamma$ = schokoladebraun. $2V = 0^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.048$. Manchmal finden sich pleochroitische Höfe um *Zirkoneinschlüsse*; in diesen bleibt α unverändert, während γ fast schwarz erscheint. Einige Biotite sind teilweise, oder gänzlich in *Chlorit* zersetzt.

Die *Hornblende* tritt überwiegend zwischen den Biotiten auf. Länge der Xenoblasten: 0.06 bis 0.65 mm, selten bis 1.2 mm. Die Achsenebene steht \parallel (010). $\gamma : c = 22.5^\circ$; $\gamma - \alpha = 0.020$. Pleochroismus: α = lichtgelb, β = olivgrün, γ = dunkel bläulichgrün. Als Einschlüsse im Amphibol wurden *Plagioklas*, *Rutil*, *Titanit* und opakes *Eisenerz*, seltener *Biotit* beobachtet.

Häufig findet sich *Granat*. Megaskopisch blassrot, im Schliiff erscheint er nahezu farblos. Die Körner sind nahezu isodiametrisch ausgebildet, sie haben unregelmässige Umgrenzung und erscheinen umgeben von Plagioklasen in granoblastischer Anordnung. In diesem Plagioklasmantel sind dunkle Gemengteile nur spärlich vorhanden. Die Granatkörner enthalten *Rutil*, *Magnetit*, *Biotit*, seltener *Plagioklas* als Einschlüsse. Die Granate erreichen Durchmesser bis zu 0.8 mm, meist sind sie aber viel kleiner: 0.1 bis 0.35 mm. Selten sind die Körner in einer Richtung etwas gestreckt.

Der *Quarz* tritt sehr spärlich auf.

Titanit ist selten in den Hornblenden zu beobachten.

Der *Rutil* erscheint in den Amphibolen, seltener in den Biotiten in ellipsoidalen Körnchen.

Magnetit ist verhältnismässig reichlich vorhanden, meist mit unregelmässiger Umgrenzung. Einzelne Lagen enthalten mehr Erz, als die anderen. Leukoxenhülle wurde nicht beobachtet. Die grösseren Körnchen sind nach der Schieferung etwas abgeplattet. Dimension: bis 1 mm.

Pyrit wurde sehr selten beobachtet.

Einige kleine Körnchen eines *Epidot*minerals treten in manchen chloritisch umgewandelten Biotiten als sekundäre Bildungen spärlich auf.

Apatit, Zirkon, wie gewöhnlich. Der letztere tritt in den Biotiten auf.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch bis sehr schwach lepidoblastisch.

Infolge seines Gehaltes an Granat bildet dieses Gestein einen Übergang in die Gruppe der Granatamphibolite.

EPIDOTAMPHIBOLITE.

ALLGEMEINE BETRACHTUNGEN ÜBER DIE AMPHIBOLITFAZIES.

Diese Gesteine werden durch das Vorkommen von *Epidot*mineralien: *Pistazit, Klinozoisit* oder *Zoisit* als typomorphe Gemengteile neben Oligoklas und Hornblende ausgezeichnet. Die Verteilung dieser Mineralien ist in den Gesteinen sehr ungleich. Bald sind sie gleichmässig im Gesteingefüge verstreut, bald werden sie zusammen mit den Plagioklasen in Nestern angehäuft; oft erscheinen sie lagenweise (gebänderte Gesteine), wobei die Nachbarlagen nur geringe Mengen von diesen Mineralien enthalten, oder ganz frei von denselben bleiben.

Diese Mineralien lassen in ihren Ausbildungsarten erkennen, dass sie — mit den übrigen typomorphen Gemengteilen — den Anforderungen der Amphibolitfazies nicht entsprechen. Diese Gesteine zeigen einen geringeren Grad der Metamorphose, eine höhere „Tiefenstufe“ als die Gesteine der Amphibolitfazies.

Die Epidotmineralien bekunden manchmal deutlich, dass sie als jüngere Bildung aufzufassen sind. Man kann besonders bei den Epidotamphiboliten mit eisenfreien, oder sehr eisenarmen Epidoten (*Klinozoisit*) manchmal beobachten, dass der Epidot auf Kosten der Feldspate entstand. Dabei sind die Epidotmineralien keine Zersetzungsprodukte der Oberflächenverwitterung. In diesen Gesteinen treten die Epidotmineralien als ebenbürtige, typomorphe Mineralien neben die anderen Gemengteile des Gesteins auf.

Selbst in den Plagioklas- und Granatamphiboliten stösst man oft auf Epidotmineralien, obwohl nur in sehr geringer Menge. Auch in diesen Gesteinen sind die Epidote keine pathologischen Neubildungen, keine Zersetzungsprodukte. Zwar zurückgetreten, sind hier diese Mineralien doch ebenbürtige Gemengteile dieser Gesteine.

Die „Amphibolitfazies“ von *ESKOLA* ist durch die Untersuchung der *Orijärvi*-Region entstanden. In dieser Fazies erscheint — bei entsprechender chemischer Zusammensetzung des Systems — immer irgend ein Glied der Hornblendegruppe. Charakteristische Mineralien dieser Fazies sind: Hornblende, Mikroklin, Plagioklas, Muskovit, Andalusit, Cordierit, Almandin, Anthophyllit, Cummingtonit, Diopsid, Wollastonit, Grossular—Andradit, Olivin.

Man sieht aus dieser Aufzählung, dass die Epidotmineralien nicht in diese Fazies gehören.

Die „Eklogitfazies“ ist durch monokline Pyroxene mit Jadeitgehalt und pyropreiche Granate gekennzeichnet. In diese Fazies, wo die Eklogite unter hohen Bildungstemperaturen und hohen Drucken ausgebildet wurden, können die Amphibolite überhaupt nicht eingereiht werden.

Die „Grünschieferfazies“ wird durch diejenigen metamorphen Gesteine charakterisiert, in welchen Mineralien der folgenden Gruppe vorkommen: Albit, Epidot, Serizit, Chlorit, Serpentin, Talk, Kalzit, Dolomit. Besonders wichtig und typisch ist in dieser Fazies das Auftreten von Epidot mit Albit und von Muskovit mit Chlorit.

Die Epidotamphibolite zeigen durch den Gehalt an Epidotmineralien, ferner durch die albitreichen Plagioklase manche Anklänge an die Grünschieferfazies. Aber die Paragenese: Hornblende—Epidot—albitreicher Plagioklas stimmt nicht mit der Grünschieferfazies überein.

Durch die Paragenese: Hornblende und Epidot passen die Epidotamphibolite weder in die Amphibolitfazies, noch in die Grünschieferfazies von ESKOLA. Sie überbrücken vielmehr diese beiden Faziesgruppen. Diese Gesteine erfordern eigentlich die Aufstellung einer neuen Fazies, die durch die Kombination Hornblende—Epidot—saurer Plagioklas gekennzeichnet ist.

Diese Epidotamphibolite sind im Sebeser- und Zibins-Gebirge sehr stark verbreitet, sie herrschen vielleicht unter allen Amphiboliten vor. Sie sind eigentlich die charakterisierenden Hornblendegesteine im ganzen Gebirgszuge. Diese Gesteine gehören einer Faziesentwicklung an, die sich in vielen alpinen Amphiboliten mit Epidot und Oligoklas in vollkommen ähnlicher Weise wiederfindet. In den amphibolitischen Randzonen der mächtigen Granitgneismassive der Hohen Tauern, in den Schweizer Alpen usw. kann man diesen Gesteinstypus häufig finden.

Auch diese alpinen epidotführenden Amphibolite können in den Faziesgruppen nicht untergebracht werden. Diese Tatsache wurde besonders durch F. BECKE betont. Sehr wahrscheinlich gelten ähnlich komplizierte Verhältnisse auch für andere tektonisch stark verwickelte Gebiete.

Bei all diesen Epidotamphiboliten ist auffallend, dass ein vollkommener Gleichgewichtszustand, der für die Fazieslehre massgebend ist, in der Wirklichkeit oft nicht erreicht wird. Diese Gesteine befinden sich nicht in vollkommenem Gleichgewicht, vielmehr sind sie im Begriff den Gleichgewichtszustand einer Fazies zu erreichen. Sie haben schon das Gleichgewicht der Amphibolitfazies überschritten, aber die Grünschieferfazies noch nicht erreicht.

Die Fazies, die diesen Amphiboliten entsprechen würde, nimmt eine Mittelstellung zwischen Amphibolitfazies und Grünschieferfazies ein. Verfasser hat diese Fazies als Epidotamphibolitfazies unterschieden. Diese Fazies kann entweder als eine neue aufgefasst werden, oder aber sie könnte — wie dies schon durch F. BECKE hervorgehoben wurde — auch eine Unterabteilung der Amphibolitfazies bilden.

Die Übereinstimmung der Ausbildungsweise dieser Gesteine sowohl in den Südkarpaten, als auch in den Alpen ist jedenfalls der beste Beweis dafür, dass die Ausbildung einer Fazies nicht nur von den Temperatur- und Druckverhältnissen, sondern auch von tektonischen Momenten sehr stark beeinflusst wird. Die südkarpatischen und alpinen Gesteine haben starke tektonische Beeinflussungen (Stress) erlitten, die ihnen mehr oder weniger die charakteristischen Eigenschaften der Grünschieferfazies, d. h. der oberen Tiefenstufe aufprägten. Die Ausbildung hydroxylofführender Mineralien (Epidot) ist für diese Gesteine charakteristisch.

Alle Amphibolite, wie auch die anderen kristallinen Schiefer des untersuchten Gebietes haben die erste Ausbildung als kristalline Schiefer wohl unter den Druck- und Temperaturverhältnissen der unteren Tiefenstufe, also in der Eklogitfazies erhalten. Die Eklogitamphibolite und die viel häufigeren Granatamphibolite, ferner auch die Pyroxenamphibolite sprechen dafür. Erst durch spätere Umwandlungen, die durch mit der Faltung und Überschiebung zusammenhängende tektonische Beeinflussungen herbeigeführt wurden, haben sie ihre heutige Ausbildung erhalten.

Ohne Stresswirkungen könnte man sich nicht vorstellen, wie ein Eklogit in Amphibolit übergeht.

P. ESKOLA beschreibt die Umwandlungen, die ein Gestein (Eklogit) erleidet, wenn es aus der Eklogitfazies unter die Bedingungen der Amphibolitfazies, also in höhere Regionen der Erdkruste gelangt. In seinen Schilderungen geht er in erster Linie von den Temperatur- und Druckverhältnissen aus. Die Änderung dieser Verhältnisse würde den ursprünglichen Charakter der Gesteine kaum so stark verwischen, dass derartige Unterschiede zustande kommen könnten, wie sie z. B. in den Eklogiten und Epidotamphiboliten vor uns liegen. Wie A. MARCHET mit Recht schreibt: „Durch Empортаuchen des Gesteins infolge Denudation allein würde wohl kaum ein so starkes Verwischen der Eklogitstruktur eintreten.“ Sehr wahrscheinlich haben sich die Eklogite Norwegens in der Amphibolitfazies ebenfalls unter tektonischen Beeinflussungen, unter der Einwirkung von gerichtetem Druck, umgewandelt.

BESCHREIBUNG DER EPIDOTAMPHIBOLITE.

AMPHIBOLIT, RÂUL MARE, NÖRDLICH VOM ŞURIANU.

Unmittelbar neben dem südlichen Ende der Magura-Klause bildet das Gestein eine etwa 8 m breite Einlagerung in Paragneisen.

Das feinkörnige, graulichschwarze Gestein zeigt deutliche Schieferung. Megaskopisch kann man nur die schwarzen Hornblenden, einige Biotitblättchen und etwas Feldspat erkennen. Mit der Lupe beobachtet man, dass hornblendereiche, dünne Schichten mit überwiegend aus Feldspat und Epidot aufgebauten Lagen, ferner mit biotitreichen, dünnen Schichten wechsellagern. Die Lagen sind dünn, höchstens einige 0.1 mm dick.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas*, *Epidot*, *Hornblende*, *Biotit*, sehr spärlich *Granat*, *Titanit*, *Magnetit (Ilmenit)*, *Apatit*, *Rutil*.

Der *Plagioklas* — in der Form von ganz unregelmässig umgrenzten Xenoblasten — kommt überwiegend in den hellen Schichtchen, in der Gesellschaft von *Epidot* vor. Korngrösse: 0.06 bis 0.5 mm. Die Körnchen zeigen manchmal keine Zwillingsbildung; oft sind sie nach den Albit- und Periklingesetzen verzwillingt. Die Zwillingslamellen sind entweder dünn und zahlreich, oder aber bestehen die Zwillinge bloss aus wenigen dicken Lamellen. Manche Körnchen enthalten etwas *Epidot*, oder *Serizit*; die meisten sind aber frisch.

1. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $14^\circ = 29\%$ An.

2. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone an Albitzwilling = $17^\circ =$ etwa 35% An.

3. $A_{1-2} = P_{1-2}$ α β γ
 90° + 70° - $14^\circ =$ (010) = Albit = 32% An.
 $2V_1 = -83^\circ$

4. Schnitt \perp α , α' : (010) = $15^\circ = 30\%$ An.

Oft lässt sich eine inverse Zonarstruktur erkennen: ein Kern und eine breite Hülle.

5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $14^\circ = 29\%$ An,

in der Hülle: $19^\circ = 33\%$ An.

Die *Epidot*körner treten in den hellen Lagen auf. Korngrösse: 0.08 bis 0.33 mm, seltener 0.5 mm. Die Körner sind meist nach der Orthoachse etwas gestreckt, die beiden Enden sind oft verzahnt. Häufig zeigen sie fleckige Interferenzfarben. $\gamma - \alpha = 0.029$ für die am stärksten doppelbrechenden Partien.

$2V\alpha$ = etwa 84° . Diese Werte dürften etwa 10–15% Eisenepidot entsprechen. Der Pleochroismus ist im Dünnschliff kaum zu beobachten: $\alpha = \beta =$ farblos, γ = sehr licht gelb.

Die *Hornblende* erscheint in Xenoblasten. Länge der Körner: 0·1 bis 0·5 mm, selten 0·8 mm. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma:c = 23^\circ$; $\gamma - \alpha = 0\cdot0198$. $2V\alpha$ = etwa 79° . Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, β = bräunlichgrün, γ = dunkelgrün mit blauem Stich.

Plagioklas, Magnetit (Ilmenit), Titanit, Apatit findet man oft in den Amphibolen.

Der *Biotit* kommt reichlich vor. Der Durchmesser der Blättchen beträgt 0·1 bis 0·5 mm, seltener 0·75 mm. Der Pleochroismus ist stark: α = licht strohgelb, $\beta = \gamma$ = dunkelbraun. $2V\alpha$ = um 0° herum. $\gamma - \alpha = 0\cdot041$. Manche Biotite sind mehr oder weniger chloritisch umgewandelt.

Ausserst selten findet man *Granat* in ganz kleinen, isotropen, auch im Schliff etwas roten Körnchen. Viele Dünnschliffe enthalten dieses Mineral überhaupt nicht.

Titanit ist in sehr kleinen, elliptischen Körnern, in sehr geringer Menge vorhanden. Die Körnchen sind meist in kleinen Nestern angehäuft und sehr unregelmässig verteilt. Korngrösse: 0·05 bis 0·1 mm. Sie kommen meist in den hornblende- und biotitreichen Lagen vor, oft in den Amphibolen und Biotiten.

Das schwarze, opake Erz erscheint manchmal in quadratischen Durchschnitten oder in unregelmässig umgrenzten, zerlappten Formen. Die ersteren dürften *Magnetite*, die letzteren *Ilmenite* sein. Die letzteren sind manchmal von einer dünnen *Titanitrinde (Leukoxen)* umgeben. Sie treten in einzelnen Lagen etwas reichlicher auf. Korngrösse: 0·016 bis 0·6 mm.

Apatit in farblosen und *Rutil* in gelblichen, ellipsoidischen Körnern kommen spärlich vor. Der letztere erscheint manchmal in den Hornblendes.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch bis schwach lepidoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	47·52%
TiO ₂	1·42
Al ₂ O ₃	20·26
Fe ₂ O ₃	0·91
FeO	9·75
MnO	0·07
MgO	5·12
CaO	7·31
SrO	0·05
BaO	Sp.
Na ₂ O	3·89
K ₂ O	0·95
H ₂ O _{+110°}	1·99
H ₂ O _{-110°}	0·13
P ₂ O ₅	0·11
Summe	99·48

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·970 (T. TAKÁTS)

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 54.42$, $A = 4.89$, $C = 8.46$, $F = 18.88$, $T = 0.0$, $n = 8.61$, Reihe = α , $k = 0.84$; $a = 4.5$, $c = 7.9$, $f = 17.6$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 117.0$, $al = 29.5$, $fm = 40.5$, $c = 19.5$, $alk = 10.5$, $k = 0.14$, $mg = 0.46$, $qz = -25.0$, $fi = 2.61$, $p = 0.12$, $h = 16.68$, $c/fm = 0.48$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: $si = 110.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 28.5$, $alk = 8.5$, $k = 0.12$, $mg = 0.60$, Schnitt = V.

Und aus diesem Typus: $si = 115.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 27.0$, $alk = 10.0$, $k = 0.21$, $mg = 0.65$, Schnitt = V. (*Labradorfels*, Radö, Norwegen.)

Typus des *normalgabbroiden bis noritischen Magmas*: $si = 108.0$, $al = 21.0$, $fm = 52.0$, $c = 21.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.20$, $mg = 0.55$, Schnitt = III/IV.

Aus diesem Typus: $si = 119.0$, $al = 23.0$, $fm = 47.5$, $c = 24.0$, $alk = 5.5$, $k = 0.21$, $mg = 0.41$, Schnitt = IV. (*Gabbro*, Radautal, Harz.)

Ferner: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100.0$, $al = 23.5$, $fm = 40.5$, $c = 31.5$, $alk = 4.5$, $k = 0.16$, $mg = 0.75$, Schnitt = V.

Volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	29.06 Vol%
Hornblende	30.67
Biotit	22.43
Epidot	13.20
Titanit	2.18
Magnetit (Ilmenit)	1.96
Apatit	0.39
Rutil	0.11
Summe	100.00

Durch den Gehalt an Biotit bildet dieses Gestein einen Übergang zu den Biotitamphiboliten.

Wir haben bei der Behandlung der verschiedenen Typen der Amphibolite beobachtet, dass Epidotminerale — in geringer Menge — in sehr vielen Gesteinen vorhanden sind. Die Epidotminerale haben sich auf Kosten der Plagioklase gebildet. Zur Entstehung der eisenführenden Epidote wurde das Material durch Auflösung von Plagioklas, Granat und Hornblende geliefert.

AMPHIBOLIT, ETWA 400 m SÜDLICH VON DER MAGURA-KLAUSE.

Das Gestein bildet eine stellenweise bis 300 m breite Einlagerung im Schiefergneis.

Das grünlich-schwarze Gestein zeigt eine gute Kristallisationsschieferung. Es besteht aus gelblich-grünen und sehr dunklen Lagen; die Wechsellagerung derselben ruft eine Bänderung hervor. Die gelblich-grünen Schichtchen bestehen überwiegend aus Epidot und Plagioklas mit wenig Hornblende. Ihre Mächtigkeit erreicht manchmal 2–4 mm, selten 1 cm. Die dunklen Lagen enthalten vorwiegend Hornblende, ferner wenig Plagioklas und Epidot. In diesen dunklen Lagen kommen einzelne sehr dünne (einige 0.1 mm mächtige) Schichtchen vor, in welchen die Hornblende stark vorherrscht, Plagioklas und Epidot mehr im Hintergrund stehen; die zwischenliegenden, ebenso dünnen Schichten führen etwas weniger Amphibol, aber mehr Plagioklas und Epidot.

Die Verteilung der gelblichgrünen und dunklen Lagen ist ziemlich unregelmässig: die gelben Lagen liegen an einzelnen Stellen dicht nebeneinander, anderswo sind sie weiter entfernt und die dazwischen liegenden dunklen Lagen sind mächtiger. In den hornblendereichen Lagen findet man auch sehr dünne, biotitreiche Schichtchen. Der Abstand zwischen den biotitreichen Lagen beträgt etwa 2 bis 3 cm.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Epidot*, *Biotit*, etwas *Chlorit*, *Muskovit* (*Serizit*), *Titanit*, *Rutil*, *Magnetit*, *Apatit*, *Pyrit*.

Die *Plagioklase* erscheinen oft in vollkommen frischen Xenoblasten mit auffallend unregelmässigen Konturen. Korngrösse: überwiegend 0·2 bis 0·5 mm. Die Körner sind häufig nach dem Albit- und dem Periklingesetz verzwillingt. Viele sind nicht verzwillingt.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 18^\circ = 32\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+73^\circ$	$-14^\circ = (010) = \text{Albit} = 33\% \text{ An.}$	
	$2V_2 = -85^\circ$			

	α	β	γ	
3. A_{1-2}	$+86^\circ$	$+68^\circ$	$-19^\circ = [010] = \text{Periklin} = \text{etwa } 34-36\% \text{ An.}$	
P_{1-2}	$+84^\circ$	$+20^\circ$	$+65^\circ = \text{Periklin} = \text{etwa } 33\% \text{ An.}$	

4. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 4^\circ = 35\% \text{ An.}$

Viele Plagioklaskörner enthalten kleine *Epidot*körnchen und *Muskovitsch*üppchen. Der Plagioklas tritt vorwiegend in den epidotreichen Lagen auf.

Die megaskopisch grünlichschwarze *Hornblende* bildet Xenoblasten. Mitunter kann die Form $\{110\}$ erkannt werden. Korngrösse (Länge): 0·16 bis 0·7 mm. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 22^\circ$. $\gamma - \alpha = 0\cdot019$. $2V\alpha = \text{etwa } 66^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{lichtgelb}$, mit schwach grünem Stich, $\beta = \text{bräunlichgrün}$, $\gamma = \text{dunkel bläulichgrün}$.

Die Hornblendens enthalten häufig kleine, rundliche *Plagioklaskörnchen*, aber nicht so reichlich, dass eine Siebstruktur vorhanden wäre. *Titanit*, *Epidot*, *Rutil*, *Apatit* kommen ebenfalls als Einschlüsse vor.

Epidot tritt besonders in den grünlichgelben Lagen sehr reichlich auf. Seine Xenoblasten sind meist nach der Orthoachse etwas gestreckt. Korngrösse: 0·15 bis 0·7 mm. Der Pleochroismus ist sehr schwach: $\alpha = \text{farblos}$, höchstens mit schwach gelblichem Stich, $\beta = \text{sehr licht gelb}$, $\gamma = \text{lichtgelb}$. $\gamma - \alpha = 0\cdot028$. Optisch negativ; $2V\alpha = \text{etwa } 80^\circ$. Diese Werte dürften rund etwa 20% Eisenepidot entsprechen.

Der *Biotit* ist nur in geringer Menge vorhanden. Durchmesser der Blättchen: 0·08 bis 0·30 mm, selten bis zu 0·5 mm. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{lichtgelb}$, $\gamma = \text{dunkelbraun}$ mit olivgrünem Stich. $2V\alpha = \text{etwa } 0^\circ$.

Der *Chlorit* kommt in kleinen, grünen Blättchen in der Nähe der Hornblendens sehr spärlich vor. Wenige *Muskovit*blättchen sind in den Plagioklasen und in deren Nähe zu beobachten.

Der *Titanit* ist reichlich vorhanden u. zw. in kleinen ellipsoidischen Körnchen, die hier und da in Nestern angehäuft auftreten. Korngrösse: 0·03 bis 0·12 mm. Er kommt in den Hornblendens,

Biotiten und auch zwischen den Plagioklasen und Epidoten vor. Die Körnchen enthalten oft *Rutil* als Einschluss. Die Titanite sind auf Kosten des *Rutils* entstanden.

Die *Rutil*körner treten entweder selbständig auf, oder sie bilden die Kerne der Titanite. Korngrösse: 0·016 bis 0·04 mm.

Magnetit kommt auffallend spärlich vor. Die Mitte der Körnchen ist immer frisch, an den Rändern beobachtet man manchmal limonitische Zersetzungsprodukte. *Titanit* (Leukoxen)-Hülle wurde nicht beobachtet.

Apatit und *Pyrit* zeigen nichts besonderes. Das letzte Mineral zeigt unregelmässige Umgrenzung und die randlichen Partien sind manchmal limonitisiert.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Die chemische Zusammensetzung ist folgende:

SiO ₂	46·54 ⁰ / ₀
TiO ₂	2·16
Al ₂ O ₃	20·02
Fe ₂ O ₃	2·72
FeO	7·26
MnO	0·10
MgO	5·79
CaO	9·56
SrO	0·03
BaO	Sp.
Na ₂ O	2·56
K ₂ O	1·74
H ₂ O +110°	2·05
H ₂ O -110°	0·17
P ₂ O ₅	0·07
Summe	100·77

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 3·321 (T. TAKÁTS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 53·14$, $\Lambda = 3·95$, $C = 9·04$, $F = 20·88$, $T = 0·0$, $n = 7·07$, Reihe = β , $k = 0·85$; $a = 3·5$, $c = 8·0$, $f = 18·5$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 109·0$, $al = 28·0$, $fm = 39·5$, $c = 24·0$, $alk = 8·5$, $k = 0·31$, $mg = 0·52$; $qz = -25·0$, $fi = 3·81$, $p = 0·07$, $c/fm = 0·61$, $h = 16·09$. Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100·0$, $al = 23·5$, $fm = 40·5$, $c = 31·5$, $alk = 4·5$, $k = 0·16$, $mg = 0·75$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 112·0$, $al = 24·5$, $fm = 39·5$, $c = 30·0$, $alk = 6·0$, $k = 0·23$, $mg = 0·71$, Schnitt = V. (*Augitnorit*, Radautal, Harz.)

Ferner: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: $si = 110·0$, $al = 28·5$, $fm = 34·5$, $c = 28·5$, $alk = 8·5$, $k = 0·12$, $mg = 0·60$, Schnitt = V.

Die volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	24·37 Vol %
Hornblende	38·78
Epidot	27·33
Biotit	2·02
Chlorit	0·27
Muskovit	0·72
Titanit	5·69
Rutil	0·09
Magnetit	0·23
Apatit	0·27
Pyrit	0·23
Summe	100·00

AMPHIBOLIT, STÂNA FRUMOASA.

Das Gestein bildet eine gangartige Einlagerung im Hornblendegranitgneis in der Nähe der Stâna Frumoasa, zwischen Stâna Frumoasa din Gruiu und der Kote 1487 m. Hier treten mehrere Amphibolite auf, die auf der geologischen Karte zusammengezogen wurden.

Die megaskopisch sehr gut sichtbare Schieferung äussert sich in der Wechsellagerung von dunklen und hellen, dünnen Lagen. Die dunklen Schichtchen sind überwiegend aus Hornblende zusammengesetzt, sie enthalten nur wenig Feldspat. Die graulichweissen, hellen Lagen bestehen aus Feldspat und Epidot, mit wenig Hornblende; die Hornblenden sind hier meist kleiner, als in den hornblendereichen Lagen. Ab und zu enthalten die hellen Schichten mehr Epidot, als Feldspat oder Amphibol. Das Korn des Gesteins ist ziemlich grob.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas, Hornblende, Epidot, Quarz, Serizit, Rutil, Magnetit, Apatit.*

Die wasserklaren *Plagioklase* bilden Xenoblasten; manchmal sind sie nach (010) tafelig ausgebildet. Dimensionen: 0·30 bis 1·4 mm, manchmal bis 1·8 mm. Die Körner zeigen meist prächtige Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz; Zwillinge nach den Albit- und Periklingesetzen, sowie selbständige Perikline sind ebenfalls häufig. Die Zwillingslamellen sind schmal und mitunter etwas gebogen (Tafel IX, Fig. 1).

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 16^\circ = 31\% \text{ An.}$
2. Schnitt \perp (010) und (001), $\gamma' : \text{Spur der Periklinlamellen} = 21\cdot5^\circ = 33\% \text{ An.}$

	α	β	γ
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 87	+ 72°	- 20° = (010) = Albit = 36% An.
S	+ 85°	+ 25°	+ 67° = (001) = 35 % An.
	$2V_1 = -85^\circ.$		
4. A_{1-2}

	α	β	γ
	+ 88°	+ 67°	- 23° = [010] = Periklin.
5. P_{1-2}

	+ 85°	+ 24°	+ 69° = Periklin = 33% An.
--	-------	-------	----------------------------

6. $A_{1-2} = P_{1-2} \quad +89^\circ \quad +75^\circ \quad -16^\circ = (010) = \text{Albit} = 33\% \text{ An.}$

7. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 5^\circ = 35\% \text{ An.}$

An einigen Plagioklasen lässt sich ein sehr schwacher Zonarbau erkennen, wobei der Kern und die Hülle mit allmählichem Übergang ineinander fließen.

8. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010)$, im Kern: $16^\circ = 31\% \text{ An.}$
in der Hülle: $20^\circ = 34\% \text{ An.}$

Die Plagioklase sind sehr frisch. Nur selten enthalten sie sehr wenig *Serizit* entlang der Zwillinglamellen. Oft sind sie durch kleine *Epidot*körnchen beinahe siebartig durchlöchert (Tafel VIII, Fig. 6). Die Plagioklassubstanz, in der die *Epidote* eingebettet sind, ist auffallend frisch (Fig. 55). Manchmal findet man zwischen den kleinen *Epidoten* auch kleine *Rutil*körnchen oder etwas *Quarz*. Einige kleine *Amphibol*körner kommen in manchen Plagioklasen ebenfalls vor, aber nur in geringer Menge, weit entfernt von einer Siebstruktur.

Die megaskopisch schwarzen *Hornblenden* sind ebenfalls gross. Die Länge der Körner schwankt meist zwischen 0.6 und 1.4 mm; die grössten erreichen Längen bis zu 2 mm. Die *Amphibol*körner bilden *Xenoblasten*; manchmal kann man die Formen $\{110\}$ und seltener $\{010\}$ beobachten.

Die optische Achsenebene der *Hornblenden* steht $\parallel (010)$. $\gamma : c = 20.5^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.020$. $2V\alpha = 83^\circ$. Der *Pleochroismus* ist stark: $\alpha =$ licht strohgelb, $\beta =$ grasgrün, $\gamma =$ dunkel grünlichblau. Die stark bläuliche Farbe von γ ist sehr charakteristisch.

In den *Hornblenden* findet man oft kleine rundliche *Plagioklaskörner*, seltener *Epidot* oder *Rutil*.

Der *Epidot* kommt in kleinen, nach der Orthoachse etwas gestreckten Körnern vor. An den beiden Enden der Orthoachse sind die Körnchen entweder unregelmässig umgrenzt, oder etwas abgerundet. Die Korngrösse ist wechselnd. Die Dimensionen zwischen 0.12 und 0.35 mm herrschen vor. Die grössten Körner sind 0.7 bis 1.17 mm lang. In den *Plagioklasen* findet man 0.016 bis 0.18 mm grosse Körnchen.

Der *Epidot* ist ein eisenarmer *Klinozoisit*. Der *Pleochroismus* ist sehr schwach: $\alpha =$ farblos, $\beta =$ fast farblos, mit sehr schwach gelblichem Stich, $\gamma =$ sehr licht gelb. $\gamma - \alpha = 0.0085$; $2V\gamma =$ etwa 85° . Der Gehalt an *Eisenepidot* dürfte daher etwa um 5% schwanken. Der *Epidot* kommt überwiegend in den feldspatreichen Lagen vor; in viel geringerer Menge findet man ihn zwischen den *Amphibolen*.

Der *Rutil* tritt in meist recht kleinen (Länge: 0.04 bis 0.13 mm, seltener bis 0.25 mm), nach der Hauptachse elliptisch gestreckten Körnern häufig auf. Sein *Pleochroismus* ist im Dünnschliff schwach zu beobachten: $\omega =$ gelb, $\varepsilon =$ bräunlichgelb. Die Verteilung der Körnchen ist sehr unregelmässig; sie kommen oft in der Gesellschaft der *Klinozoisite* vor. Häufig sind die Körnchen an *Magnetit* angewachsen, oder sie erscheinen in den *Hornblenden*.

Der *Quarz* kommt spärlich in kleinen, oft abgerundeten Körnern vor. Er erscheint manchmal im *Plagioklas*. Wogende Auslöschung ist verbreitet.

Magnetit ist in geringer Menge vorhanden. Seine Körnchen sind entweder isodiametrisch, oder

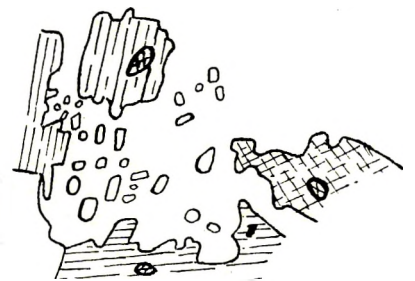


Fig. 55. Kleine *Klinozoisit*körnchen im *Plagioklas* (weiss). Ferner Durchschnitte von *Hornblenden* mit *Titaniteinschlüssen*. Lineare Vergrösserung: 50.

von zerlappter, unregelmässiger Umgrenzung. Korngrösse: durchschnittlich 0·08 mm; einige erreichen Dimensionen bis zu 0·37 mm. Titaniumhüllung wurde nicht beobachtet. Titanit konnte in den untersuchten Dünnschliffen überhaupt nicht festgestellt werden.

Der Gehalt an TiO_2 scheint in den Rutilen vorhanden zu sein und ein Teil desselben eventuell in der Hornblende.

Apatit, wie gewöhnlich.

Die Struktur ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO_2	46·73%
TiO_2	1·79
Al_2O_3	17·42
Fe_2O_3	4·31
FeO	7·25
MnO	0·11
MgO	6·04
CaO	11·73
SrO	0·05
BaO	Sp.
Na_2O	3·22
K_2O	0·16
$\text{H}_2\text{O} + 110^\circ$	1·85
$\text{H}_2\text{O} - 110^\circ$	0·16
P_2O_5	0·14
Summe	100·96

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 2·993 (T. TAKATS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 51·94$, $A = 3·47$, $C = 7·60$, $F = 25·92$, $T = 0·0$, $n = 9·68$, Reihe = α , $k = 0·84$; $a = 2·8$, $c = 6·2$, $f = 21·0$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 105·0$, $al = 23·0$, $fm = 41·5$, $c = 28·5$, $alk = 7·0$, $k = 0·03$, $mg = 0·49$; $qz = -23·0$, $fi = 3·02$, $p = 0·14$, $h = 13·87$, $c_{fm} = 0·68$, Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100·0$, $al = 23·5$, $fm = 40·5$, $c = 31·5$, $alk = 4·5$, $k = 0·16$, $mg = 0·75$, Schnitt = V.

Die Übereinstimmung ist sehr gut, nur in den Werten von c und alk zeigt sich einige Differenz.

Ferner: Typus des *normalgabbroiden bis noritischen Magmas*: $si = 108·0$, $al = 21·0$, $fm = 52·0$, $c = 21·0$, $alk = 6·0$, $k = 0·20$, $mg = 0·55$, Schnitt = III/IV.

Und aus diesem Typus: $si = 109·0$, $al = 22·0$, $fm = 46·0$, $c = 24·0$, $alk = 8·0$, $k = 0·21$, $mg = 0·54$, Schnitt = IV. (*Gabbro-Basaltmittel* nach H. H. ROBINSON.)

Volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	38·54 Vol%
Hornblende	48·80
Epidot	7·73
Quarz	2·52
Rutil	1·35
Magnetit	0·62
Apatit	0·44
Summe	100·00

AMPHIBOLIT, DEALUL CLĂBUCETULUI (2056 m).

Der Aufschluss liegt am Dealul Clăbucetului, an der südwestlichen Seite des Gipfels unterhalb der Höhenkote 2027 m. Das megaskopisch beim ersten Blick an Diorit erinnernde Gestein bildet eine konkordante Einlagerung im Turmalin, Disthen und Staurolith führenden Glimmerschiefer. Die Schichten des Glimmerschiefers fallen nach NW unter 20° ein. Nördlich schliesst sich dem Amphibolit Grammatit an.

Mit unbewaffneten Augen kann man nur Hornblende und Plagioklas unterscheiden. Die Hornblenden erreichen häufig 1·5 bis 2·0 mm Länge. Das Gestein zeigt eine gute Schieferung: hornblende-reiche, dunkle und graulichweisse, dünne (höchstens 0·5 mm mächtige) Lagen treten abwechselnd auf. Die ersteren bestehen überwiegend aus Hornblende, die letzteren aus Feldspat und Klinozoisit. Das letztere Mineral kann wegen seiner Farblosigkeit megaskopisch von den Feldspaten nicht unterschieden werden.

U. d. M. erkennt man die folgenden Gemengteile: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Klinozoisit*, *Muskovit* (wenig), *Titanit*, *Rutil*, *Magnetit*, *Apatit*.

Die Xenoblasten der *Plagioklase* zeigen eine regellose Umgrenzung, aber ohne Einbuchtungen. Am häufigsten findet man Albitzwillinge, seltener Albit- und Periklin-, ferner nur Periklinzwillinge. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·3 und 1·0 mm.

1. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 8^\circ = 38\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 21^\circ = 35\% \text{ An.}$

3. $A_{1-2} = P_{1-2}$ α β γ
 90° $+73^\circ$ $-15^\circ = (010) = \text{Albit} = 34\% \text{ An.}$
 $2V_1 = -86^\circ$; $2V_2 = -84^\circ$.

Die *Hornblenden* sind meist 0·65 bis 2·0 mm lang. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $\gamma : c = 19^\circ$. $\gamma - \alpha = 0\cdot021$. $2V\alpha = \text{etwa } 85^\circ$. Die pleochroitischen Farben sind ziemlich hell: $\alpha = \text{lichtgelb}$, $\beta = \text{licht olivgrün}$, $\gamma = \text{etwas dunkler olivgrün}$, mit schwach blauem Stich. In einigen Hornblenden kann man sehr kleine, sekundäre *Chlorit*blättchen beobachten.

Der Amphibol tritt vorwiegend in den dunklen Schichtchen auf, wo Plagioklas und Klinozoisit mehr im Hintergrund stehen.

Die im Dünnschliff farblosen *Klinozoisit*körnchen sind oft nach der Orthoachse etwas gestreckt. Korngrösse: 0·20 bis 0·70 mm, seltener bis 1·0 mm. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $\gamma - \alpha = (\text{etwa}) 0\cdot0056$.

$2V\gamma = 88^\circ$. Die Dispersion der optischen Achsen: $v > \rho$. Manchmal lässt sich ein Kern mit etwas stärkerer Doppelbrechung unterscheiden. Die Körner treten in den hellen Lagen des Gesteins zwischen den Plagioklasen auf und werden manchmal von kleinen *Muskovitschüppchen* begleitet. Sie liegen einzeln und nicht gruppenweise zwischen den Feldspaten. In diesen hellen Lagen kommt sehr wenig Hornblende vor.

Der *Titanit* kommt in kleinen Körnchen von oft unregelmässiger Umgrenzung vor. Manchmal sieht man im Mineral *Rutil* eingeschlossen, auf dessen Kosten der Titanit entstand.

Rutil, in kleinen, ellipsoidischen Körnchen kommt spärlich vor. Manchmal findet man auch Zwillinge nach (011). Man findet ihn in den Amphibolen und seltener auch in den Plagioklasen, ferner öfter in den Titaniten. Ein schwacher Pleochroismus lässt sich beobachten: $\omega =$ licht orangegelb, $\varepsilon =$ dunkel orangegelb.

Magnetit kommt sehr wenig vor, teils in isodiametrischen, teils in unregelmässig begrenzten Körnchen. Die Körner zeigen keine Leukoxenhülle. Ob hier vielleicht auch *Ilmenit* vorliegt, konnte nicht entschieden werden.

Der *Apatit* tritt in kleinen, elliptischen, farblosen Körnern auf.

Die Struktur ist granoblastisch.

Volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	44·22	Vol %
Hornblende	41·62	
Klinozoisit	12·19	
Muskovit	0·47	
Titanit	0·66	
Chlorit	0·06	
Rutil	0·23	
Magnetit	0·15	
Apatit	0·40	
Summe	100·00	

AMPHIBOLIT, AM FUSSE DES DEALUL POGOANA, IM TAL DES DOBRA-BACHES.

Der Aufschluss befindet sich etwa 300 m südöstlich von der Einmündung der Valea Pogoana, in der Nähe der Sägemühle bei der Kote 1426 m, westlich vom Valcele (1351 m).

Das dunkelgraue Gestein zeigt eine gute Lagentextur: dunkel grünlichschwarze, vorwiegend aus Hornblende aufgebaute Lagen wechseln mit lichten, fast weissen Lagen. Die letzteren bestehen überwiegend aus Klinozoisit mit wenig Hornblende. Die Mächtigkeit der Lagen kann bis 1–2 mm steigen. Megaskopisch kann man in den lichten Lagen auch einige weisse Glimmerblättchen beobachten. Die Amphibole sind gross, ihre Länge kann 3 bis 5 mm erreichen.

Die Gemengteile des Gesteins sind die folgenden: *Klinozoisit*, etwas *Plagioklas*, *Muskovit*, *Hornblende*, *Quarz* (sehr wenig), *Titanit*, *Rutil*, *Magnetit*, *Apatit*.

Der *Klinozoisit* erscheint in wasserklaren, farblosen Xenoblasten, die nach der Orthoachse meist etwas gestreckt sind. Die Konturen der Durchschnitte sind oft verzahnt, selbst in der Orthozone. Die

Länge der Individuen schwankt überwiegend zwischen 0·3 und 1·65 mm; manche Körner sind viel kleiner. Die parallel zur Orthoachse verlaufenden Spaltrisse nach (001) sind scharf. An manchen Schnitten lassen sich auch weniger deutliche kurze Querrisse beobachten, die senkrecht zu den Spaltrissen erscheinen. Die zu den Spaltrissen gemessene Auslöschung ist gerade.

Schnitte $\perp \gamma$ zeigen unternormale indigoblaue Farben, $\perp \alpha$ erscheint das grauweiss I. Ordnung. Meist beobachtet man an demselben Schnitt fleckenweise etwas verschiedene Interferenzfarben. Mitunter scheinen die Farben zonenweise verschieden zu sein, wohl infolge kleiner Differenzen in der chemischen Zusammensetzung der einzelnen Zonen und Teile des Minerals. Der optische Charakter ist positiv. Die Achsenebene steht senkrecht zur Spaltrichtung, daher $\parallel (010)$. $\gamma - \alpha = 0\cdot0054$. $2V\gamma = 66\cdot5^\circ$ (Mittel von 5 Messungen). Wegen der fleckigen Auslöschung ist die genaue Einstellung des Austritts der optischen Achsen am Universaldrehtisch sehr schwer. Nach den gefundenen Werten dürfte der Klinozoisit fast eisenfrei sein. Die Dispersion der optischen Achsen ist $v > \rho$ um γ . Manchmal lässt sich auch das übernormale Gelb beobachten.

Selten beobachtet man Zwillinge nach (100).

In den Klinozoisiten findet man häufig *Muskovit*blättchen als Einschlüsse, besonders in den randlichen Partien (Fig. 56).

Die Klinozoisite treten in dünnen, kurzen Lagen oder Gruppen auf, in der Gesellschaft der *Muskovite*. Hier kommt die Hornblende spärlicher vor. Die Orientierung der Klinozoisitkörnchen ist sehr verschieden.

Die Klinozoisite berühren sich meist unmittelbar. Ab und zu sind aber die zwischen den Körnchen liegenden, sehr kleinen Zwickel von einer sehr trüben Substanz ausgefüllt. Zwischen gekreuzten Nicols kann man in diesen trüben Stellen sehr kleine Körnchen von Klinozoisit, *Muskovit*blättchen und minimale Mengen einer farblosen, schwach doppelbrechenden Substanz beobachten. Diese sind die noch zurückgebliebenen Reste der *Plagioklase*. Eine genauere Bestimmung derselben ist unmöglich. Ihre Menge ist äusserst gering.

Die ursprüngliche *Plagioklassubstanz* wurde demnach beinahe restlos zur Bildung der Klinozoisite aufgezehrt. Der *Plagioklas* dürfte ziemlich reich an CaO sein. Das Kalzium ging in die Klinozoisite hinüber. Der Gehalt an Na wurde wahrscheinlich zur Bildung des *Glimmers* verbraucht.

Der weisse *Glimmer* erscheint in der Gesellschaft der Klinozoisite, manchmal mit ihnen verwachsen oder zwischen den Klinozoisiten und Hornblendens. Der Durchmesser der Blätter beträgt 0·16 bis zu 0·30 mm; grössere Blätter sind seltener. Die Einschlüsse in den Klinozoisiten sind sehr klein.

Es wäre wichtig, die chemische Zusammensetzung dieses *Muskovits* zu kennen. Vermutlich handelt es sich hier um einen sehr natronreichen *Glimmer*, dessen Natrongehalt aus den ursprünglichen *Plagioklasen* stammt. Die Unterscheidung der Kali- und Natronglimmer gelingt durch optische Methoden nicht. Nach der chemischen Analyse enthält das Gestein ziemlich viel Natron und wenig Kali. Nun ist aber die Menge des *Glimmers* im Gestein gross (10 Vol %). Die geringe Menge an Kali ist für diese *Glimmermenge* zu wenig. Der fehlende Rest wird wohl durch Natrium ersetzt. Eine Isolierung des *Glimmers* in ganz reinem Zustand ist nicht gelungen.

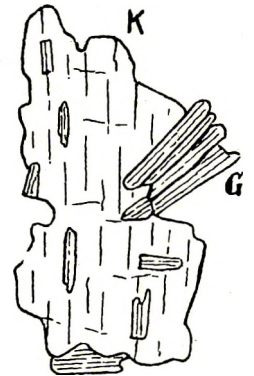


Fig. 56. Klinozoisit (K) mit *Muskoviten* (G), die grösstenteils als Einschlüsse auftreten. Lineare Vergrösserung: 50.

Die megaskopisch grünlichschwarze *Hornblende* erscheint in Xenoblasten. Besonders die beiden Enden der länglichen Körner sind sehr unregelmässig verzahnt ausgebildet. Selten lassen sich die Spuren von $\{110\}$ entziffern. Die Länge der Körner schwankt zwischen 0·1 bis 2·5 mm, selten bis 5 mm.

Der Amphibol ist (im Schliff) licht gefärbt. Die Achsenebene ist $\parallel(010)$. $\gamma:c=20^\circ$. $\gamma-\alpha=0\cdot022$. $2V\alpha=84\cdot5^\circ$ (Mittelwert). Der Pleochroismus: α =sehr licht gelb, β =sehr licht grün, γ =licht grasgrün. $\gamma>\beta>\alpha$. Seltener findet man an der Hornblende farblose Anwachszone. Ein messbarer Unterschied in der Doppelbrechung konnte nicht beobachtet werden.

Häufig findet man eine Durchwachsung der Hornblende durch kleine *Klinozoisit*körner; seltener kommt *Rutil* mit *Titanit*hülle als Einschluss vor.

Quarz kommt sehr spärlich vor u. zw. in ganz kleinen, wogend auslöschenden Körnchen. In manchen Dünnschliffen fehlt er ganz.

Der *Titanit* ist in farblosen, sehr kleinen (0·04 bis 0·16 mm) Körnern zu finden. Er schliesst oft ein kleines *Rutil*korn ein. Die Umgrenzung ist unregelmässig.

Der *Rutil* in kleinen (0·03 bis 0·15 mm), ellipsoidischen Körnchen, zeigt einen schwachen Pleochroismus: ω =lichtgelb, ε =dunkelgelb. Meist sind die Körnchen in *Titanit* eingehüllt.

Magnetit kommt in sehr kleinen (0·01 bis 0·05 mm), isodiametrischen Körnchen vor. Leukoxenhülle ist nicht vorhanden.

Die farblosen, ellipsoidischen *Apatite* zeigen nichts besonderes.

Die Struktur ist granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	44·29%
TiO ₂	0·86
Al ₂ O ₃	17·39
Fe ₂ O ₃	2·54
FeO	7·18
MnO	0·09
MgO	10·21
CaO	13·80
SrO	0·07
BaO	Sp.
Na ₂ O	2·26
K ₂ O	0·24
H ₂ O+110°	1·62
H ₂ O-110°	0·16
P ₂ O ₅	0·15
Summe.	100·86

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 3·114 (T. TAKÁTS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s=47\cdot00$, $A=2\cdot45$, $C=8\cdot25$, $F=31\cdot60$, $T=0\cdot0$, $n=9\cdot35$, Reihe = α , $k=0\cdot75$; $a=1\cdot7$, $c=5\cdot9$, $f=22\cdot4$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 87.0$, $al = 20.0$, $fm = 46.0$, $c = 29.5$, $alk = 4.5$, $k = 0.06$, $mg = 0.66$; $qz = -31.0$, $ti = 1.27$, $p = 0.13$, $h = 10.66$, $c_{fm} = 0.64$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100.0$, $al = 23.5$, $fm = 40.5$, $c = 31.5$, $alk = 4.5$, $k = 0.16$, $mg = 0.75$, Schnitt = V.

Und aus diesem Typus: $si = 76.0$, $al = 22.0$, $fm = 46.5$, $c = 28.0$, $alk = 3.5$, $k = 0.16$, $mg = 0.45$, Schnitt = IV. (*Hornblendegabbro*, Pavone, Italien.)

Die Ausmessung der Indikatrix ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Klinozoisit (+Feldspatspuren)	33.74 Vol%
Muskovit	10.65
Hornblende	53.24
Quarz	0.86
Titanit	0.47
Rutil	0.29
Magnetit	0.28
Apatit	0.47
Summe	100.00

Das untersuchte Gestein repräsentiert demnach einen Typus, in dem der Plagioklas praktisch vollständig durch Klinozoisit ersetzt wurde. Damit kann dieses Gestein als ein Übergang zu den Gesteinen der oberen Tiefenstufe betrachtet werden.

AMPHIBOLIT AM NÖRDLICHEN RÜCKEN DES DEALUL CARBUNARIULUI, ZWISCHEN 720 UND 800 m SEE-HÖHE, IM PARAGNEIS.

Graues Gestein, in dem mit unbewaffneten Augen nur die Körner der Hornblende und des Plagioklases beobachtet werden können. Die Schieferung lässt sich nur dort gut bemerken, wo lichte, überwiegend aus Feldspat zusammengesetzte, sehr dünne, kurze Lagen vorkommen. Stellenweise erscheinen die kurzen Lagen etwas angeschwollen, bis zu einer Mächtigkeit von etwa 1 mm. Wo diese Lagen fehlen, macht das Gestein den Eindruck eines massigen Gesteins.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Plagioklas, Klinozoisit, Hornblende, Chlorit, Muskovit, Rutil, Titanit, Magnetit, Apatit*.

Das Gestein enthält viel *Plagioklas* in der Form von isodiametrischen, xenoblatischen Körnern. Die Konturen zeigen keine Einbuchtungen. Korngrösse: 0.166 bis 0.5 mm. Die Zwillingslamellen sind zahlreich nach den Albit- und Periklingesetzen. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 20^\circ = 34\% \text{ An.}$
 2. Schnitt \perp γ , $\alpha' : (001) = 5^\circ = 35\% \text{ An.}$
- | | | | | |
|------------------------|-------------|-------------|--|--|
| | α | β | γ | |
| 3. $A_{1-2} = P_{1-2}$ | $+88^\circ$ | $+73^\circ$ | $-17^\circ = (010) = \text{Albit} = 35\% \text{ An.}$ | |
| S | $+85^\circ$ | $+20^\circ$ | $+75^\circ = (001) = 33\% \text{ An.}$ | |
| 4. A_{1-2} | $+87^\circ$ | $+66^\circ$ | $-23^\circ = [010] = \text{Periklin} = 34\% \text{ An.}$ | |
| P_{1-2} | $+85^\circ$ | $+25^\circ$ | $+67^\circ = \text{Periklin} = 34\% \text{ An.}$ | |

Manchmal lässt sich ein schwacher Zonenbau bemerken:

5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern = $21^\circ = 35\%$ An,
in der Hülle = $25^\circ = 40\%$ An.

In vielen Plagioklasen sind kleine *Epidot*körner und *Muskovit*blättchen vorhanden, die sich auf Kosten der Plagioklassubstanz gebildet hatten. Sie sind keine Zersetzungsprodukte der Verwitterung. Vielmehr zeigen sie, dass während der Metamorphose der Gleichgewichtszustand nicht erreicht wurde. Diese Plagioklasen sind bei kleiner Vergrößerung trüb. Bei starker Vergrößerung beobachtet man, dass diese Trübung durch das Vorhandensein der stärker brechenden *Epidot*körner hervorgerufen wird. Zwischen diesen kleinen *Epidot*körnern findet man manchmal kleine, farblose Titanite.

Diese Saussuritisierung deutet in allen beschriebenen Gesteinen darauf hin, dass ursprünglich ein basischer Plagioklas vorlag, der in dieser Amphibolitfazies nicht stabil war und sich in saureren Plagioklas + *Epidot* umgewandelt hat.

Die *Hornblende* erscheint in vorwiegend 0.16 bis 1.16 mm langen Xenoblasten. Ihre Umgrenzung ist meist auch in der Prismenzone unregelmässig. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma:c = 18^\circ$. $\gamma-\alpha = 0.020$. $2V\alpha = 86^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: α = licht strohgelb, β = dunkelgrün, γ = dunkel bläulichgrün.

Manchmal kommt *Plagioklas* in den Amphibolen vor, aber zur Ausbildung einer Siebstruktur ist es nicht gekommen. *Rutil*, *Titanit*, *Ilmenit*, *Apatit* bilden Einschlüsse in manchen *Hornblenden*.

Der *Chlorit* kommt zwischen den *Hornblenden* vor, aber in sehr geringer Menge. Er dürfte ein sekundäres Umwandlungsprodukt sein.

Der *Epidot* kommt reichlich vor, vorwiegend zwischen den Plagioklasen. Seine Xenoblasten sind oft nach der Orthoachse etwas gestreckt. Korngrösse: 0.17 bis 0.80 mm. Der Kern der Körner zeigt manchmal eine schwächere Doppelbrechung, als die randlichen Teile. $\gamma-\alpha = 0.016$, im Kern bis 0.009 sinkend. $2V =$ um 90° herum. Der Pleochroismus ist sehr schwach: α = farblos, β = sehr schwach gelb, γ = lichtgelb.

Der *Muskovit*, in kleinen Blättchen, tritt spärlich in der Nachbarschaft der kleinen *Epidote* im Plagioklas auf.

Titanit, *Ilmenit*, *Apatit* zeigen nichts besonderes.

Der *Rutil* ist schwach pleochroitisch: ω = orangegelb, ϵ = bräunlichgelb.

Die Struktur ist granoblastisch.

AMPHIBOLIT, SÜDLICHE LEHNE DES MUNCELUL (1328 m ü. d. M.).

Der Aufschluss befindet sich an der Ostseite des Râul Mare-Baches (Kudsir-Bach), im Graben zwischen Măgura (1375 m) und Muncelul, nahe der Mündung, im Paragneis. Einfallen: 20° 20–40°.

Dunkelgefärbtes, graulichschwarzes Gestein mit deutlicher Kristallisationsschieferung. Der grösste Teil besteht aus *Hornblende*, deren grösste Individuen 2–3 mm Länge erreichen. In sehr dünnen, lichten Lagen und Gruppen findet man überwiegend Plagioklas mit wenig *Hornblende*. Diese Gruppen und sehr dünnen Lagen fallen als weisse Flecke und Streifen schon megaskopisch auf. Die mit freien Augen nicht erkennbaren *Epidote* treten ebenfalls vorwiegend in diesen weissen Stellen auf.

Die Gemengteile sind: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Klinozoisit*, *Quarz*, *Chlorit* (sehr wenig), *Titanit*, *Rutil*, *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* bildet meist ungefähr isodiametrische Xenoblasten von ganz unregelmässiger Umgrenzung, aber ohne grosse Einbuchtungen. Korngrösse: überwiegend zwischen 0·08 und 0·25 mm. Neben den Albitzwillingen sind die Perikline — teils allein, teils mit dem Albitgesetz — ebenfalls verbreitet. Selten sind die Zwillingslamellen etwas gebogen.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 20^\circ = 34\%$ An.
2. Schnitt \perp opt. Achse, Achsenebene: (010) = $65^\circ = 34\%$ An.
3. Schnitt \perp α , γ' : Spur der Periklinlamellen = $20^\circ = 32\%$ An.

	α	β	γ
4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+73^\circ$	$-14^\circ = (010) = \text{Albit} = 31\%$ An.
$2V_1 = -85^\circ$			

	α	β	γ
5. A_{1-2}	90°	$+68^\circ$	$-24^\circ = [010] = \text{Periklin} = 37\%$ An.
P_{1-2}	$+85^\circ$	$+23^\circ$	$+68^\circ = \text{Periklin} = \text{etwa } 34\%$ An.

An einigen Körnern kann ein schwacher Zonenbau erkannt werden. Der Übergang ist allmählich.

6. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $17^\circ = 32\%$ An,
in der Hülle: $22^\circ = 36\%$ An.

Die Plagioklase enthalten manchmal kleine *Epidot*körner, ferner *Amphibol*, seltener *Quarz* und wenig *Serizit*.

Die *Hornblende* bildet nach der Hauptachse gestreckte Xenoblasten. Dimensionen: Dicke 0·16 bis 0·5 mm; Länge: 0·83 bis 1·0 mm, selten 2 bis 3 mm. Die Umgrenzung der Körner ist ganz regellos. Der *Amphibol* ist der vorherrschende Gemengteil. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 21^\circ$. $\gamma - \alpha = 0\cdot019$. $2V\alpha = 71^\circ$. $\alpha =$ lichtgelb, $\beta =$ licht bräunlich olivgrün, $\gamma =$ dunkel olivgrün.

Manche Hornblendensind durch kleine *Plagioklase* durchlöchert. *Titanit*, *Rutil*, opakes *Erz* und selten *Zirkon* kommen als Einschlüsse vor.

Die Hornblendenschiessen sich oft in den dunklen Lagen des Gesteins ziemlich dicht aneinander. Zwischen ihnen treten, — gruppen- oder lagenweise — *Plagioklas*, *Klinozoisit* und eventuell *Quarz* auf.

Einige *Amphibole* enthalten etwas *Chlorit* in grünlichen, kleinen Blättchen, die oft büschelförmige Gruppen bilden. Diese sind sekundäre Produkte.

Der *Klinozoisit* kommt in erster Linie zwischen den *Plagioklasen*, ferner aber auch in den hornblendereichereren Lagen vor. Die Körner sind oft nach der Orthoachse etwas gestreckt. Die Umgrenzung an den beiden Enden der Orthoachse ist unregelmässig, manchmal verschmälern sich die Körner in dieser Richtung. Die Korngrösse schwankt überwiegend zwischen 0·06 und 0·67 mm.

Die *Klinozoisit*körner sind farblos und von etwas wechselnder Zusammensetzung. Selbst in demselben Durchschnitt kann man verschieden stark doppelbrechende Flecke beobachten. Der *Klinozoisit* tritt meist in den lichten Lagen, in der Gesellschaft der *Plagioklase* auf. Etwas spärlicher findet er sich zwischen den *Hornblendens*. Oft erscheinen die kleinen xenoblastischen Körner in der Masse der *Plagioklase* eingebettet (vergl. Fig. 55). Sie haben sich auf Kosten der *Plagioklase* gebildet. Die Längs-

achse der Körner hat sich manchmal in die Schieferungsebene eingestellt; es finden sich aber auch quergestellte Körnchen.

Quarz tritt in unregelmässig umgrenzten, oft fast isodiametrischen Körnern auf. Die gewöhnlichen kleinen Einschlüsse, darunter auch flüssige Kohlensäure mit einer beweglichen Libelle, sind verbreitet. Korngrösse: 0·08 bis 0·25 mm. Er kommt in der Gesellschaft der Plagioklase und Klinoisite vor. Undulöse Auslöschung ist die Regel.

Der *Titanit* erscheint in kleinen, ellipsoidisch gestreckten Körnern, die mehr zerstreut, seltener in Nestern angehäuft im Gestein zu finden sind. Auch stabähnliche Formen kommen vor. $2V\gamma =$ etwa 35° . Die Achsendispersion ist stark: $\rho > \nu$. Er ist vorwiegend im Amphibol, ferner seltener auch zwischen den lichten Mineralien anzutreffen.

Rutil ist in kleinen, ellipsoidischen, gelben Körnchen häufig zu finden, besonders in den Hornblenden. Ganz abgerundete Körner, ferner Zwillinge nach (101) kommen ebenfalls vor. Der Pleochroismus ist schwach: $\omega =$ harzgelb, $\varepsilon =$ gelblichbraun, $\varepsilon > \omega$.

Die Armut an Erz ist auffallend. Man findet nur sehr kleine, punktförmliche, schwarze Körnchen in manchen Hornblenden, seltener zwischen den lichten Gemengteilen. Leukoxenhülle kann nicht beobachtet werden. Die Erze dürften wahrscheinlich *Magnetite* sein.

Der farblose *Apatit* zeigt nichts besonderes. Er kommt manchmal auch im Plagioklas vor.

Zirkon findet man sehr selten, in der Form von farblosen, an den beiden Enden abgerundeten, prismatischen Körnchen in den Hornblenden, seltener auch unter den lichten Gemengteilen.

Die Struktur ist granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	48·91%
TiO ₂	1·26
Al ₂ O ₃	17·49
Fe ₂ O ₃	1·82
FeO	9·13
MnO	0·14
MgO	4·05
CaO	10·85
SrO	0·12
BaO	Sp.
Na ₂ O	3·78
K ₂ O	0·48
H ₂ O _{+110°}	1·96
H ₂ O _{-110°}	0·14
P ₂ O ₅	0·11
Summe	100·24

Analytiker: K. EMSZT.

Spez. Gew.: 3·073 (T. TAKÁTS.)

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 54.80$, $\Lambda = 4.36$, $C = 6.95$, $F = 22.58$, $T = 0.0$, $n = 9.22$, Reihe = α , $k = 0.92$; $a = 3.9$, $c = 6.1$, $f = 20.0$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 119.0$, $al = 25.0$, $fm = 37.0$, $c = 28.5$, $alk = 9.5$, $k = 0.08$, $mg = 0.40$; $qz = -19.0$, $ti = 2.29$, $p = 0.12$, $h = 15.86$, $c/fm = 0.77$, Schnitt = V.

Zum Vergleich: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: $si = 110.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 28.5$, $alk = 8.5$, $k = 0.12$, $mg = 0.60$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 115.0$, $al = 28.5$, $fm = 34.5$, $c = 27.0$, $alk = 10.0$, $k = 0.21$, $mg = 0.65$, Schnitt = V. (*Labradorfels*, Radö, Norwegen.)

Ferner: Typus des *pyroxenit-hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100.0$, $al = 23.5$, $fm = 40.5$, $c = 31.5$, $alk = 4.5$, $k = 0.16$, $mg = 0.75$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 112.0$, $al = 24.5$, $fm = 39.5$, $c = 30.0$, $alk = 6.0$, $k = 0.23$, $mg = 0.71$, Schnitt = V. (*Augitnorit*, Radautal, Harz.)

Die Ausmessung mit dem Integrationstisch ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	23.84 Vol %
Hornblende (+ Spuren von Chlorit)	62.83
Klinozoisit	6.77
Quarz	2.93
Titanit	2.01
Rutil	0.98
Apatit	0.37
Magnetit	0.27
Summe	100.00

Die Menge an Klinozoisit ist nicht gross. Dementsprechend ist das Gestein weniger basisch, als die epidotreichen Typen.

AMPHIBOLIT AUS DEM VALEA DOBREI-TAL.

Dieses im biotitführenden Glimmerschiefer des Valea Dobrei-Tales liegende Gestein bildet in 1390 m ü. d. M. einen 25–30 m starken Lagergang, mit einem Einfallen nach 19° unter 35°. Stellenweise durchkreuzen dieses Lager dünne Spalten, die durch sekundäre Quarz-Infiltrationen ausgefüllt sind.

Im schwarzen Gestein kann man unregelmässig verstreute, weisse Flecke beobachten, die eine maximale Länge von ungefähr 10 mm erreichen können. Das Gestein ist wohl geschiefert, was für die unbewaffneten Augen eine Folge der nahezu parallel angeordneten Amphibole ist. Megaskopisch können im Gestein bloss die in 0.3 bis 2.0 mm langen, gestreckten Körnern vorliegenden Amphibole erkannt werden, zwischen denen verstreut die weissen Nester liegen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Zoisit*, *Klinozoisit*, *Muskovit (Serizit)*, *Biotit* (wenig), *Chlorit* (sehr wenig), *Titanit*, *Rutil*, *Magnetit*, *Apatit*.

Der *Plagioklas* erscheint in 0.08 bis 0.25 mm grossen Xenoblasten von unregelmässig umgrenzten, aber nicht verzahnten Konturen. Die Individuen sind entweder nicht verzwilligt, oder aber

sie bestehen aus wenigen (3 bis 6, selten mehr) Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz, wozu sich oft auch die Periklinlamellen gesellen. Manche enthalten kleine Serizitschüppchen entlang der Spalttrisse.

1. Schnitt \perp (010) und (001) α' : (010) = $21^\circ = 35\%$ An.

	α	β	γ	
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+70^\circ$	-17°	= (010) = Albit = 33% An.
	$2V_1 = -84^\circ$.			

	α	β	γ	
3. A_{1-2}	90°	$+68^\circ$	-19°	= [010] = Periklin = 32% An.
P_{1-2}	$+84^\circ$	$+27^\circ$	$+64^\circ$	= Periklin = 33% An.

Ein sehr schwach ausgebildeter Zonarbau lässt sich manchmal beobachten:

4. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $16^\circ = 31\%$ An,
in der Hülle: $21^\circ = 35\%$ An.

Einige sehr kleine Körnchen ohne Zwillingslamellierung zeigen schwache Doppelbrechung; sie dürften Albite sein.

Die Plagioklase treten vorwiegend in den weissen Flecken, in der Gesellschaft von Epidotmineralien auf. Man findet sie auch zwischen den Hornblenden, aber in geringerer Menge.

Der *Amphibol* ist im Dünnschliff fahlgrün, schwach pleochroitisch: α = sehr licht grünlichgelb, β = licht grünlichgelb, γ = fahlgrün. $\gamma:c = 17.5^\circ$, $\gamma-\alpha = 0.018$. $2V\alpha = 87^\circ$. Die Achsenebene liegt \parallel (010). Die Länge der nach der Hauptachse gestreckten Hornblenden schwankt meist zwischen 0.3 bis 1.33 mm, seltener bis 1.7 mm.

Plagioklas, *Titanit*, *Rutil*, *Apatit* kommen als Einschlüsse im *Amphibol* vor.

Klinozoisit und *Zoisit* stellen sich als Vertreter des Plagioklases dar und kommen in grösserer Menge in den bereits megaskopisch sichtbaren linsenförmigen, weissen Flecken vor (Tafel IX, Fig. 2). Beide sind farblos. Korngrösse: meist zwischen 0.3 und 0.17 mm; die grössten erreichen etwa 0.8 mm Länge. Beide zeigen eine gute Spaltbarkeit parallel zur Längsrichtung der Körnchen. Bei isodiametrischer Ausbildung und geringer Korngrösse ist die Unterscheidung sehr schwer. Die grösseren Körner zeigen oft auch Querrisse senkrecht zur Spaltrichtung.

Die grösseren Körner sind meist *Klinozoisite*. Die Achsenebene steht \perp zu den Spalttrissen; die Schnitte $\perp \gamma$ zeigen unternormale blaue Interferenzfarben. Optisch positiv; $2V\gamma = \text{ca. } 82^\circ$. Die Achsendispersion ist: $v > \rho$ um γ . Die Individuen sind mitunter quergegliedert (Fig. 57).

Die *Zoisite* sind manchmal ziemlich idioblastisch, da sie zu meist als längliche, parallelogrammförmige oder quadratische Schnitte auftreten. Ihre Spaltung nach (010) ist gut zu erkennen. Im allgemeinen sind sie kürzer als 0.2 mm, mitunter aber können sie noch einmal so lang werden. Sie sind farblos, optisch positiv; $\alpha=c$, $\beta=b$. Der Achsenwinkel scheint etwas schwankend zu sein: $2V\gamma = \text{um } 46^\circ$ herum. Die Schnitte senkrecht γ zeigen die indigoblauen, nicht normalen Interferenzfarben. $v > \rho$. Im ganzen erweisen sie sich also als α -*Zoisite*.



Fig. 57. *Klinozoisit*.
Lineare Vergrösserung: 75.

Die Epidotmineralien treten vorwiegend in den weissen Flecken auf. Mitunter sind sie jedoch auch zwischen den Hornblenden anzutreffen. *Klinozoisit* scheint von den beiden vorzuherrschen.

Manchmal liegen die Klinozoisite neben einander und sind von einander durch wenig Muskovit und Titanit getrennt. Die Querrisse setzten sich in den nebeneinander liegenden Körnern in gleicher Richtung fort, als wenn sie einheitlich zusammenhängende Kristalle wären.

In den weissen Flecken findet man neben Plagioklas und Epidotmineralien *Muskovit* in kleinen Blättchen, ferner wenig Amphibol und kleine Körnchen von Titanit. Die Plagioklase erscheinen hier ziemlich trüb; bei stärkerer Vergrößerung kann man beobachten, dass die Trübung von den kleinen Muskovitblättchen (*Serizit*) und Epidotmineralien hervorgerufen wird. Im Klinozoisit kommt selten *Titanit* vor.

Ebenfalls in der Gesellschaft der Plagioklase kommen einige kleine *Biotit*blättchen vor. α = lichtgelb, γ = dunkel gelblichbraun.

Kleinere Muskovitschüppchen treten spärlich auch zwischen den Amphibolen auf.

Der *Chlorit* kommt sehr spärlich zwischen den Hornblenden und in den weissen Flecken in ganz kleinen Blättchen vor. Er ist im Dünnschliff vollkommen farblos, optisch positiv, einachsigt.

Titanit in farblosen bis schwach graulichen, eiförmigen Körnchen tritt zwischen den Hornblenden, oder als Einschlüsse in den Hornblenden und in den weissen Flecken auf.

Der *Rutil* ist selten in den weissen Flecken und in den Hornblenden zu beobachten. Seine kleinen, ellipsoidischen Körnchen zeigen einen schwachen Pleochroismus: ω = lichtgelb, ε = orange gelb.

Opakes Erz ist in minimaler Menge vorhanden. Seine auffallend kleinen, isodiametrischen, magnetischen Körnchen sind häufig von einem sehr schmalen, rostbraunen Saum (Eisenhydroxyd) umgeben. Leukoxenhülle fehlt. Es liegt *Magnetit* vor.

Apatit wie gewöhnlich, aber verhältnismässig häufig.

Die Struktur des Gesteins ist homöoblastisch und zwar granoblastisch.

Die chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	45·40%
TiO ₂	0·75
Al ₂ O ₃	15·57
Fe ₂ O ₃	1·90
FeO	8·41
MnO	0·22
MgO	10·14
CaO	12·21
Na ₂ O	1·87
K ₂ O	0·68
P ₂ O ₅	1·01
Glühverlust	1·38
Summe	99·54

Spez. Gew. = 3·063.

Analytiker: K. EMSZT.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN—GRUBENMANN: $s = 48·72$, $A = 2·38$, $C = 7·35$, $F = 31·82$, $M = 6·56$, $T = 0·0$, $k = 0·80$; $a = 1·7$, $c = 5·5$, $f = 22·8$.

$$\text{SAIF} = 14.5, 3.0, 12.5.$$

$$\text{AIC Alk} = 11.0, 16.5, 2.5.$$

$$\text{NK} = 8.0.$$

$$\text{MC} = 5.4.$$

Die Werte stehen jenen des *Basaltes* von Pta Delgada sehr nahe:

$$\text{SAIF} = 14.5, 3.0, 12.5.$$

$$\text{AIC Alk} = 10.5, 16.0, 3.5.$$

$$\text{NK} = 7.8.$$

$$\text{MC} = 5.2.$$

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $\text{si} = 94.0$, $\text{al} = 19.0$, $\text{fm} = 49.5$, $\text{c} = 27.0$, $\text{alk} = 4.5$, $\text{k} = 0.19$, $\text{mg} = 0.64$; $\text{qz} = -24.0$, $\text{fi} = 1.17$, $\text{p} = 0.88$, $\text{c}/\text{fm} = 0.55$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* bis *noritischen Magmas*: $\text{si} = 108.0$, $\text{al} = 21.0$, $\text{fm} = 52.0$, $\text{c} = 21.0$, $\text{alk} = 6.0$, $\text{k} = 0.20$, $\text{mg} = 0.55$, Schnitt = III/IV.

Und aus diesem Typus: $\text{si} = 90.0$, $\text{al} = 20.5$, $\text{fm} = 53.0$, $\text{c} = 23.0$, $\text{alk} = 3.5$, $\text{k} = 0.26$, $\text{mg} = 0.75$, Schnitt = III/IV. (*Olivinnorit*, Radautal, Harz.)

Ferner aus dem gleichen Typus: $\text{si} = 101.0$, $\text{al} = 16.5$, $\text{fm} = 51.5$, $\text{c} = 25.0$, $\text{alk} = 7.0$, $\text{k} = 0.20$, $\text{mg} = 0.36$, Schnitt = IV. (*Gabbronorit*, Lincoln Pond, N. Y.)

AMPHIBOLIT AUS DEM MITTLEREN ABSCHNITT DES VALEA DITEI-TALES.

In einer Seehöhe von etwa 1100–1130 m (barometrische Beobachtung) stösst man im genannten Tal auf einen zwischen die Glimmerschiefergruppe eingelagerten, nahezu 150 m mächtigen Amphibolitlagergang, dessen Einfallen unter 35° gegen 15^{h} – 16^{h} gerichtet ist.

Das megaskopisch dunkelgraue Gestein zeigt eine gute Schieferung. Dünne, überwiegend aus Hornblende aufgebaute Lagen wechseln mit dünnen, feldspatreichen Lagen ab. Die vorwiegend feldspatführenden Lagen sind sehr dünn, höchstens 0.1 mm, die hornblendereichen Schichten sind oft viel stärker (bis zu einigen mm). Ab und zu trifft man in den hornblendereichen Lagen dünne Glimmer- (Muskovit- und Biotit-) Lagen eingeschaltet.

Unregelmässig verstreut kommen im Gestein weisse Flecke vor, die in der Schieferungsebene Dimensionen bis 1 cm erreichen können; die dazu senkrechte Dimension erreicht maximum 2 bis 3 mm.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Klinozoisit* und *Zoisit*, ferner *Quarz*, *Muskovit* (*Serizit*), *Biotit*, *Chlorit* (die letzten beiden sehr spärlich), *Rutil*, *Titanit*, *Ilmenit* (*Magnetit*), *Apatit*.

Der *Plagioklas* bildet Xenoblasten mit unregelmässigen, aber nicht buchtigen Konturen. Korngrösse: überwiegend zwischen 0.166 und 0.33 mm. Albitzwillinge, ferner Doppelzwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz, seltener Periklinzwillinge allein sind häufig zu finden. Nicht verzwilligte Körner sind ebenfalls vorhanden. Manche Plagioklase enthalten Serizitschüppchen entlang der Spalt- risse und der Zwillingslamellen.

1. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 3^\circ = 33\% \text{ An.}$
2. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 14^\circ = 29\% \text{ An.}$
3. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 12^\circ = 28\% \text{ An.}$

	α	β	γ
4. $A_{1-2} P_{1-2}$	90°	$+75^\circ$	$-12^\circ = (010) = \text{Albit} = 30\% \text{ An.}$
S	$+85^\circ$	$+24^\circ$	$+60^\circ = (001) = \text{etwa } 35\% \text{ An.}$
	$2V_1 = -83^\circ$		
	α	β	γ
5. A_{1-2}	90°	$+72^\circ$	$-19^\circ = [010] = \text{Periklin} = 29\% \text{ An.}$

Einige sehr kleine, nicht verzwilligte, wasserklar durchsichtige Körnchen von schwacher Licht- und Doppelbrechung dürften Albite repräsentieren.

Die Plagioklase kommen überwiegend in den lichten, dünnen Lagen vor; spärlicher lassen sie sich zwischen den Hornblenden und in den weissen Flecken beobachten.

Die *Hornblende* bildet meist 0.5 bis 1.5 mm, selten 2 mm lange Xenoblasten. Die Form $\{110\}$ lässt sich manchmal bestimmt beobachten. Ihre Farbe ist im Dünnschliff blass, mit folgendem Pleochroismus: $\alpha =$ licht grünlichgelb (fast farblos), $\beta =$ grünlichgelb, $\gamma =$ blass graugrün, $\gamma > \beta > \alpha$. $\gamma : c = 19^\circ$. $2V\alpha = 86^\circ$.

Manche Amphibole sind durch *Plagioklaskörnchen* siebartig durchlöchert. Man findet noch im Amphibol: *Titanit*, *Rutil*, *Eisenerz*, *Muskovit*, *Biotit*, *Apatit*. Die sehr kleinen und spärlich vorhandenen Biotitblättchen liegen meist in den Spaltrissen.

Die Hornblende überwiegt sehr stark unter den Gemengteilen.

Die weissen Flecke treten spärlicher auf, als im vorigen Gestein. Sie bestehen aus kleinen (0.02 bis 0.16 mm) *Klinozoisiten* und *Zoisiten*, ferner aus viel *Muskovit*, serizitführendem *Plagioklas*, *Titanit*, etwas *Chlorit*, *Hornblende*, *Rutil* und *Quarz*. Die beiden Epidotminerale zeigen an Schnitten $\perp \gamma$ indigoblaue Interferenzfarben.

Muskovit tritt auch zwischen den Hornblenden auf, selten in paralleler Verwachsung mit Biotit.

Der *Biotit* kommt in sehr geringer Menge vor. Sein Pleochroismus ist stark: $\alpha =$ lichtgelb, $\gamma =$ rotbraun. Die Dimension der Blättchen der beiden Glimmerarten schwankt zwischen 0.02 bis 0.5 mm.

Der *Chlorit* tritt in kleinen, im Dünnschliff fast vollkommen farblosen Blättchen auf. Merklicher Pleochroismus zeigt sich nicht; optisch positiv, einachsigt.

Die *Quarzkörner* zeigen unregelmässige Umgrenzung und weisen häufig zahlreiche, winzige Flüssigkeitseinschlüsse auf, die oft linienartig aneinander gereiht sind. Der Quarz kommt spärlich vor. Er tritt bloss in den das Gestein durchdringenden, schmalen Quarzadern und in deren Nähe reichlicher auf.

Rutil in prismatischen, jedoch abgerundeten oder unregelmässig umgrenzten, länglichen Körnern oder seltener knieförmig geknickten Zwillingen kommt in den Amphibolen, aber auch ausser ihnen vor (Fig. 58). Sein Pleochroismus ist: $\omega =$ licht harzgelb, $\varepsilon =$ dunkel harzgelb.

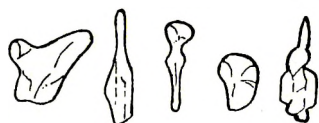


Fig. 58. Kleinformen des Rutils.
Lineare Vergrösserung: 65.

Der *Titanit* kommt in etwas graugelben, nahezu farblosen Körnern sehr untergeordnet vor. Er umhüllt manchmal ein kleines Rutilkörnchen, auf dessen Kosten er sich gebildet hat.

Die spärlich vorhandenen, kleinen Eisenerzkörnchen zeigen meist zerlappte Umgrenzung. Manche

Körnchen sind oft in Titanit (Leukoxen) eingehüllt. Diese sind *Ilmenite*. Viele Körner sind isodiametrisch, mit rostbrauner Kruste umgeben. Diese gehören zum *Magnetit*.

Apatit wie gewöhnlich.

Die Struktur des Gesteins ist poikiloblastisch bis granoblastisch.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	50·30%
TiO ₂	0·22
Al ₂ O ₃	14·02
Fe ₂ O ₃	1·18
FeO	9·32
MnO	0·21
MgO	10·62
CaO	12·75
Na ₂ O	1·18
K ₂ O	0·41
P ₂ O ₅	0·34
Glühverlust	0·15
Summe	100·70

Spez. Gew.: 3·120.

Analytiker: K. EMSZT.

Daraus ergeben sich die entsprechenden Parameter nach OSANN—GRUBENMANN: $s = 51·19$, $A = 1·42$, $C = 6·96$, $F = 32·05$, $M = 6·94$, $T = 0·0$, $k = 0·99$; $a = 1·00$, $c = 5·1$, $f = 23·9$.

SAlF = 15·5, 2·5, 12·0.

AlC Alk = 10·5, 17·5, 2·0.

NK = 8·1.

MC = 5·4.

Diese Werte stehen den entsprechenden Zahlen des *Hypersthendiabases* von Twins sehr nahe:

SAlF = 15·5, 2·5, 12·0.

AlC Alk = 10·5, 17·5, 2·0.

NK = 8·7.

MC = 5·9.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 102·0$, $al = 17·0$, $fm = 51·5$, $c = 28·5$, $alk = 3·0$, $k = 0·19$, $mg = 0·64$; $qz = -10·0$, $fi = 0·34$, $p = 0·30$, $c/fm = 0·55$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden* bis *noritischen Magmas*: $si = 108·0$, $al = 21·0$, $fm = 52·0$, $c = 21·0$, $alk = 6·0$, $k = 0·20$, $mg = 0·55$, Schnitt = III/IV.

Und aus diesem Typus: $si = 101·0$, $al = 16·5$, $fm = 51·5$, $c = 25·0$, $alk = 7·0$, $k = 0·20$, $mg = 0·36$, Schnitt = IV. (*Gabbro norit*, Lincoln Pond, N. Y.)

Ferner: Typus des *pyroxenit—hornblenditgabbroiden Magmas*: $si = 100·0$, $al = 23·5$, $fm = 40·5$, $c = 31·5$, $alk = 4·5$, $k = 0·16$, $mg = 0·75$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 102.0$, $al = 23.0$, $fm = 42.5$, $c = 31.5$, $alk = 3.0$, $k = 0.31$, $mg = 0.84$,
Schnitt = V. (*Norit*, Baste, Harz.)

AMPHIBOLIT AUS DEM VALEA DITEI-TAL, NAHE ZUR EINMÜNDUNG DIESES TALES IN DIE TAJA.

Das Gestein bildet eine Einlagerung in den Paragneisen. Einfallen: $15^{\text{h}} 13^{\circ}$. Ein ausgezeichnet geschichtetes Gestein, in dem dunkelgraue, in überwiegender Menge aus Hornblende bestehende Lagen sich mit weniger auffallenden und selbst spitzig auskeilenden, dünnen, weissen Lagen abwechseln. Nach den megaskopischen Beobachtungen setzen sich die ersteren vornehmlich aus Amphibol, die letzteren hingegen aus Feldspat, etwas Muskovit und stellenweise rostroten, eisenoxydischen Verwitterungsprodukten zusammen. Die Lagen sind dünn, sie erreichen höchstens einige 0.1 mm Stärke.

Die Gemengteile des Gesteins sind die folgenden: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Klinozoisit*, *Zoisit*, *Muskovit*, *Biotit*, *Chlorit* (die beiden letzten sehr spärlich), *Rutil*, *Titanit*, *Magnetit*, *Pyrit*, *Apatit*, *Kalzit*.

Die *Plagioklase* sind teils frisch, teils bereits von *Serizitschüppchen* erfüllt. Die Umgrenzung der Körner verläuft ziemlich gleichmässig, ohne Einbuchtungen. Die Korngrösse schwankt vorwiegend zwischen 0.15 und 0.60 mm, selten bis 0.84 mm. Die *Plagioklase* erweisen sich als *Albitzwillinge*, mit dicht angeordneten Lamellenzügen; seltener sind die *Periklinzwillinge* teils allein, teils mit den *Albitzwillingen* kombiniert.

1. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010) = $21^{\circ} = 35\%$ An.

2. Schnitt \perp γ , α' : (001) = $6^{\circ} = 36\%$ An.

	α	β	γ	
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$	+ 88°	+ 74°	- 15°	= (010) = <i>Albit</i> = 33% An.
	$2V_1 = -85.5^{\circ}$			

4. Schnitt \perp γ , α' : (010) = $17^{\circ} = 45\%$ An.

Zonarbau ist verbreitet; er ist meist invers, seltener normal. Man kann einen Kern und eine Hülle unterscheiden, mit allmählichem Übergang.

5. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $18^{\circ} = 32\%$ An,
in der Hülle: $24^{\circ} = 39\%$ An.

6. Schnitt \perp (010) und (001), α' : (010), im Kern: $21^{\circ} = 35\%$ An,
in der Hülle: $25^{\circ} = 41\%$ An.

Der *Plagioklas* kommt überwiegend in den weissen Lagen vor.

Die *Hornblende* bildet die Hauptmasse des Gesteins. Länge der Körner: 0.3 bis 1.2 mm, seltener bis 1.8 mm. Sie ist xenoblastisch entwickelt und lässt hier und da höchstens die Form {110} erkennen. Die Achsenebene liegt \parallel (010). Der Pleochroismus ist verhältnismässig schwach: α = blass grünlichgelb, β = blass gelblichgrün, γ = blassgrün. γ : c = 18.5° . $2V\alpha$ = etwa 84° .

Die *Amphibole* erscheinen stellenweise ausgebleicht und parallel zur Hauptachse faserig-stengelig. An solchen Stellen sind die Feldspate serizitisiert und eben da pflegt auch *Zoisit* und *Klinozoisit* in grösserer Menge aufzutreten. *Plagioklas*, *Biotit*, *Chlorit*, *Titanit*, *Rutil*, *Apatit*, *Magnetit* kommen in manchen *Hornblend*en eingeschlossen vor. Die *Hornblende* macht den grössten Teil der dunklen Lagen aus; daneben tritt hier auch *Plagioklas* reichlich auf.

Die sich oft linsenartig auskeilenden, weissen Lagen bestehen überwiegend aus *Plagioklas*,

ferner aus kleinen (0·02 bis 0·15 mm) *Hornblenden*, unregelmässig verteilten *Muskovitschüppchen*, *Klinozoisit*- und *Zoisit*-Körnchen. Dazu gesellen sich noch einige *Chlorit*- und *Biotit*-Blättchen, ferner etwas *Titanit* und *Rutil*. Die Menge der Epidotminerale ist gering. Die ganze Mineralgesellschaft zeigt die saussurifische Umwandlung der Plagioklase.

Die Plagioklase sind hier oft sehr stark getrübt, infolge der kleinen, neu gebildeten Mineralien. Die Zwillingslamellierung ist hier oft kaum zu beobachten. Das Bild erinnert lebhaft an die saussurifische Umwandlung der Gabbros.

Die *Klinozoisite* und *Zoisite* (Tafel IX, Fig 3) sind entweder etwas länglich, oder meist fast isodiametrisch. Die Korngrösse der Klinozoisite schwankt zwischen 0·02 und 0·25 mm, seltener bis zu 0·33 mm. Die Zoisite sind meist etwas kleiner; einige erreichen jedoch Dimensionen von etwa 1·0 mm.

Der Klinozoisit ist optisch positiv, im Dünnschliff farblos. Schnitte $\perp \gamma$ zeigen indigoblaue Farben. $2V\gamma = \text{etwa } 78^\circ$. Eingeschlossen im Klinozoisit kommen manchmal Serizit oder Hornblende vor. Der Zoisit kommt in farblosen, in dickeren Schnitten jedoch ins Gelbliche spielenden, unregelmässigen, kleinen Körnern vor.

Die Menge der Epidotminerale ist gering.

Muskovit erblickt man in kleinen Blättchen (Durchmesser der Blättchen: 0·05 bis 0·16 mm), häufig an gewissen Stellen stärker angehäuft, jedoch im ganzen das Amphibol-Feldspatgemenge filzartig durchsetzend. In den weissen Lagen ist er in etwas grösserer Menge und in grösseren Blättchen (bis 2 mm) vorhanden. Im Verhältnis zur Menge der Hornblenden und Plagioklase tritt er sehr stark zurück.

Der *Biotit* tritt sehr spärlich auf. Durchmesser der Blättchen: 0·04 bis 0·17 mm. Pleochroismus: $\alpha = \text{licht strohgelb}$, $\gamma = \text{dunkel rötlichbraun}$. Dieses Mineral erscheint in unregelmässiger Verteilung, meist in den feldspatreichen Lagen.

Der *Chlorit* erscheint in einzelnen Blättchen in den weissen Lagen, oder aber in kleinen, büschelförmigen Gruppen zwischen den Hornblenden. Er ist im Dünnschliff farblos, optisch positiv, einachsigt. Die Menge des Chloritminerals ist sehr gering.

Rutil ist ziemlich häufig, ja sogar manchmal schon mit der Lupe zu erkennen u. zw. in Form von kleinen, zu Knoten angehäuftten Körnern. Die Individuen sind oft stabförmig, aber an den beiden Enden abgerundet, oder aber sie zeigen ganz unregelmässige Umgrenzung (Fig. 59). Korngrösse: meist zwischen 0·016 und 0·067 mm, manchmal bis 0·3 mm. Der Pleochroismus ist schwach: $\omega = \text{orange gelb}$, $\varepsilon = \text{bräunlich gelb}$. Zuweilen vereinigen sich die Rutilkörner zu dünnen, linsenförmig ausgezogenen, rötlichbraunen, megaskopisch sichtbaren Schnürchen von einigen mm Länge.

Titanit ist in der Form von unregelmässigen oder abgerundeten, farblosen bis lichtgraulichen Körnern wahrzunehmen.

Magnetit ist äusserst wenig vorhanden u. zw. in der Form von winzigen, isodiametrischen Körnern, meist in den Amphibolen. Manche sind mehr oder weniger limonitisch umgewandelt.

Der *Pyrit* lässt sich in der Form von nach der Schieferungsebene etwas abgeplatteten Körnern sehr selten beobachten.

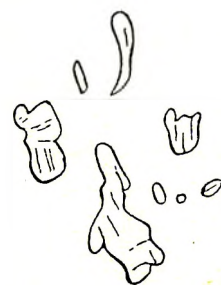


Fig. 59. Kleinformen des Rutils. Lineare Vergrösserung: 80.

Apatit wie gewöhnlich.

Sehr selten findet man *Kalzit* als Zersetzungsprodukt in den weissen Lagen.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	50·31%
TiO ₂	1·05
Al ₂ O ₃	14·49
Fe ₂ O ₃	3·83
FeO	9·33
MnO	Sp.
MgO	5·52
CaO	7·73
Na ₂ O	3·89
K ₂ O	1·58
H ₂ O-110°	0·05
Glühverlust	1·87
Summe	99·65

Analytiker: Zs. SZINYEI-MERSE.

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 55·78$, $A = 5·21$, $C = 4·10$, $F = 25·60$, $T = 0·0$, $n = 7·89$, Reihe = α , $k = 0·86$; $a = 4·5$, $c = 3·5$, $f = 22·0$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 124·0$, $al = 21·0$, $fm = 46·5$, $c = 20·5$, $alk = 12·0$, $k = 0·21$, $mg = 0·44$; $qz = -24·0$, $ti = 1·94$, $\%_{fm} = 0·44$, Schnitt = IV.

Zum Vergleich: Typus des *gabbrodioritischen Magmas*: $si = 135·0$, $al = 24·5$, $fm = 42·5$, $c = 23·0$, $alk = 10·0$, $k = 0·28$, $mg = 0·50$, Schnitt = IV.

Und aus diesem Typus: $si = 129·0$, $al = 22·5$, $fm = 45·5$, $c = 21·5$, $alk = 10·5$, $k = 0·18$, $mg = 0·52$, Schnitt = IV. (*Gabbrodiorit*, Pembrokeshire, N. Wales.)

Ferner: $si = 119·0$, $al = 22·0$, $fm = 44·0$, $c = 22·0$, $alk = 12·0$, $k = 0·13$, $mg = 0·44$. Schnitt = IV. (*Gabbrodiorit*, Piz Tumbif, Aarmassiv.)

AMPHIBOLIT, TAL DES SUGAG-BACHES, 889 m ü. d. M.

Das Gestein bildet eine Einlagerung zwischen Glimmerschiefern, die nach Süden einfallen. Vom Amphibolit ist nur ein Teil aufgeschlossen. Die randlichen Partien des Gesteins sind gegen die Glimmerschiefer sehr grobkörnig ausgebildet.

Feinkörniges Gestein von grünlichgrauer Farbe. Die Textur ist massig, mit ganz schwachen Spuren der Kristallisationsschieferung. Mit unbewaffneten Augen können die Gemengteile nicht erkannt werden. Mit der Lupe lassen sich Amphibol, Feldspat und Muskovit erkennen.

U. d. M. kann man die folgenden Gemengteile bestimmen: *Plagioklas*, *Hornblende*, *Klinozoisit*, *Quarz*, *Muskovit*, *Biotit* (spärlich), *Chlorit* (spärlich), *Titanit*, *Rutil*, *Apatit*, *Ilmenit*.

Der *Plagioklas* erscheint in 0·05 bis 0·33 mm grossen Xenoblasten. Die Körner sind meist verzwilligt. Häufig findet man Albitzwillinge, seltener Albit + Perikline oder Perikline allein. Die

Zwillingslamellen sind nicht sehr dünn. Die Umgrenzung der Körner ist unregelmässig, jedoch ohne grössere Einbuchtungen.

1. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 23^\circ = 37\% \text{ An.}$

	α	β	γ	
2. $A_{1-2} = P_{1-2}$	$+ 88^\circ$	$+ 72^\circ$	$- 17^\circ$	$= (010) = \text{Albit} = 35\% \text{ An.}$
S	$+ 86^\circ$	$+ 20^\circ$	$+ 65^\circ$	$= (001) = 34\% \text{ An.}$
	$2V_1 = - 86^\circ$			

3. Schnitt $\perp \gamma$, $\alpha' : (001) = 4^\circ = 35\% \text{ An.}$

4. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 18^\circ = 32\% \text{ An.}$

Manchmal lässt sich ein schwacher Zonarbau erkennen :

Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern : $16^\circ = 31\% \text{ An.}$
in der Hülle : $21^\circ = 35\% \text{ An.}$

Man kann nur den Kern und eine unregelmässig ausgebildete, schwache Hülle unterscheiden; zwischen beiden besteht ein allmählicher Übergang.

Die Plagioklaskörner erscheinen im Gestein verteilt, sie bilden keine ausgesprochen Feldspatreichen Lagen.

Die *Hornblende* bildet den vorherrschenden Gemengteil. Die Länge seiner Xenoblasten schwankt zwischen 0.05 bis 0.5 mm. Die Achsenebene liegt \parallel (010). $\gamma : c = 22^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0243$; α = licht bräunlichgelb, β = licht grünlichbraun, γ = bräunlichgrün. Der blaue Stich fehlt. *Plagioklas*, *Titanit*, *Rutil*, *Apatit* treten in manchen Hornblendern auf. Eine förmliche Siebstruktur wird durch die wenigen eingeschlossenen Plagioklaskörner nicht hervorgerufen.

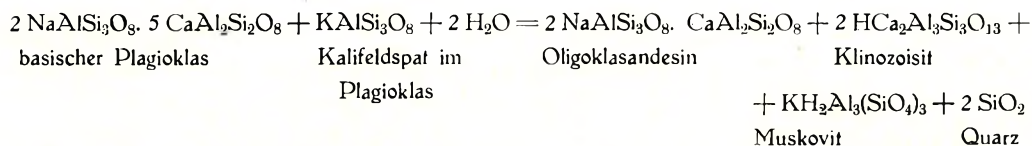
Der *Klinozoisit* tritt stark in den Hintergrund. Seine farblosen Xenoblasten kommen meist in kleinen Gruppen in der Begleitung von *Plagioklas*, *Muskovit* und *Quarz* vor. Die Körner sind meist sehr klein: 0.03 bis 0.2 mm, seltener bis zu 0.5 mm. Schnitte $\perp \gamma$ zeigen nicht normale, indigoblaue Interferenzfarben. Manche grössere Körner zeigen graue Interferenzfarben und sie sind von einem Kranz kleinerer Körner umgeben, die alle in gleicher Orientierung indigoblaue Farben geben. Mitunter zeigen sich an demselben Schnitt abweichende: graue und indigoblaue Interferenzfarben in fleckig unregelmässiger Verteilung, wohl infolge der Verschiedenheit in der chemischen Zusammensetzung der verschiedenen Teile der Körner. Die Doppelbrechung ist sehr schwach; der optische Charakter ist positiv, $2V\gamma =$ etwa 70° . Der Gehalt an Eisenepidot macht nur einige Molprozente aus.

Der *Quarz* tritt in farblosen Xenoblasten mit buchtigen Konturen auf. Korngrösse: 0.03 bis 0.5 mm. Er ist meist in kleinen Gruppen zu finden, oft in Begleitung der *Klinozoisite*. Die Körner enthalten oft Flüssigkeitseinschlüsse mit beweglicher Libelle.

Die kleinen Blättchen (0.01 bis 0.3 mm) vom *Muskovit* lassen sich meist in der Gesellschaft der *Klinozoisite*, — seltener unabhängig von den *Epidotkörnchen*, — erblicken. Manchmal scheinen die Blättchen an die Oberfläche von Hornblendern angewachsen zu sein, dabei liegt (001) des Glimmers parallel zur Hauptachse der Hornblende.

Die häufige Assoziation von *Plagioklas*, *Klinozoisit*, *Muskovit* und *Quarz* in kleinen Gruppen zeigt deutlich, dass die *Klinozoisite*, *Muskovite* und *Quarze* in diesen Gruppen auf Kosten der ursprünglichen *Plagioklase* entstanden sind. Die Trübung der *Plagioklase* infolge kleiner

Klinozoisitkörner und Muskovitschüppchen, die als Einschlüsse erscheinen, bestätigt dasselbe. Die Umwandlung vollzog sich etwa nach folgender Gleichung:



Der *Biotit* ist ebenfalls in geringer Menge zu finden. Der Pleochroismus ist stark: α = bräunlich gelb, γ = rotbraun. Die Konturen der Blättchen — mit Ausnahme der scharf ausgebildeten Basisflächen — sind unregelmässig. Die Blättchen liegen zwischen den anderen Gemengteilen regellos verteilt.

Einige farblose, optisch positive *Chlorit*blättchen kommen meist in hüschelförmigen Gruppen in der Nähe der Hornblenden vor.

Den *Titanit* findet man in farblosen, elliptisch gestreckten Körnern, die oft in Nestern angehäuft erscheinen. Er tritt oft in den Hornblenden, ferner kranzartig um die Rutilkörner auf.

Rutil in ellipsoidischen oder unregelmässig umgrenzten Körnchen ist ziemlich verbreitet. Sein Pleochroismus ist schwach: ω = licht harzgelb, ε = dunkel harzgelb. Er ist oft von einer Titanithülle umgeben. Der Titanit hat sich hier auf Kosten des Rutils gebildet.

Apatit in farblosen, *Ilmenit* in zerlappten, sehr kleinen Körnchen treten sehr spärlich auf.

Dieses Gestein enthält bloss wenig Epidot.

Die schwache Kristallisationsschieferung wird vorwiegend dadurch bedingt, dass die Hornblenden sich mit der Hauptachse teilweise der Schieferungsebene anschmiegen.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

AMPHIBOLIT, PIATRA TOMNATECULUI, EINLAGERUNG IM GLIMMERSCHIEFER.

Das Gestein ist am Gipfel des *Piatra Tomnatecului*-Berges in 1272 ü. d. M. aufgeschlossen. Der fast ganz schwarze Amphibolit wird von dünnen Pegmatitadern durchsetzt. Die Pegmatitadern zeigen gebogenen, oft mäanderartigen Verlauf. Am Kontakt von Pegmatit und Amphibolit hat sich megaskopisch grünlichgelber Epidot gebildet. Wie die mikroskopischen Beobachtungen zeigen, hat sich der Epidot bis auf mehrere Dezimeter Entfernung vom Kontakt reichlich gebildet.

Die Pegmatitäderchen sind schmal, meist nur einige mm stark, manchmal aber mehrere cm mächtig. Hier handelt es sich um eine ganz andere Bildung des Epidotminerals, als in den vorigen Amphiboliten. Die Pegmatite, welche rosenrote Mikrokline führen, enthalten oft ansehnliche Mengen von Epidot. Die Schiefergneise in der Nähe dieser Pegmatite sind oft mit Epidotkörnern reichlich beladen. Diese Erscheinung wurde bereits bei der Beschreibung der Gneise hervorgehoben: neben den Pegmatiten im *Sebes*-Tal findet man eine starke Epidotisierung der Nebengesteine.

Auch hier, in diesem Amphibolit wurde die Bildung der Epidote durch die pneumato-lytisch-hydrothermale Einwirkung der pegmatitischen Restlösungen herbeigeführt. Der Epidot kommt besonders in der Nähe des Pegmatits reichlich vor. Hier besteht das Gestein fast ganz aus Epidot. In einer Entfernung von einigen cm vom Pegmatit beginnt die Menge an Epidot abzunehmen; schliesslich in grösserer Entfernung (z. B. 1 m) findet man nur Spuren von diesem Mineral und noch weiter kommt fast überhaupt kein Epidot mehr vor (Tafel IV, Fig. 4).

Die Hauptmasse des Gesteins ist schwarz; megaskopisch kann man die schwarzen Hornblenden und die weissen Feldspate unterscheiden. Die letzteren sind in viel geringerer Menge vorhanden, als die Amphibole. Die beiden Mineralien sind ziemlich gleichmässig verteilt, Lagen können nicht unterschieden werden. Die schwach bemerkbare Kristallisationsschieferung wird durch die Anordnung mancher Hornblenden angedeutet: sie liegen mit ihrer Hauptachse oft in der Schieferungsebene.

In der unmittelbaren Nähe der Pegmatite kann man mit unbewaffneten Augen bloss die grünlichgelben Epidotkörner unterscheiden, die hier eine dichte Gesteinspartie bilden. Mit der Lupe lassen sich auch einige Hornblendesäulchen als Komponenten dieses Epidotkontaktes erkennen. Man beobachtet ab und zu, dass linsenförmige, kleine — einige cm lange — Teile des Amphibolits von Epidot umgeben sind.

U. d. M. kann man die folgenden Gemengteile unterscheiden: *Plagioklas, Hornblende, Epidot, Chlorit, Titanit, Rutil, Ilmenit, Apatit*; in der unmittelbaren Nähe des Pegmatits kann man auch einige Quarzkörnchen bemerken.

Der *Plagioklas* bildet unregelmässig umgrenzte Xenoblasten. Korngrösse: überwiegend zwischen 0.08 und 0.35 mm. Albitzwillinge sind die häufigsten; Periklinzwillinge teils selbständig, teils mit dem Albitgesetz treten seltener auf. Viele Körner sind nicht verzwillingt.

	α	β	γ
1. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+74^\circ$	$-15^\circ = (010) = \text{Albit} = 33\% \text{ An.}$
S	$+85^\circ$	$+25^\circ$	$+64^\circ = (001) = 35\% \text{ An.}$
$2V_1 = -83^\circ$			

2. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010) = 15^\circ = 30\% \text{ An.}$

3. Schnitt \perp (010) und (001), $\gamma' : \text{zur Spur der Periklinlamellen} : 15.5^\circ = 28\% \text{ An.}$

4. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone eines Albitzwillings $= 12^\circ = 29\% \text{ An.}$

Mitunter findet man einen inversen Zonarbau: einen Kern und eine unregelmässig abgegrenzte Hülle mit allmählichem Übergang.

5. Schnitt \perp (010) und (001), $\alpha' : (010)$, im Kern: $12^\circ = 28\% \text{ An.}$
in der Hülle: $17^\circ = 32\% \text{ An.}$

Die Plagioklase enthalten oft kleine *Hornblendekörnchen*, seltener *Titanit, Rutil* oder *Epidot* als Einschlüsse. Das letztere Mineral kommt in der Nähe des epidotreichen Kontaktes vor.

Die *Hornblende* bildet meist 0.08 bis 0.34 mm, seltener 0.5 mm lange Xenoblasten. Mitunter kann man die Form $\{110\}$ erkennen. Megaskopisch betrachtet sind die Hornblendekörner schwarz. Die Achsenebene liegt \parallel (010), $\gamma : c = 19.5$. $\gamma - \alpha = 0.022$. $2V\alpha = \text{etwa } 74^\circ$. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{lichtgelb}$, $\beta = \text{licht olivgrün}$, $\gamma = \text{bläulichgrün}$. *Plagioklas, Titanit, Rutil, Ilmenit* kommen eingeschlossen in manchen Amphibolen vor.

Der *Epidot* wurde in der Nähe der Pegmatitadern konzentriert. Diese Teile des Gesteins bestehen beinahe nur aus Epidot mit etwas Hornblende, Plagioklas, Titanit, Chlorit und Rutil. Weiter entfernt von den Pegmatiten tritt der Epidot allmählich zurück. Sein Auftreten ist hier vollständig unabhängig von den Plagioklasen des Gesteins.

In den bisher beschriebenen Epidotamphiboliten wurde der Zusammenhang zwischen Epidotmineralien und Plagioklas, d. h. die Bildung der Epidotmineralien auf Kosten der Plagioklase festgestellt.

Hier lässt sich keine genetische Beziehung beobachten. Der Epidot hat sich hier nicht auf Kosten der Feldspate des ursprünglichen basischen Gesteins gebildet.

Der *Epidot* bildet meist nach der Orthoachse etwas gestreckte, xenoblastische Körnchen. Korngrösse: 0·06 bis 0·41 mm. Die gute Spaltbarkeit zeigt sich immer in den parallel zur Orthoachse verlaufenden, scharfen Spaltrissen. Ein dazu senkrecht verlaufendes System von Querrissen ist oft ebenfalls gut ausgebildet. Die Achsenebene steht senkrecht zu den Spaltrissen, d. h. $\parallel(010)$. Optisch negativ. $2V\alpha = \text{etwa } 80^\circ$. $\gamma - \alpha = 0\cdot028$. Diese Werte entsprechen etwa 22% Eisenepidot. Der Pleochroismus ist im Dünnschliff sehr schwach: $\alpha = \text{farblos}$, $\beta = \text{sehr blass gelb}$, $\gamma = \text{lichtgelb}$.

In dem epidotreichen Kontakt schliessen sich die Epidotkörner meist dicht aneinander, mit granoblastischer Struktur. Nur ab und zu schalten sich hier die oben erwähnten Mineralien in minimaler Menge zwischen die Epidotkörner ein.

Der *Chlorit* kommt in sehr geringer Menge vor. Er bildet meist kleine Gruppen aus mehreren Blättchen. Er ist optisch positiv, einachsiger. Sein Pleochroismus ist verhältnismässig stark: $\alpha = \text{bläulichgrün}$, $\gamma = \text{gelb}$. Er hat sich sekundär aus dem Amphibol gebildet. Man findet den Chlorit etwas häufiger in der Zone, wo der epidotreiche Kontakt in die eigentliche hornblende- und feldspatreiche Zone hinübergeht.

Titanit erscheint in ellipsoidalen Körnchen, welche mitunter eine ansehnliche Grösse (bis 0·45 mm) erreichen. Oft sind die kleinen Körnchen in grösseren Nestern angehäuft. Die Menge dieses Minerals ist verhältnismässig gross.

Etwas spärlicher tritt der *Rutil* auf. Seine Körnchen zeigen entweder ellipsoide Formen oder knieförmige Zwillinge. Manchmal sind die Körner stark gebogen. Korngrösse: 0·03 bis 0·08 mm, seltener 0·13 mm. Er kommt in den Hornblenden, in der Nähe der Ilmenite und zwischen den Epidoten vor. Oft bildet er den Kern der Titanite und der Nester von Titanit. Der Pleochroismus ist deutlich: $\omega = \text{licht orange gelb}$, $\epsilon = \text{orange gelb}$.

Der *Ilmenit* lässt sich in kleinen, zerlappt umgrenzten, oder isodiametrischen Körnchen beobachten. Sie sind meist mit einer Titanithülle umgeben. Die kleineren Körnchen zeigen oft eine limonitische Hülle.

Der *Apatit* kommt in kleinen, etwas abgerundeten, länglichen Körnern vor.

Quarz tritt nur am Rande des Pegmatits in kleinen Xenoblasten auf.

Die Struktur des Gesteins ist granoblastisch.

Wie schon weiter oben hervorgehoben wurde, hat sich der Epidot dieses Gesteins gleichzeitig mit der Ausgestaltung der Pegmatite gebildet und zwar nicht auf Kosten der Plagioklase des Amphibolits. Das Kalzium stammt wahrscheinlich aus der pegmatitischen Restlösung. Das Eisen dürfte unter Ausscheidung von etwas Chlorit aus den Hornblenden aufgenommen worden sein.

ANHANG ZU DEN AMPHIBOLITEN.

Anhangsweise sollen hier diejenigen Gesteine erwähnt werden, die als wesentliche Gemengteile *Hornblende* und etwas weniger *Chlorit* ohne *Feldspat* führen. Sie kommen im untersuchten Gebirge nur äusserst untergeordnet vor. Im ganzen habe ich sie einmal anstehend und einigemal als Bachgerölle gefunden. Manchmal sind sie mehr massig ausgebildet, oft zeigen sie eine schwache,

oder eine stärker ausgeprägte Schieferung. Sie gehören der Reihe Hornblendeschiefer bis Hornblendefels an.

HORNBLENDESCHIEFER, BĂLĂNDRUL MARE.

In der granafführenden Glimmerschiefergruppe des Bălăndrul-Zuges, 1 km nordwestlich von der höchsten (2210 m) Erhebung liegt die Kuppe 2109 m. ü. d. M. An der südöstlichen Seite dieser Kuppe bildet dieses Gestein eine etwa 10 m mächtige, konkordante Einlagerung im Glimmerschiefer. Streichen: W—O, Einfallen unter 20° — 25° nach N.

Im grünlichschwarzen Gestein kann man megaskopisch nur die dunkelgrünen Hornblenden und Chlorite erkennen. Die Textur ist massig bis sehr schwach schiefrig.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Hornblende*, *Chlorit*, *Biotit* (sehr selten), *Magnetit*, *Rutil*, *Titanit* (selten) und *Apatit*.

Die Hauptmasse des Gesteins ist aus *Hornblende* aufgebaut. Ihre Individuen sind xenoblastisch entwickelt, mitunter kann man jedoch die Form $\{110\}$ entziffern. Länge der Körnchen: meist zwischen 0.5 und 1.0 mm. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $\gamma:c \approx 19^{\circ}$; $\gamma-a = 0.024$. $2V\alpha = 76.5^{\circ}$. Der Pleochroismus zeigt lichte Farbentöne: α = farblos bis sehr blass gelb, β = sehr licht olivgrün, γ = lichtgrün, mit schwach blauem Stich. Nach diesen Eigenschaften dürfte das Aktinolitmolekül vorherrschen.

Anwachszone am Amphibol, besonders an den terminalen Partien lassen sich manchmal beobachten. Hier ist das Mineral farblos und von etwas stärkerer Doppelbrechung, $\gamma-a =$ etwa 0.0247 . Demnach handelt es sich hier um *Aktinolit*. In der Auslöschungsschiefe lässt sich kein Unterschied beobachten.

Als Einschlüsse in manchen Hornblenden kommen *Magnetit*, *Titanit* und selten *Rutil* vor.

Der *Chlorit* erscheint in etwas geringerer Menge, als die Hornblende. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.20 und 0.83 mm. Die Blättchen liegen oft in büschelförmigen Gruppen geordnet und sind oft schwach wellenförmig gebogen. Das Mineral ist optisch positiv, der Achsenwinkel ist praktisch 0° . Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgrün, mit schwach blauem Stich, γ = farblos. Als Einschlüsse kommen sehr kleine Magnetitkörnchen vor.

Ein einzigesmal wurde ein kleines *Biotit*blättchen als Kern in einem Chlorit beobachtet: α = sehr licht gelb, γ = gelblichbraun.

Der *Rutil* zeigt sich in kleinen, ellipsoidischen Körnchen, die entweder zerstreut im Gestein zu finden, oder aber in Nestern angehäuft sind. Der Pleochroismus ist deutlich: ω = gelblichbraun, ε = dunkler braun. Der Rutil tritt entweder in den Hornblenden und Chloriten oder zwischen denselben auf.

Titanit kommt in farblosen, ellipsoidischen Körnchen oder in kleinen Nestern sehr spärlich vor.

Magnetit ist reichlich vorhanden, teils in der Form von unregelmässig umgrenzten, grösseren Körnern (Korngrösse bis zu 0.60 mm), teils in sehr kleinen, isodiametrischen Körnchen. Die sehr kleinen Magnetite kommen oft staubartig verteilt in den Hornblenden und Chloriten vor. Leukoxenhülle fehlt.

Der farblose *Apatit* erscheint in ellipsoidischen oder regellos begrenzten, kleinen Körnchen.

Die Struktur ist granoblastisch bis sehr schwach lepidoblastisch.

Ein ähnliches Geröll wurde im Tal des Cibanel-Baches gefunden u. zw. in der Nähe der Einmündung in den Sebes-Fluss.

TABELLE III.
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER AMPHIBOLITE.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
SiO ₂	50.31	49.18	48.91	47.52	48.07	51.01	48.96	48.67	46.54	46.73	47.65	46.32	50.30	46.46	42.94	45.40	44.29
TiO ₂	1.05	2.76	1.26	1.42	1.43	1.38	0.95	1.75	2.16	1.79	0.63	0.93	0.22	0.20	3.11	0.75	0.86
Al ₂ O ₃	14.49	14.06	17.49	20.26	19.00	15.27	20.86	14.70	20.02	17.42	19.33	21.83	14.02	19.69	15.96	15.57	17.39
Fe ₂ O ₃	3.83	2.20	1.82	0.91	2.94	0.98	0.47	1.65	2.72	4.31	1.57	2.76	1.18	3.96	2.78	1.90	2.54
FeO	9.33	10.14	9.13	9.75	9.64	9.97	5.98	11.12	7.26	7.25	9.63	3.78	9.32	6.00	14.11	8.41	7.18
MnO	Spur	0.15	0.14	0.07	0.13	0.25	0.14	0.16	0.10	0.11	0.12	0.10	0.21	0.15	0.20	0.22	0.09
MgO	5.52	4.81	4.05	5.12	4.11	8.11	6.12	8.10	5.79	6.04	7.55	7.86	10.62	6.73	5.32	10.14	10.21
CaO	7.73	10.71	10.85	7.31	10.55	11.20	10.95	9.38	9.56	11.73	10.67	10.58	12.75	12.63	11.35	12.21	13.80
SiO	—	0.05	0.12	0.05	—	—	0.12	0.09	0.03	0.05	—	—	—	—	0.07	—	0.07
BaO	—	Spur	Spur	Spur	—	—	Spur	Spur	Spur	Spur	—	—	—	—	Spur	—	Spur
Na ₂ O	3.89	2.86	3.78	3.89	2.99	1.85	4.16	2.71	2.56	3.22	2.47	2.96	1.18	2.02	2.02	1.87	2.26
K ₂ O	1.58	0.45	0.48	0.95	0.36	0.90	0.24	0.86	1.74	0.16	0.22	1.19	0.41	0.31	0.22	0.68	0.24
H ₂ O+110°	1.87*	1.96	1.96	1.99	0.51*	0.70*	1.92	1.51	2.05	1.85	0.68*	2.30*	0.15*	2.43	2.48	1.36*	1.62
H ₂ O-110°	0.05	0.17	0.14	0.13	—	0.04	0.32	0.33	0.17	0.16	—	0.11	—	0.00	0.17	—	0.16
P ₂ O ₅	—	0.09	0.11	0.11	0.89	—	0.12	0.07	0.07	0.14	0.42	—	0.34	0.11	0.11	1.01	0.15
Summe	99.65	99.59	100.24	99.48	100.62	101.66	101.31	101.10	100.77	100.96	100.94	100.72	100.70	100.69	100.84	99.54	100.86

*) = Glühverlust.

1. Zoisitarnphibolit, Valea Ditei, untere Strecke.
2. Plagioklasarnphibolit, Piatra Alba, vom Gipfel 2180 m ü. d. M.
3. Epidotarnphibolit, Râu Mare, zwischen Măgura und Muncelul.
4. Epidotarnphibolit, Râu Mare, Magura-Klaue.
5. Plagioklasarnphibolit, Salarate, 1710 m ü. d. M.
6. Plagioklasarnphibolit, Sâna Giltei, 1274 m ü. d. M.
7. Plagioklasarnphibolit, N. Dus, zwischen 1153 u. 1248 m ü. d. M.
8. Granatarnphibolit, S. Dus.
9. Epidotarnphibolit, Râu Mare, S. Magura-Klaue.
10. Epidotarnphibolit, Căndrelu, Sâna Frumoasa.
11. Eklogitarnphibolit, Pârâul Rescoalei, 950 m ü. M.
12. Granatarnphibolit, Graben zwischen D. Ciocia und Muncelul Biralor, 1190 m ü. d. M.
13. Zoisitarnphibolit, Valea Ditei, mittlere Strecke, zwischen 1100 und 1130 m. ü. M.
14. Pyroxenarnphibolit, Gyhan, 1411 m ü. d. M.
15. Granatarnphibolit, Sebes-Tal, südlich von Tău.
16. Zoisitarnphibolit, Valea Dobrei, 1390 m ü. d. M.
17. Epidotarnphibolit, Tal des Dobra-Baches, am Fuss d. D. Pogona.

TABELLE IV.
MOLEKULARWERTE DER AMPHIBOLITE.

Nr.	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	fi	p	c·fm	Schnitt	Feld	Magnetypus
1.	1240	21·0	46·5	20·5	12·0	0·21	0·44	—24·0	1·94	—	0·14	IV.	E	Gabbrodioritisch
2.	1220	20·5	43·5	28·5	7·5	0·09	0·41	—8·0	5·14	0·09	0·65	IV.	E	Gabbrodioritisch—normal- gabbroid
3.	1190	25·0	37·0	28·5	9·5	0·08	0·40	—19·0	2·29	0·12	0·77	V.	E	Ossipitgabbroid—pyroxenit- gabbroid
4.	1170	29·5	40·5	19·5	10·5	0·14	0·46	—25·0	2·61	0·12	0·48	IV.	E	Ossipitgabbroid—normal- gabbroid
5.	1140	26·5	39·0	27·0	7·5	0·07	0·37	—16·0	2·55	0·90	0·69	V.	E	Pyroxenitgabbroid—normal- gabbroid
6.	1140	20·0	47·5	27·0	5·5	0·24	0·57	—8·0	2·31	—	0·56	IV.	E	Normalgabbroid
7.	1140	28·5	34·0	27·5	10·0	0·04	0·63	—26·0	1·67	0·11	0·81	V.	E	Ossipitgabbroid
8.	1090	19·5	51·0	22·5	7·0	0·17	0·53	—19·0	0·29	0·07	0·44	IV.	E	Normalgabbroid
9.	1090	28·0	39·5	24·0	8·5	0·31	0·52	—25·0	3·81	0·07	0·61	IV.	E	Ossipitgabbroid—pyroxenit- gabbroid
10.	1050	23·0	41·5	28·5	7·0	0·03	0·49	—23·0	3·02	0·14	0·68	V.	E	Pyroxenitgabbroid—normal- gabbroid
11.	1040	24·5	45·0	25·0	5·5	0·05	0·55	—18·0	1·03	0·39	0·55	IV.	E	Normalgabbroid
12.	1030	28·5	38·0	25·5	8·0	0·21	0·69	—29·0	1·55	—	0·67	IV.	E	Ossipitgabbroid—pyroxenit- gabbroid
13.	1020	17·0	51·5	28·5	3·0	0·19	0·64	—10·0	0·34	0·30	0·55	IV.	E	Normalgabbroid
14.	1020	25·5	40·0	30·0	4·5	0·09	0·56	—16·0	0·33	0·11	0·75	V.	E	Pyroxenitgabbroid
15.	940	20·5	48·0	27·0	4·5	0·07	0·35	—24·0	5·11	0·11	0·56	IV.	E	Normalgabbroid
16.	940	19·0	49·5	27·0	4·5	0·19	0·64	—24·0	1·17	0·88	0·55	IV.	E	Normalgabbroid
17.	870	20·0	46·0	29·5	4·5	0·06	0·66	—31·0	1·27	0·13	0·64	IV.	E	Pyroxenitgabbroid

Die Zahlen beziehen sich auf dieselben Gesteine, wie in der Tabelle III.

CHEMISCHE UND GENETISCHE VERHÄLTNISSE DER AMPHIBOLITE.

Um über den Chemismus und über die genetischen Verhältnisse auf chemischer Grundlage näheren Aufschluss zu erhalten, liegen im ganzen 17 Gesteinsanalysen vor: 4 Plagioklasamphibolite, 1 Pyroxenamphibolit, 1 Eklogitamphibolit, 3 Granat- und 8 Epidot-Zoisitamphibolite. Die Analysen sind in Tabelle III zusammengestellt. Tabelle IV gibt die Molekularwerte an (S. 274 und 275).

Die Resultate der chemischen Analysen und die Molekularwerte bewegen sich innerhalb der gleichen Grenzen, wie die der Gabbros und Diabase. Aus der Tabelle geht hervor, dass die Projektionspunkte für sämtliche Amphibolite in das Eruptivfeld des Konzentrationstetraeders fallen. Alle Werte, selbst die *si*-Werte, entsprechen durchaus den Anforderungen der chemischen Zusammensetzung gewisser Eruptivgesteine. Zu jeder Analyse kann ein Eruptivgestein aus den Gruppen der Gabbros, Diabase etc. ausgesucht werden. Jeder Analyse entspricht ein zugehöriger Magmatypus, wie die tabellarische Zusammenstellung zeigt.

Diese oft starke Ähnlichkeit oder Gleichheit in der chemischen Zusammensetzung gewisser basischer Eruptivgesteine und der Amphibolite hatte zur Folge, dass vor kurzer Zeit die meisten Amphibolite als Abkömmlinge von basischen Eruptivgesteinen betrachtet wurden. Es sind tatsächlich Amphibolite beobachtet worden, deren Zusammenhang mit basischen Eruptivgesteinen schon im Felde nachgewiesen werden konnte. ROSENBUSCH und OSANN verwiesen auf einen Gang von typischem Olivindiabas im Gneis von Scourie in Sutherlandshire, Schottland. Dieser Gang zeigt nach TEALL in unverkennbarer Weise die Umwandlung von Diabas in schiefrigen Amphibolit.

Wenn auch die Entstehung der Amphibolite aus gabbroiden Magmen an vielen beobachteten Stellen festgestellt wurde, so gibt es doch zahlreiche Fälle, wo aus der chemischen Analyse nicht geschlossen werden kann, dass die Gesteine tatsächlich eruptiven Ursprungs sind. Ich verweise hier bloss auf die bekannten Ergebnisse von ADAMS. Er hat auf Grund sehr sorgfältiger Untersuchungen im Feld und unter dem Mikroskop festgestellt, dass die Amphibolite im Laurentian von Kanada, in der Provinz Ontario, trotz der ähnlichen chemischen Zusammensetzung, genetisch drei verschiedenen Typen angehören.

Viele kanadische Amphibolite treten gangartig auf, diese sind Abkömmlinge basischer Eruptivgesteine. Die zweite Gruppe bilden jene Amphibolite, die in dünnen Lagern mit kristallinen Kalksteinen wechsellagern; diese sind durch die Umwandlung toniger, kieseliger, dolomitfischer Kalksteine entstanden. Die Gesteine des dritten Typus sollen nach ADAMS durch Kontaktmetamorphose aus reinem Kalkstein unter Stoffzufuhr entstanden sein. Gewisse Komponenten aus dem granitischen Magma sollten hier die Kalksteine umgewandelt haben, ähnlich der Bildung der Skarngesteine in den Kalksteinkontakten, durch Metasomatose. Alle diese genetisch verschiedenen Amphibolite bestehen aus denselben Gemengteilen und stimmen auch strukturell und texturell überein.

A. MARCHET hat festgestellt, dass die Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels teils ortho-, teils paragenetischen Ursprungs entstanden sind. Im Gleinalm-Gebiet (Steiermark) treten nach den Untersuchungen von F. ANGEL und E. SCHNEIDER sowohl Orthoamphibolite, als auch Paraamphibolite auf. ESKOLA hat ebenfalls auf den verschiedenen Ursprung der Amphibolite im südwestlichen Finnland hingewiesen.

Alle diese Beobachtungen zeigen die Schwierigkeiten, auf die man stösst, wenn man den Ursprung der Amphibolite bloss aus ihrer chemischen Zusammensetzung ableiten wollte.

Fällt der Projektionspunkt in das Eruptivfeld des Konzentrationstetraeders und sind auch die übrigen Bedingungen (entsprechender si -Wert) der chemischen Zusammensetzung eines Eruptivgesteins entsprechend, so liegt noch kein Grund vor, der unbedingt für eine ursprünglich magmatische Abstammung spräche. Damit ist nur die Möglichkeit gegeben, dass ein Orthoderivat vorliegt.

Es gibt sedimentäre Gesteine, in welchen das Verhältnis der wesentlichen Oxyde genau der Zusammensetzung irgend eines Eruptivgesteins entspricht. In dieser Hinsicht sei auf die chemische Zusammensetzung von Mergeln verwiesen, die — im Verhältnis der Oxyde — oft genau die Zusammensetzung gewisser Amphibolite besitzen. Bei der Metamorphose geht der ursprüngliche Gehalt an CO_2 verloren und verschwinden dadurch die letzten Unterschiede.

Zum Vergleich dieser Verhältnisse wurde aus der Analyse des Plagioklasamphibolits von Salanele die dieser Analyse entsprechende sedimentäre Zusammensetzung berechnet. Zuerst wurden die Oxyde von CaO , MgO , FeO durch CO_2 gesättigt und aus diesen Werten sind die Karbonate berechnet worden. Die erhaltenen Zahlen wurden in Tabelle V angeführt. Zum Vergleich sind die Analysen einiger Mergel unter 4, 5, 6, 7, 8 zusammengestellt. (ROSENBUSCH—OSANN: Elemente der Gesteinslehre, 1923, p. 562 und 563; ferner vgl. STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweizerische min. petr. Mitt., VIII, 1928.)

TABELLE V.

VERGLEICH DER CHEMISCHEN ZUSAMMENSETZUNG DES PLAGIOKLASAMPHIBOLITS VON SALANELE MIT DEM CHEMISMUS MERGELIGER GESTEINE.

	1	2	3	4	5	6	7	8
$FeCO_3$	—	—	13·68	8·24	—	—	—	—
$MgCO_3$	—	—	7·85	7·13	1·68	11·40	15·62	7·22
$CaCO_3$	—	—	16·85	22·69	21·59	26·82	20·50	8·60
SiO_2	48·07	38·82	38·82	44·65	45·89	30·94	43·46	46·72
TiO_2	1·43	1·15	1·15	—	0·52	0·55	—	Sp.
Al_2O_3	19·00	15·34	15·34	3·12	13·24	15·90	8·73	15·56
Fe_2O_3	2·94	2·37	2·37	1·27	3·88	2·09	1·35	5·00
FeO	9·64	7·79	—	—	—	—	0·66	1·30
MnO	0·13	0·10	0·10	—	—	0·19	0·06	—
MgO	4·11	3·33	—	—	1·32	—	2·71	3·51
CaO	10·55	8·52	—	—	—	—	—	—
Na_2O	2·99	2·41	2·41	3·09	0·47	1·62	0·62	0·58
K_2O	0·36	0·29	0·29	0·88	2·31	3·04	1·87	4·49
H_2O	0·51	0·42	0·42	6·24	4·16	3·10	2·40	4·10
CO_2	—	18·74	—	—	—	—	—	—
Sonstiges	0·89	0·72	0·72	2·37	5·02	4·23	1·42	3·62
Summe	100·62	100·00	100·00	99·68	100·08	99·88	99·40	100·70

1. Plagioklasamphibolit, Salanele.
2. Derselbe; CO₂ beigefügt.
3. Derselbe. FeO, MgO, CaO mit CO₂ gesättigt.
4. Dolomitischer Sandmergel. Arroio del Cerro, Kalifornien.
5. Mergelschiefer. Rush Creek, Colorado.
6. Schwarzer, dolomitischer Mergelschiefer des Kupferschiefers. Mellrichstadt, Franken.
7. Grüner Keupermergel. Schloss Roseck, Unter-Jessingen, Württemberg.
8. Roter Keupermergel. Schloss Roseck, Unter-Jessingen, Württemberg.

Diese Zahlen zeigen deutlich, dass die gabbroide chemische Zusammensetzung bezüglich der Oxyde mit der Zusammensetzung von manchen mergeligen Gesteinen völlig übereinstimmen kann. Bloss auf Grund der chemischen Zusammensetzung kann die Herkunft eines Amphibolits nicht endgültig entschieden werden. Die beschriebenen Gesteine könnten sowohl als Ortho-, wie auch als Paragesteine aufgefasst werden.

Würde die chemische Zusammensetzung nicht einem Eruptivgestein entsprechen, so wäre sedimentogene Herkunft wahrscheinlich, oder wenigstens wäre es sehr wahrscheinlich, dass es sich um kein reines Orthogestein handelt. Unter den analysierten Amphiboliten zeigt keiner rein sedimentäre chemische Zusammensetzung, die Projektionspunkte fallen nicht ausserhalb des Eruptivfeldes im Konzentrationstetraeder.

Würde es sich um eine chemische Zusammensetzung handeln, die in der Nähe der Grenze des Eruptivfeldes, aber noch ausserhalb dieses Feldes liegt, so kann noch immer ein Orthoderivat vorliegen; dieses ursprünglich magmatische Gestein wurde aber durch Verwitterungsprozesse oder durch Stoffverschiebungen vor, während oder nach der Metamorphose beeinflusst. Dadurch wurde die ursprüngliche magmatische Zusammensetzung mehr oder minder verändert.

Verwitterung und hydrothermale Umwandlungen verändern die chemische Zusammensetzung eines Eruptivgesteins in der Richtung der Zusammensetzung der Sedimente.

Wollen wir über die Herkunft der analysierten Amphibolite Schlüsse ziehen, so dürfen wir uns nicht auf die chemische Zusammensetzung allein stützen. Die Feststellung der Abstammung unserer Amphibolite muss daher auch auf andere Kennzeichen und Tatsachen gestützt werden. Um der Wahrheit näher zu kommen, müssen in erster Linie die geologischen Verhältnisse, die Lagerungsform und die assoziativen Verhältnisse erwogen werden.

In dieser Hinsicht müssen folgende Tatsachen hervorgehoben werden.

Alle Amphibolite des untersuchten Gebietes treten in den Glimmerschiefern und deren paragneischen Begleitern auf. Sie bilden dünne, lagergangartige, manchmal gangartige Einlagerungen, die meist konkordant den umgebenden Gesteinen eingeschaltet sind. Sie bilden keine langen oder in horizontaler Richtung ausgedehnten Massen. Ihre Stärke misst mitunter nur einige Meter und nur selten schwellen sie bis zu 100 m Mächtigkeit an. Auch die Ausdehnung in der Länge ist klein, oft nur einige 10 m, mitunter aber einige 100 m. Kilometerlange oder längere Züge sind selten und in den meisten Fällen handelt es sich hier um mehrere einander naheliegende Einlagerungen, die auf der geologischen Karte der Einfachheit halber zusammengezogen wurden, besonders dann, wenn die Aufschlüsse nicht hinlänglich gut waren.

Oft sind die Amphibolite, — z. B. in den Aufschlüssen des nach Dus führenden Weges zwischen Luna nuce und Dus, — in Form von zahlreichen dünneren Adern zwischen die Schichten der Paragneis—Glimmerschiefer-Serie eingelagert. Mitunter sind diese aderartig vorkommenden Amphibolitlagen sehr dünn und sie wechsellagern in sehr kleinen Abständen (manchmal einige cm) mit den Paragneislagen. In diesen Aufschlüssen ähneln sie den Injektionen basischer Gesteine.

Die Amphibolite zeigen manchmal eine fluidale Fältelung, die sich von einer Fältelung eruptiven Ursprungs nicht unterscheiden lässt. Im Felde gewinnt man immer den Eindruck, dass hier ursprünglich eruptive Fältelungen vorliegen, die auch durch die metamorphisierenden Prozesse abgebildet wurden. Ähnliche Erscheinungen haben A. HEIM und A. STRECKEISEN in der Schweiz beobachtet.

Die Amphibolite treten im untersuchten Gebirge in der Gesellschaft von Peridotiten, Pyroxeniten und verwandten umgewandelten Gesteinen (Serpentin) auf. In einigen Fällen lässt sich ein direkter Zusammenhang des Amphibolits mit basischen Eruptivgesteinen nachweisen. Südwestlich von Resinár, im Muntelui-Tal, am südöstlichen Fusse des Dealul Plaiului (1198) befindet sich ein lehrreicher, ziemlich guter Aufschluss, dessen erste Beschreibung aus der Feder von K. MÖCKEL stammt.

In diesem Tal ungefähr zwischen 800 und 900 m ü. d. M. findet man einen Diallagperidotit, der teilweise in Serpentin umgewandelt wurde. Das Gestein wurde bei meiner Feldarbeit (1912—1914) in einigen primitiven Steinbrüchen gebrochen. Das Gesteinsmaterial wurde seinerzeit meist als Stein Schlag auf den Strassen verwendet. Das Gestein enthält laut der Beschreibung von K. MÖCKEL sehr dünne Aderchen von einem Diallagpyroxenit. Die kleine Peridotitmasse ist mit einem Mantel aus Amphibolit eingehüllt, der nach Süd eine Mächtigkeit von etwa 200 m erreicht.

Wo Peridotite, Pyroxenite oder Serpentine auftreten, dort findet man meisst auch Amphibolite. Z. B. in der Umgebung vom Titianul, wo Pyroxenite und Serpentine von Amphiboliten begleitet werden. Ebenso in der Gruppe des Gyhan südlich von Resinár, ferner nördlich vom Cândrelu etc.

Oft kann man *gabbroide Strukturreste* erkennen. Manchmal erinnert das Gestein nicht an einen kristallinen Schiefer, sondern an ein Tiefengestein und zwar nicht nur im mikroskopischen Bild, sondern auch in der ganzen äusseren Erscheinungsform (Salanele, zwischen Surianu und Pârva usw.)

Alle Amphibolite des Gebirges sind bedeutend widerstandsfähiger als die Paragneise und Glimmerschiefer dieses Gebietes, weshalb sie zuweilen als weithin in die Augen springende, aufgesetzte Kuppen erscheinen. Besonders die feinkörnigen Amphibolite zeigen eine grosse Zähigkeit, die bei der Bearbeitung mit dem Hammer auffällt. Man bekommt im Felde immer den Eindruck, dass hier wirkliche Orthogesteine vorliegen. Unzweifelhaft sedimentäre Reliktstrukturen wurden nicht beobachtet.

Gewisse Reliktstrukturen in manchen Amphiboliten (*Eklogitamphibolite*) deuten auf einen ursprünglichen Zusammenhang mit Eklogiten. Diese letzteren Gesteine werden als Orthoderivate beschrieben.

Bezüglich der chemischen Zusammensetzung dieser Amphibolite ist noch die folgende Tatsache hervorzuheben. Die Analysen wurden an Gesteinen von verschiedener mineralogischer Zusammensetzung ausgeführt. Die analysierten Gesteine stammen aus verschiedenen Gegenden des untersuchten Gebietes, manche von weit entfernten Aufschlüssen (bis etwa 80 km Entfernung in Luftlinie). Trotzdem zeigen die 17 analysierten Gesteine den gleichen Chemismus. Keines der analysierten Gesteine besitzt eine chemische Zusammensetzung, welche ausschliesslich für irgend ein Sediment charakteristisch wäre.

Diese Tatsachen sprechen dafür, dass die Ableitung der Amphibolite durch Metamorphose aus basischen Eruptivgesteinen den Beobachtungen am besten entspricht.

Die Amphibolite von eruptivem Ursprung werden oft aus Diabasen abgeleitet. Verfolgen wir die Umwandlung eines Diabases unter mesozonalen Verhältnissen:

Die Paragneise und Glimmerschiefer des untersuchten Gebietes waren ursprünglich in einer Geosynklinale abgesetzte, tonige Sedimentgesteine. Das Diabasmagma konnte sich zwischen die Schieferungsflächen der Paragneise hineinpressen. Unter den Bedingungen der Mesozone würde der Augit der Diabase in Hornblende übergehen. Der Anorthit-Anteil der sehr basischen Plagioklase bildet mit dem Olivin Granate, der albitreiche Teil scheidet sich selbständig aus und so kann ein *Granatamphibolit* entstehen. Unter meso- bis epizonalen Verhältnissen bildet sich — aus dem basischen Plagioklas der ursprünglichen Diabases — Klinozoisit (Zoisit) und saurer Plagioklas (Oligoklas — Andesin, eventuell Albit); die Augite gehen in Hornblende über. Es entsteht ein *Klinozoisitamphibolit*. Unter katazonalen Verhältnissen kann der Diabas in *Eklogit* umgewandelt werden.

Diese Umwandlungen sind von den meisten Forschern anerkannt worden, besonders auf Grund derjenigen Beobachtungen, die den tatsächlichen Zusammenhang zwischen Diabasen und Amphiboliten im Felde feststellten. GRUBENMANN und NIGGLI (Die Gesteinsmetamorphose, I, Berlin, 1924) veranschaulichten diesen Zusammenhang durch folgende Analysen, welche die vollkommene chemische Übereinstimmung eines Diabases und seiner möglichen Derivate zeigen:

	<i>Diabas,</i> Leven, Madras.	<i>Grünschiefer,</i> Rötön, Schweden.	<i>Amphibolit,</i> Schwarzwald.	<i>Eklogit,</i> Eibiswald, Steiermark.	<i>Eklogit,</i> Sulztal, Tirol.
SiO ₂	50·86	49·18	49·65	50·13	44·06
TiO ₂	0·63	—	2·18	—	2·29
Al ₂ O ₃	15·65	15·09	15·59	14·37	17·63
Fe ₂ O ₃	10·85	12·90	1·83	13·02	3·49
FeO			8·33		9·96
MgO	6·03	5·22	6·04	6·46	7·19
CaO	11·78	10·59	10·02	12·85	11·50
Na ₂ O	2·01	3·64	3·72	2·35	2·92
K ₂ O	1·56	1·51	1·21	0·14	0·91
H ₂ O	0·30	1·87	0·51	—	0·29
Summe:	99·65	100·00	99·08	99·32	100·23

Die entsprechenden Molekularwerte

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm	
121·0	22·0	41·0	30·0	7·0	0·34	0·52	0·73	<i>Diabas, Leven, Madras</i>
116·0	21·0	41·5	27·0	10·5	0·22	0·45	0·64	<i>Grünschiefer, Rötön, Schwed.</i>
119·0	22·0	41·5	26·0	10·5	0·18	0·52	0·62	<i>Amphibolit, Schwarzwald</i>
114·0	19·0	44·0	31·5	5·5	0·03	0·50	0·71	<i>Eklogit, Eibiswald, Steierm.</i>
92·0	22·0	45·5	25·5	7·0	0·18	0·50	0·57	<i>Eklogit, Sulztal, Tirol</i>

Nun haben aber die Feldbeobachtungen gezeigt, dass die Amphibolite im Sebes-Kristallin häufig in der Gesellschaft von Peridotiten, Pyroxeniten oder Serpentinien auftreten. Manchmal konnten im Dünnschliff gabbroide Reliktstrukturen beobachtet werden. Oft zeigen die Amphibolite Entwicklungsformen, die sehr an Tiefengesteine erinnern. Alle diese Tatsachen sprechen dafür, dass in den untersuchten Amphiboliten aller Wahrscheinlichkeit nach metamorphosierte Tiefengesteine der gabbroiden Magmen vorliegen.

Die zum Vergleich angeführten Gesteine können natürlich ebensogut als Derivate von Gabbros aufgefasst werden. Man kann z. B. anstatt des Diabases von Leven den folgenden Gabbro einsetzen:

SiO ₂	49·22%
TiO ₂	0·68
Al ₂ O ₃	17·69
Fe ₂ O ₃	2·14
FeO	3·10
MnO	0·15
MgO	9·47
CaO	10·85
Na ₂ O	3·24
K ₂ O	0·64
H ₂ O	2·47
P ₂ O ₅	0·17
Summe	99·82

Die Molekularwerte: si = 111·0, al = 23·5, fm = 42·0, c = 26·5, alk = 8·0, k = 0·12, mg = 0·77, c/fm = 0·63. (Gabbro, Schinettahorn, Penninische Decke. NIGGLI—DE QUERVAIN—WINTERHALTER: *Chemismus schweizerischer Gesteine*, Bern, 1930, p. 214—215).

Das gabbroide Magma lag wahrscheinlich in der Form von kleinen Kernen und Gängen vor. Infolge tektonischer Vorgänge wurden diese in Linsen ausgewalzt oder in kleine Stücke zerteilt, die heute meist konkordant zwischen den Schieferungsflächen der Schiefergneise und Glimmerschiefer liegen. Sie sind älter als die aplitischen-pegmatitischen Gänge, welche die Amphibolite durch-

setzen. Die sehr schmalen Gänge des ursprünglichen Eruptivmaterials erscheinen heute als schmale Streifen zwischen den Lagen der Paragneise.

Die Bänderung mancher Amphibolite, d. h. die zarte Wechsellagerung von hornblendereichen und plagioklasreichen, sehr dünnen (nur millimeterbreiten) Schichten, verdankt ihre Entstehung einer Differentiation im erstarrenden Magma als schlierige Ausbildung oder als primäre Druckschieferung. Man könnte dabei auch an spätere aplitische Injektionen denken.

Dabei besteht noch immer die Möglichkeit, dass vereinzelt eventuell auch Laven oder vielleicht auch Tuffe basischer Gesteine vorlagen.

Unter allen Umständen ist der sehr enge Variationsbereich in der chemischen Zusammensetzung der analysierten 17 Amphibolite charakteristisch. Diese Amphibolite bilden eine chemisch einheitliche, geschlossene Gruppe. Die kleinen Unterschiede können durch Differentiationsvorgänge erklärt werden. Die Differenzen sind nicht grösser, als bei einer Eruptivserie. Diese Geschlossenheit in der chemischen Zusammensetzung spricht wieder für den eruptiven Ursprung.

Auf Grund der chemischen Zusammensetzung können die analysierten Amphibolite mit Recht als Glieder einer Eruptivserie betrachtet werden.

DIE AMPHIBOLITE ALS GLIEDER EINER MAGMATISCHEN SERIE.

Aus den oben angeführten Gründen geht hervor, dass die Amphibolite als Derivate von Eruptivgesteinen aufzufassen sind. Wie besonders aus den Molekularwerten ersichtlich, zeigen sie nur geringere Schwankungen in der chemischen Zusammensetzung.

Der Wert von *si* schwankt zwischen 87·0 und 124·0 ohne grössere Lücken. Die Reihe für *si* ist kontinuierlich. Die grössten Differenzen zeigen sich zwischen *si* = 87·0 und 94·0 (7 Einheiten) und zwischen *si* = 94·0 und 102·0 (8 Einheiten). Die Werte von *al* liegen zwischen 17·0 und 29·5; sie zeigen eine ziemlich breite Schwankung, aber immerhin innerhalb der Grenzen der gabbroiden Magmen. *fm* ist hoch, seine Werte schwanken zwischen 34·0 und 51·5. *c* liegt zwischen 19·5 und 30·0, mit einer Häufung um 27·0 herum. *alk* variiert zwischen 3·0 und 12·0, doch liegen die meisten Werte zwischen 4·5 und 8·5. *k* ist niedrig, zwischen 0·03 und 0·31, die meisten Werte liegen unter 0·20. *mg* variiert von 0·35 bis 0·69. *qz* ist negativ und liegt zwischen -8·0 und -31·0. $\%_{fm}$ schwankt zwischen 0·44 und 108, somit liegen die Gesteine in den Schnitten IV und V.

Berechnet man die Mittelwerte, so ergibt sich als Durchschnittchemismus:

<i>si</i>	<i>al</i>	<i>fm</i>	<i>c</i>	<i>alk</i>	<i>k</i>	<i>mg</i>	$\%_{fm}$
108·0	23·5	43·5	26·0	7·0	0·13	0·52	0·61

Diese Werte charakterisieren die *gabbroiden Magmen*.

Zum Vergleich: Typus des *normalgabbroiden bis noritischen Magmas*: *si* = 108·0, *al* = 21·0, *fm* = 52·0, *c* = 21·0, *alk* = 6·0, *k* = 0·20, *mg* = 0·55, $\%_{fm}$ = 0·40.

Typus des *pyroxenit--hornblenditgabbroiden Magmas*: *si* = 100·0, *al* = 23·5, *fm* = 40·5, *c* = 31·5, *alk* = 4·5, *k* = 0·16, *mg* = 0·75, $\%_{fm}$ = 0·78.

Ferner: Typus des *ossipitgabbroiden Magmas*: *si* = 110·0, *al* = 28·5, *fm* = 34·5, *c* = 28·5, *alk* = 8·5, *k* = 0·12, *mg* = 0·60, $\%_{fm}$ = 0·83.

Die Mittelwerte aus den 17 Analysen liegen zwischen den Werten der ersten zwei Typen. Nur der Gehalt an Alkalien zeigt eine Annäherung an den ossipitgabbroiden Typus. Auch der Wert von *k* führt in diesen Typus hinüber.

Die starke Metamorphose wird die ursprüngliche chemische Zusammensetzung etwas geändert haben: im ganzen handelt es sich um typisch gabbroide Gesteine der Kalk-Alkalreihe. Gesteine der Natron- oder Kalireihe liegen nicht vor.

Die Mittelwerte stehen nicht weit von einem Mittel aus 21 Analysen typischer Eklogite aus verschiedenen Teilen der Erde (P. NIGGLI—F. DE QUERVAIN—R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine, Bern, 1930, p. 319). Dieses Mittel lautet:

si	al	fm	c	alk	k	mg	c/fm
102.0	18.0	48.5	27.5	6.0	0.13	0.57	0.57

Gegenüber diesem Mittel sind die Amphibolite des untersuchten Gebietes oft etwas reicher an Tonerde und ärmer an femischen Gemengteilen.

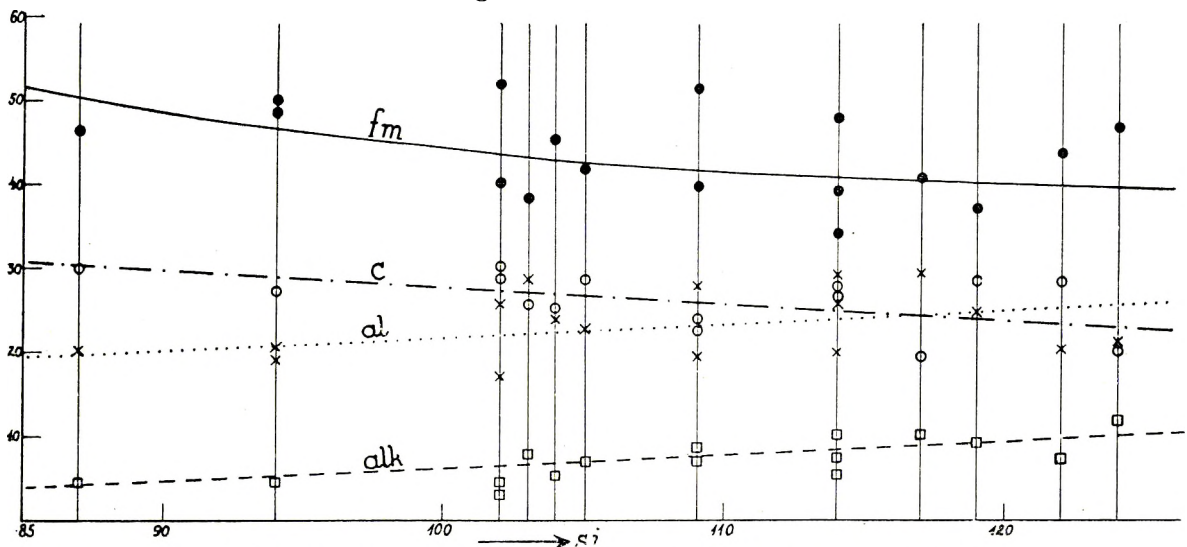


Fig. 60. Differentiationsdiagramm der Amphibolite, als Glieder einer magmatischen Serie.

Fig. 60 stellt das Differentiationsdiagramm dar. Obwohl die Kurven, — wegen der ziemlich ähnlichen chemischen Zusammensetzung, — nicht steil verlaufen, kann man aus dem Diagramm die charakteristischen Züge der gabbroiden Gesteine der Kalk-Alkalreihe ablesen.

Der Verlauf der Kurven im Diagramm zeigt eine typisch pazifische Differentiation. Die Punkte von *al* liegen entlang einer, nach sinkendem *si* hin fallenden Linie. Mit sinkendem *si* wird die Streuung vielleicht etwas grösser. *fm* ist hoch und seine Werte liegen bei einer mit sinkendem *si* steigenden Linie, die an der linken Seite nach oben biegt; *al* und *c* nehmen mittlere Werte ein. Die Werte von *c* liegen in dem linken Teil des Diagrammes höher, als die *al*-Kurve. Bei etwa $si = 118$ wird $c = al$. Mit steigendem *si* sinkt die Kurve von *c*. *alk* ist niedrig, seine Werte sind kleiner als *c* und *al* und sie steigen nach rechts. Die Differenz $al - alk$ ist gross, sie schwankt zwischen 9.0 und 21.0; $alk : (al - alk)$ nimmt mit sinkendem *si* ab. Die Isotalie liegt hoch (ausserhalb des Diagrammes), etwa zwischen $si = 170$ und $si = 200$.

Einige der Punkte weichen von den eingezeichneten Kurven etwas mehr ab. Diese kleinen Abweichungen können teilweise auf kleine Differentiationsunterschiede zurückgeführt werden. Sie sind nicht grösser, als bei einer unzweifelhaften Eruptivserie.

Im $k-mg$ -Diagramm (Fig. 61) fallen alle Punkte in ein eng umgrenztes Feld, nicht weit entfernt von der Ordinate. Dieses Feld liegt genau dort, wo die Projektionspunkte der gabbroiden Magmen erscheinen. Die Mittelwerte von k und mg geben einen Projektionspunkt, der zwischen die Punkte von Ossipitgabbro und Normalgabbro fällt.

Im $(al-alk) - c$ -Diagramm (Fig. 62) fallen alle Punkte dicht nebeneinander und bilden ein sehr kleines Feld.

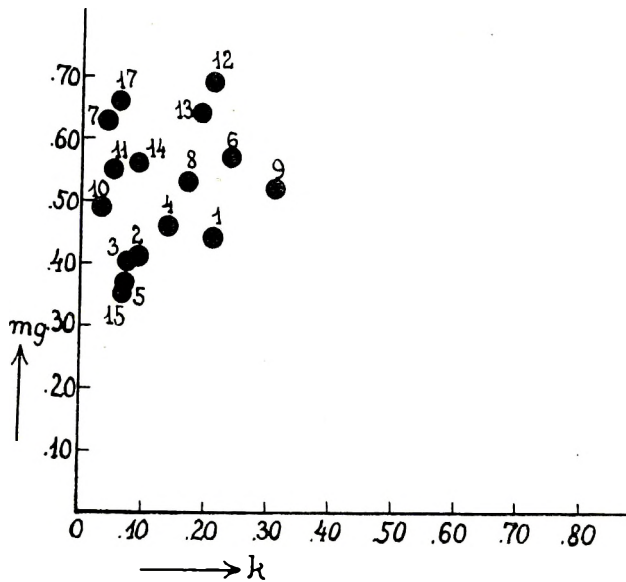


Fig. 61. $K-mg$ -Diagramm der Amphibolite.

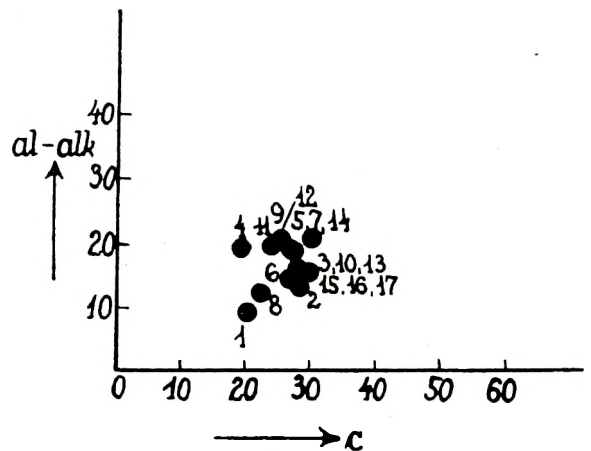


Fig. 62. $(al-alk) - c$ -Diagramm der Amphibolite.

Die qz -Werte sind in folgender Hinsicht interessant. Wir wollen sie zuerst in zwei Gruppen teilen. Die erste Gruppe umfasst die qz -Werte der Epidotamphibolite, die zweite die der übrigen Amphibolite.

I. Epidotamphibolite	II. Amphibolite
qz	qz
1. — 24·0	2. — 8·0
3. — 19·0	5. — 16·0
4. — 25·0	6. — 8·0
9. — 25·0	7. — 26·0 (Klinozoisit 1·26 Vol. ‰)
10. — 23·0	8. — 19·0
13. — 10·0	11. — 18·0
16. — 24·0	12. — 29·0 (Klinozoisitführend)
17. — 31·0	14. — 6·0
Mittelwert: — 22·6	15. — 24·0 (Epidot 2·95 Vol. ‰)
	Mittelwert: — 17·1

Wie aus den Zahlen der beiden Kolonnen und aus den Mittelwerten hervorgeht, sind die negativen *qz*-Werte für die Amphibolite mit *Epidot*mineralien grösser, als für die übrigen Typen.

In der ersten Kolonne zeigt Nr. 13 einen niedrigen *qz*-Wert. Dieses Gestein enthält, wie aus der Physiographie des Gesteins hervorgeht, schmale Quarzadern. In der zweiten Kolonne enthalten die Amphibolite mit hohen *qz*-Werten geringe Mengen von *Epidot*mineralien; diese zeigen hohe negative Werte für *qz*. Jedenfalls scheint die Tendenz zur *Epidot*bildung mehr an die basischeren Typen (mit stärker negativem *qz*), als an die weniger basischen (mit schwächer negativem *qz*) gebunden zu sein.

Wie aus dieser Diskussion hervorgeht, zeigt die chemische Zusammensetzung der analysierten Amphibolite jene Eigenschaften, die den Gesteinen der gabbroiden Gruppe eigen sind. Abweichende Typen sind aus diesem Gebiet nicht bekannt.

In der Zusammenstellung des „Chemismus schweizerischer Gesteine“ findet sich ein Amphibolit, der unter dem Namen „Para-Plagioklasamphibolitfels“ angeführt wird (p. 273). Nach der Benennung dürfte dieses Gestein unzweifelhaft paragenetischen Ursprungs sein. Dieser Amphibolit zeigt folgenden Chemismus:

SiO ₂	47·33%	Die Molekularwerte nach NIGGLI:
TiO ₂	1·58	si = 96·0
Al ₂ O ₃	6·36	al = 7·5
Fe ₂ O ₃	3·51	fm = 51·5
FeO	10·83	c = 35·5
MnO	0·31	alk = 5·5
MgO	8·98	k = 0·26
CaO	16·34	mg = 0·53
Na ₂ O	1·99	ti = 2·4
K ₂ O	1·01	p = 0·33
H ₂ O+	1·63	% _{fm} = 0·69
H ₂ O-	0·09	
P ₂ O ₅	0·39	
Summe	100·35	

Diese chemische Zusammensetzung weicht sehr stark von unseren Analysenwerten ab. Die grössten Differenzen zeigen sich in den Werten von *al* und *c*.

Die Amphibolite der Tremolaserie im Gotthardmassiv werden aus dolomitischen Mergeln unter Stoffzufuhr abgeleitet. Zum Vergleich führe ich die Molekularwerte dieser Amphibolite an („Chemismus schweizerischer Gesteine“, p. 152–155):

	si	al	fm	c	alk	k	mg	ti	p	% _{fm}
1.	124·0	15·5	59·5	17·5	7·5	0·19	0·60	0·70	—	0·30
2.	122·0	19·0	51·5	24·0	5·5	0·18	0·45	5·1	0·89	0·47
3.	120·0	23·0	49·5	18·0	9·5	0·32	0·45	4·1	0·44	0·36
4.	111·0	18·0	50·5	22·5	9·0	0·27	0·44	6·7	—	0·44
5.	96·0	17·0	47·5	34·0	1·5	0·33	0·89	—	—	0·72
6.	89·0	13·0	60·5	23·0	3·5	0·33	0·62	1·7	0·60	0·39

1. Val Tremola ; 2. Poncioni Negri, bei 2395 m, Piora ; 3. loser Block bei San Carlo, stammt wahrscheinlich von Felsen nördl. Lago Cadagno, Piora ; 4. Gotthardtunnel, 1843 m vom Südportal ; 5. Tremolaschlucht ; 6. Piora, aus 2080 m Höhe.

Obwohl hier nur die Daten von 6 Analysen zusammengestellt sind, zeigen einige Molekularwerte etwas grössere Schwankungen : *c* schwankt zwischen 17·5 und 34·0 (beinahe die doppelte Menge!), *alk* zwischen 1·5 und 9·5, *c*/*fm* zwischen 0·30 und 0·72.

Mergelige Gesteine, die nicht umgewandelt wurden, zeigen noch grössere Schwankungen, wie aus der folgenden Tabelle hervorgeht:

TABELLE VI.
MOLEKULARWERTE EINIGER MERGELIGER GESTEINE.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	<i>c</i> / <i>fm</i>
1.	152·0	6·0	35·5	46·5	12·0	0·51	0·49	1·31
2.	160·0	27·0	21·0	45·0	7·0	0·77	0·52	2·14
3.	80·0	24·0	25·5	41·5	9·0	0·55	0·82	1·62
4.	121·0	14·0	46·5	34·5	5·0	0·66	0·90	0·74
5.	142·0	27·5	46·5	15·5	10·5	0·83	0·67	0·33
6.	264·0	24·0	51·0	15·5	9·5	0·92	0·65	0·30
7.	110·0	18·5	32·5	39·0	10·0	0·22	0·63	1·20
8.	133·0	17·0	17·0	58·0	8·0	0·57	0·44	3·61
9.	112·0	15·5	24·0	57·5	3·0	—	0·60	2·4

1. Dolomitischer Sandmergel. Arroio del Cerro, Kalifornien.
2. Mergelschiefer. Rush Creek, Colorado.
3. Schwarzer dolomitischer Mergelschiefer des Keuperschiefers. Mellrichstadt, Franken.
4. Grüner Keupermergel. Schloss Roseck, Unter-Jessingen, Württemberg.
5. Roter Keupermergel. Schloss Roseck, Unter-Jessingen, Württemberg.
6. Dolomitischer Sandmergel, Raceville, N. Y., U. S. A.
7. Miozäner kalkig—mergeliger Sandstein. Mt. Diablo, Kalifornien.
8. Mergelsandstein bis Mergel. St. Gingolph, Genfersee, Schweiz.
9. Opalinus-Tonmergel, Birnenstorf, Aargau, Schweiz.

(1—5 aus ROSENBUSCH—OSANN: Elemente I. c., 6—9 aus P. NIGGLI, F. DE QUERVAIN—R. U. WINTERHALTER: Chemismus schweizerischer Gesteine, Bern, 1930, p. 56, 57, 59, 376).

Diese Tatsachen sprechen dafür, dass die Annahme der Entstehung der Amphibolite aus gabbroiden Gesteinen den beobachteten chemischen und geologischen Verhältnissen am besten entspricht.

Wieweit Injektionen und Sedimentmaterial bei der Bildung der Amphibolite mitgespielt haben, wird vielleicht durch spätere Untersuchungen klargelegt werden.

MINERALBESTAND UND TIEFENSTUFENVERHÄLTNISSE DER AMPHIBOLITE.

Wenn man zunächst von *si* und den relativ niedrig bleibenden Alkalien absieht, sind es drei Werte, die die chemische Zusammensetzung dieser Gesteine kennzeichnen. Das sind nach dem Verfahren von NIGGLI:

Der Tonerdeüberschuss über Alkalien: (*al—alk*), *fm* und *c*. Denkt man sich also *al* mit *alk* im Verhältnis 1 : 1 — wie sie in den Feldspaten gebunden sind, — abgesättigt, bleiben die genannten drei Werte zurück. Die Abhängigkeit von (*al—alk*) und *c* wurde schon an der Fig. 62 demonstriert.

Man kann diese drei Zahlen auch auf die Summe 100 umrechnen und in einem gleichseitigen Dreieck auftragen. (*Al—Fm—C*-Dreieck nach NIGGLI.)

Für die analysierten Amphibolite erhält man folgende Zahlen:

	Al	Fm	C
1.	12·0	61·0	27·0
2.	15·5	51·0	33·5
3.	19·0	45·5	35·5
4.	24·0	51·5	24·5
5.	22·5	46·0	31·5
6.	17·0	53·0	30·0
7.	23·0	42·5	34·5
8.	14·5	59·5	26·0
9.	23·5	47·5	29·0
10.	18·5	48·5	33·0
11.	21·5	50·5	28·0
12.	24·5	45·0	30·5
13.	15·0	54·5	30·5
14.	23·0	44·0	33·0
15.	17·5	53·0	29·5
16.	16·0	54·5	29·5
17.	17·0	50·5	32·5

Die Dreieckprojektion wurde in Fig. 63 dargestellt. Die Projektionspunkte aller Amphibolite fallen in eine Gruppe. Die Punkte bilden ein dicht geschlossenes Feld, welches ungefähr in der Mitte zwischen den Punkten Anorthit und Orthaugit liegt. Die Punkte sind in der Nähe der Linie Anorthit—Orthaugit angehäuft und liegen etwas weiter vom Diopsid-Punkt entfernt.

Durch Addition von Alkalien, Kieselsäure und Eisen kann nach NIGGLI aus dem Dreieck der

aktuelle Mineralbestand in der tiefsten Zone (Katazone) abgelesen werden. Es wären möglich: *Kalifeldspat*, *Plagioklas*, *Quarz*, *Diopsid*, *Orthaugit*, *Almandin* oder *gemeiner Granat*.

Der Gehalt an Kieselsäure ist aber zu klein, die Quarzzahl ist negativ; freie Kieselsäure als Quarz kann daher nur sehr untergeordnet auftreten, oder sie fehlt gänzlich. Der Kalifeldspatgehalt ist gering, er erscheint in den Plagioklasen den Natriumsilikatmolekülen isomorph beigemischt. Statt Orthaugit (Hypersthen) + Plagioklas + Orthoklas können Biotit + Orthoklas auftreten. Diopsid + Orthaugit können Augit ergeben.

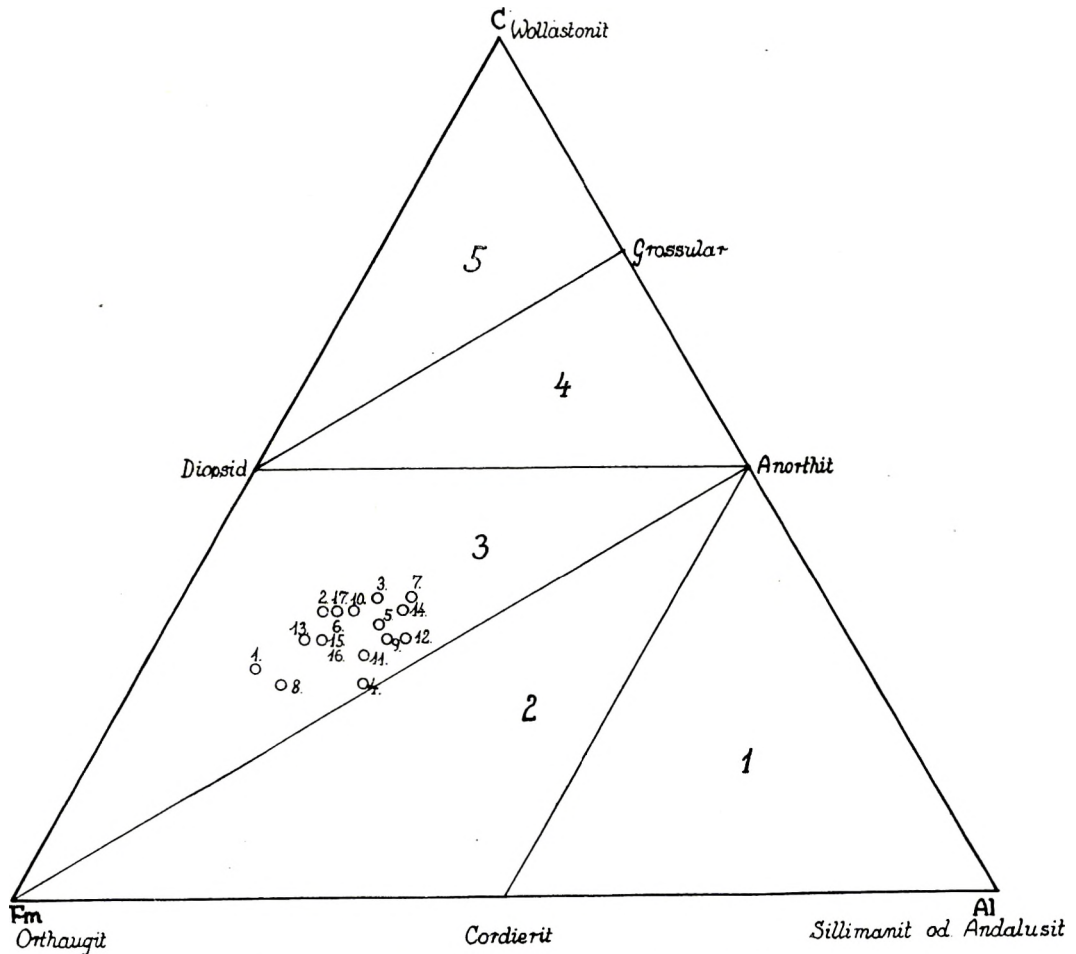


Fig. 63. Dreieckprojektion (Al-Fm-C-Dreieck) der Amphibolite.

Unter mesozonalen Verhältnissen, d. h. in der Amphibolitfazies, haben sich die empfindlicheren Mineralien umgewandelt. Die Pyroxene sind in Hornblende verwandelt worden. Die kalkfreien Orthaugite sind verschwunden, während der weniger empfindliche Diopsid auch unter diesen Verhältnissen stabil sein kann. Wir haben tatsächlich in den Pyroxenamphiboliten Gesteine gefunden, die als Übergänge zwischen der tieferen und mittleren Zone aufgefasst werden. Diese Gesteine vermitteln zwischen Eklogit- und Amphibolitfazies nach der Benennung von ESKOLA. Bereits bei den Pyroxenamphiboliten wurde bemerkt, dass in der Amphibolitfazies die Stabilität des Diopsids nicht nur vom Verhältnis

fm:c abhängt, sondern auch vom Stress. Die Stabilität und die Bildung der Pyroxene wird durch den Einfluss von Stress behindert. Unter den Verhältnissen der Amphibolitfazies, — wo der Stress eine weit grössere Rolle, als der hydrostatische Druck spielt, — wurde die Bildung von Hornblende auf Kosten der Pyroxensubstanz begünstigt.

Die basischen Plagioklase bilden sich unter den Verhältnissen der Mesozone nicht um. Sie zerfallen vielmehr in albitreiche Mischungen (Oligoklas—Andesin) und Zoisit-Klinozoisitmineralien. Auch der Granat wird oft in Hornblende, Plagioklas, eventuell auch in Epidot umgewandelt. In vielen Amphiboliten bleibt jedoch der Granat oder ein Teil desselben unverändert.

Die ursprünglichen Gesteine der Amphibolite waren — wie bereits erwähnt wurde, — *gabbroide Typen* und teilweise *Eklogite*. Aus dem Pyroxen hat sich Hornblende gebildet. In einigen Amphiboliten sind noch Pyroxene erhalten geblieben. Die saussuritischen Bildungen, ferner das Vorkommen von Epidotmineralien lassen sich aus basischeren Plagioklasen ableiten. Die kelyphitischen Bildungen im Amphibolit aus dem Pârâul Rescoalei sind die Relikte der Eklogitfazies.

Infolge tektonischer Momente gelangten die Gesteine in die Amphibolitfazies und hier fand eine Umkristallisierung statt. Hier sind die Pyroxene in den meisten Gesteinen ganz verschwunden; Hornblende und natronreicher Plagioklas bilden die wichtigsten Gemengteile. In den Eklogitamphiboliten, Granatamphiboliten und Pyroxenamphiboliten sind noch Relikte übrig geblieben, während in den Plagioklasamphiboliten ein fast vollständiges Gleichgewicht erreicht wurde.

Manche Amphibolite unterlagen einer dritten Umwandlung, die in eine andere Fazies, in die Grünschieferfazies hinüberführt. Diese Umwandlung besteht in der Bildung hydroxylreicher Mineralien, in erster Linie in der Bildung von Epidotmineralien. Die Epidotmineralien sind auf Kosten der Plagioklase entstanden. Dieser Vorgang ist oft mit Ausscheidung von Muskovit (Serizit) verknüpft. Diese Muskovite dürften auch einen Teil des Natrongehaltes der ursprünglichen Plagioklase enthalten. Es wäre wichtig, die chemische Zusammensetzung dieser Muskovite zu kennen.

In vielen Amphiboliten erscheinen die Zoisit-Klinozoisite in der „saussuritischen“ Form von sehr kleinen Körnern, mit Muskovitschüppchen vermengt. In den typischen Epidotamphiboliten sind die Epidotmineralien mehr individualisiert und in grösseren Körnern ausgebildet.

Wie schon bei der Beschreibung der Epidotamphibolite betont wurde, befinden sich diese Gesteine nicht in vollkommenem Gleichgewicht. Ihre Mineralien haben das Gleichgewicht der Amphibolitfazies überschritten, aber die Grünschieferfazies noch nicht erreicht.

Die Fazies, die den Epidotamphiboliten entsprechen würde, nimmt eine Mittelstellung zwischen Amphibolitfazies und Grünschieferfazies ein. Ich möchte diese Fazies, die in den Südkarpaten eine grosse Verbreitung hat, mit dem Namen „*Epidotamphibolitfazies*“ belegen. Diese Fazies scheint in den Deckgebirgen weit verbreitet zu sein. (Vergl. Kapitel: Allgemeine Betrachtungen über die Amphibolitfazies.)

Pyroxenite, Peridotite und Serpentine.

ALLGEMEINE ÜBERSICHT.

Eine vollkommene Trennung der Peridotite von den Serpentinien ist meist nicht möglich, indem die meisten Peridotite mehr oder minder in Serpentin umgewandelt wurden. Die Serpentine herrschen über den Peridotiten stark vor. Die Peridotite stehen entweder in unmittelbarem Zusammenhang mit Serpentinien, oder aber sie treten in der Gesellschaft der Serpentine auf.

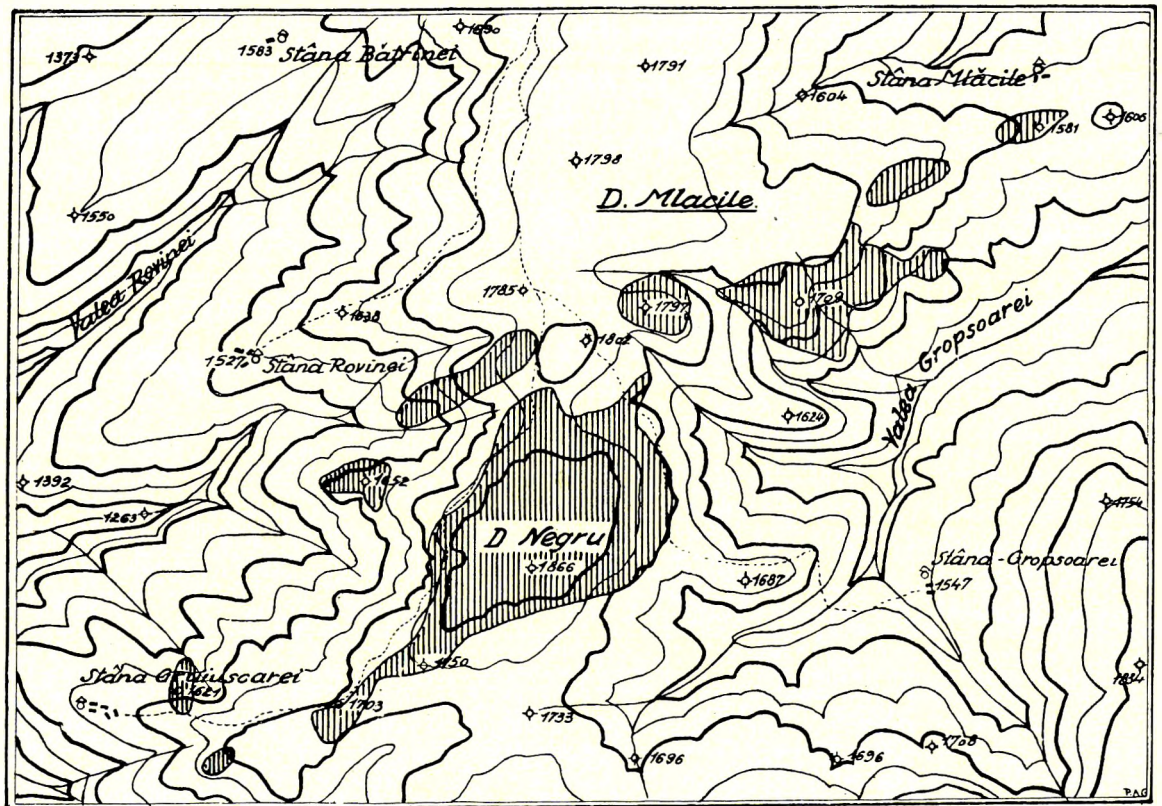


Fig. 64. Serpentinzug des Dealul Negru (Serpentin schraffiert).

Der Serpentin — mit wenig Peridotit — kommt besonders westlich und nordwestlich vom Şurianu in bedeutender Ausbildung vor. Hier bildet er einen etwa 20 km langen, durch kleinere und grössere Unterbrechungen gegliederten, aber doch ziemlich zusammenhängenden Zug, der in der Gegend der Stâna Boului beginnend, über den Titianul und Dealul Negru hinzieht und nördlich vom Jägerhaus Cârpa gegen NO bis zur nördlichen Gegend des Dealul Paltinei und beinahe bis zur Magura-Klause zu verfolgen ist. Einige Teile dieses Serpentinzuges wurden bereits von D. STUR, F. NOPCSA und A. LACKNER erwähnt. Derselbe kommt überall auf den schmalen Kämmen vor und fällt infolge seiner charakteristischen Gestalt und Farbe schon von weitem in die Augen. Die Richtung dieses Zuges fällt in grossen und ganzen mit der allgemeinen Streichrichtung der Paraschiefer zusammen. Da der

Serpentin (und auch der spärlicher vorhandene Pyroxenit) im untersuchten Gebiet in der Decke auftritt, dürfte er wurzellos sein. Es ist sogar leicht möglich, dass diese einen nicht vollständig zusammenhängenden Zug bildenden Serpentinstöcke in die Paraschiefer eingefaltet sind.

Der grösste Serpentinstock des ganzen Gebirges kommt am Dealul Negru (1866 m, Fig. 64–66) vor. Hier bildet der Serpentin eine in SW–NO-licher Richtung längliche, zusammenhängende Masse von einer Länge von etwa 2·25 km. Im nordöstlichen Teil ist der Stock ziemlich breit (etwa 800–840 m), gegen SW wird er in einen schmalen Streifen ausgezogen. Diese mittlere, grosse Masse wird gegen NO, W und SW durch kleinere Serpentin-vorkommen von je kaum 0·05–0·25 km² Oberfläche begleitet. Unmittelbar nördlich des Dealul Negru, auf der Kuppe 1797 m ü. d. M. finden wir einen rundlichen Serpentinleck von etwa 0·12 km Radius. Östlich von diesem Vorkommen (1709 m ü. d. M.) steht ein etwas grösserer Stock an. Die Länge desselben in W–O-licher Richtung beträgt etwa 1 km, die Breite im Durchschnitt ungefähr 0·25 km. Unmittelbar nordöstlich von diesen Punkten, auf den Kuppen 1686 m und 1581 m gliedern sich weitere zwei Vorkommen an.

Etwa 400 m westlich vom Westrand des Serpentinstockes des Dealul Negru, auf der Kuppe 1652 m befindet sich ein kleines Serpentinvorkommen (Länge in O–W-licher Richtung etwa 250 m, Breite 60–90 m). Etwas nordöstlich davon (etwa 230 m) findet man einen kleinen Stock von einer Länge von etwa 600 m in SW–NO-licher Richtung, bei einer Breite von durchschnittlich 100 m.

Westlich vom südwestlichen Ende des Serpentin des Dealul Negru, d. h. etwa 250 m östlich der Stâna Gruiușoarei kommt eine ganz kleine Serpentinmasse vor. Ihre Länge in S–N-licher Richtung beträgt ungefähr 200 m, ihre Breite etwa 90 m. Etwa 430 m südwestlich vom Gruiușoara mare (1740 m) findet man ein kleines Vorkommen von etwa 60–80 m Durchmesser.

Gegen SW folgen die Serpentine des Titianul (Fig. 67 und 68). In der Nähe des Gipfels des Titianul

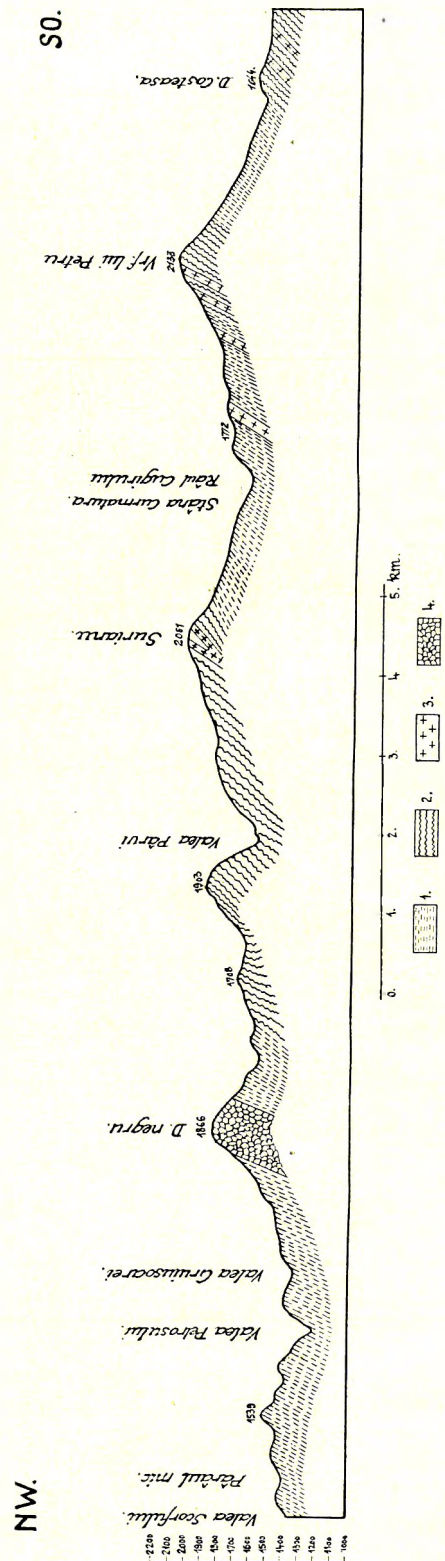


Fig. 65. Profilskizze durch das Școfului-Tal, Dealul Negru, Șurianu, Vârful lui Petru und Dealul Costeasa.
1 = Schiefergneis; 2 = Glimmerschiefer; 3 = Pegmatit; 4 = Serpentin.

kommen vier kleine Stöcke vor. An der Ostseite des Gipfels befindet sich ein etwa 250 m langes Vorkommen; ungefähr 250 m WNW-lich vom Gipfel steht eine, in N-S-licher Richtung ca. 350 m

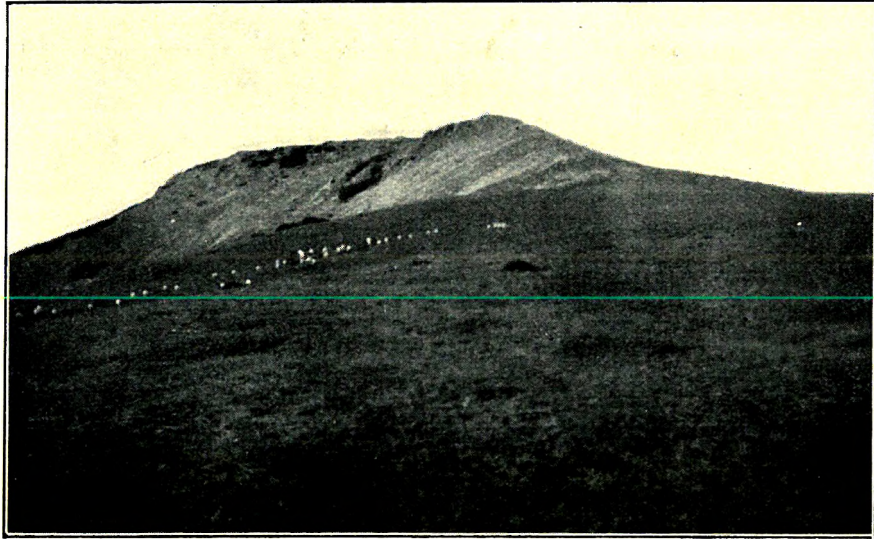


Fig. 66. Serpentinstock des Dealul Negru, von NW aufgenommen.

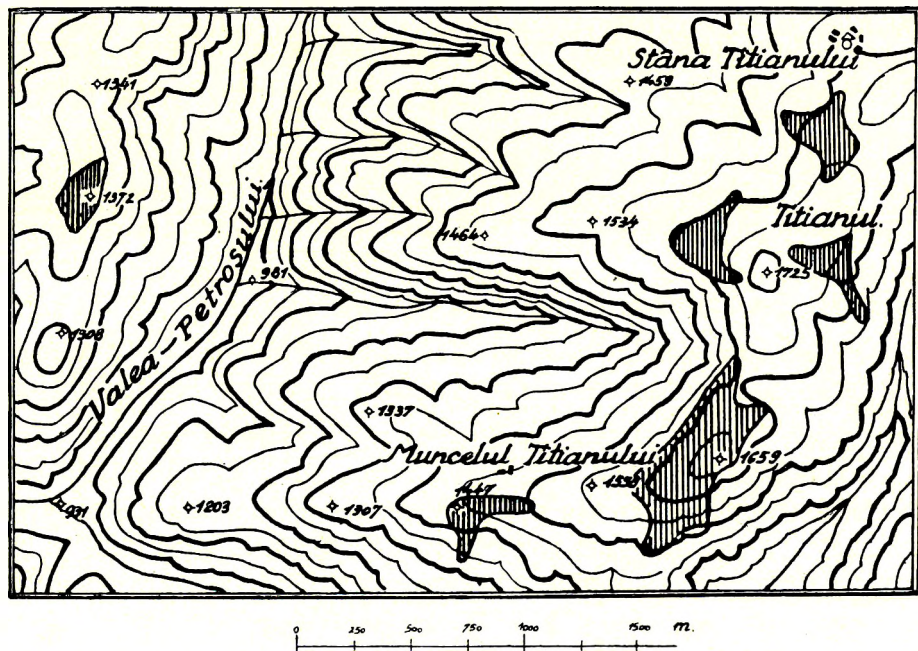


Fig. 67. Kartenskizze der Serpentine in der Gegend des Titianul.

lange Serpentinmasse an; ihre maximale Breite beträgt etwa 200 m. Zwischen dem Gipfel und der Stâna Titianului kommt ebenfalls ein Ausbiss vor.

SSW-lich vom Gipfel des Titianul liegt der grösste Serpentinstock der Titianul-Gruppe. Hier

bildet der Serpentin die höchste Erhebung des Muncelul Titianului (1659 m). Die Länge des Stockes in SW—NO-licher Richtung beträgt ungefähr 0,75 km, die Breite bis 230 m.

Etwa 1 km WSW-lich vom Gipfel des Muncelul Titianului kommt eine ganz kleine Serpentinmasse (1447 m ü. d. M.) vor.

Am südlichen Teil des Rückens des Malea-Berges (etwa 3,5 km westlich vom Gipfel des Titianul) ist die kleine Kuppe (1372 m) aus Serpentin aufgebaut. Dieser Punkt liegt westlich von der Valea Petrosului.

Die nächsten Serpentinorkommen liegen in der Umgebung der Poiana Ditei (Fig. 69). Etwa 450 m nördlich vom Gipfel der Poiana Ditei (1521 m) findet man an der W-Seite der Kuppe



Fig. 68. Serpentinausbiss SW-lich von Stâna Titianului. Im Hintergrund liegt das Gebiet des Rovina-Berges.

1537 m einen kleinen Bronzilitstock. Im südwestlichen Teil der Stâna din Poiana Ditei ist ein kleiner Serpentinausbiss zu finden. Südlich von der Poiana Ditei, zwischen den Koten 1407 m und 1400 m besteht ein etwa 200 m langer Teil des schmalen Kammes aus Serpentin.

In der nordöstlichen Fortsetzung des Dealul Negru-Zuges kommen Serpentine in der Umgebung des Dealul Paltinei und im Râu mare-Tal vor. Im nördlichen Teil des Dealul Paltinei (1647 m), zwischen den Koten 1647 m und 1523 m sind zwei kleine Serpentinmassen aufgeschlossen. Das nördliche, grösste Vorkommen ist in S—N-licher Richtung etwa 380 m lang. Dieser Serpentin zeigt eine schwache Schieferung. Einfallen: $14^{\circ} 40'$. Am westlichen Kamm des Dealul Paltinei, an der Westseite der Kuppe 1505 m findet man einen ganz kleinen Serpentinausbiss. Im Râu mare-Tal, bei der Kote 1286 m wird das Tal durch einen etwa 70 m mächtigen Serpentinstock durchquert. Etwas weiter südlich im Tal ist ebenfalls ein kleines Serpentinorkommen aufgeschlossen.

Beim Ursprung des Valea Dobrei-Tales, d. h. am Kamm zwischen Şurianu und Pârva findet man am südöstlichen Teil der Kuppe 1926 m einen kleinen Serpentinstock aufgeschlossen. Der

Ausbiss liegt zwischen 1800 und 1900 m ü. d. M. (Länge: etwa 150 m). Im Valea Dobrei-Tal, zwischen 1340 und 1430 m (barometrische Beobachtungen) sind zwei kleine Einlagerungen im Paragneis aufgeschlossen.

Im Sebes-Tal, südlich Sugág, in der Nähe des 32. Kilometersteins befindet sich ein kleiner Serpentinausbiss. Unweit vom 37. Kilometerstein, an der linken Talseite findet man einige Blöcke eines Serpentinvorkommens.

Südlich von der Kolonie Bistra, etwa 1·1 km vom Jägerhaus Bistra, am NW-Rücken des Runcul Cailor, findet man an der Kuppe 1378 m einen Aufschluss von Serpentin.

Im Valea Dobra-Tal, in der Nähe der Moara din Coasta Porumbelului sind zwei kleine Serpentinstöcke aufgeschlossen. Diese Vorkommen liegen gegenüber der Mündung des Valea Pogoana-Tales, auf der Kuppe 1204 m und etwas südwestlich davon, unten im Tal. Ihre Länge misst höchstens 200–250 m, ihre Breite höchstens 100 m.

Am Kamm zwischen Frumoasa (2205 m) und Foltea (1971 m) besteht der Gipfel 1917 m aus etwas serpentinisiertem Peridotit. Die roten Granate können mit unbewaffneten Augen beobachtet werden. Länge: etwa 250 m in SSW–NNO-licher Richtung, Breite: höchstens 140 m.

Im Valea Muntelui-Tal, südlich von Resinár, (Fig. 70) tritt der serpentinisierte Peridotit in Begleitung von Amphibolit auf. In diesem Tal (etwa 800 m ü. d. M.) ist ein *Diallagperidotit* aufgeschlossen, der sich gegen S bis etwa 900 m ü. d. M. (barometrische Beobachtungen) fortsetzt. Weiter aufwärts im Tal, in einer Entfernung von ungefähr 200 m kommt wieder eine kleine Masse desselben Gesteins vor. Beide Peridotitmassen liegen in einer Hülle von Amphibolit. Der erste Peridotitstock von ovaloider Form ist in etwa 0·5 km Mächtigkeit im Tal aufgeschlossen. Das südliche Vorkommen ist schwächer

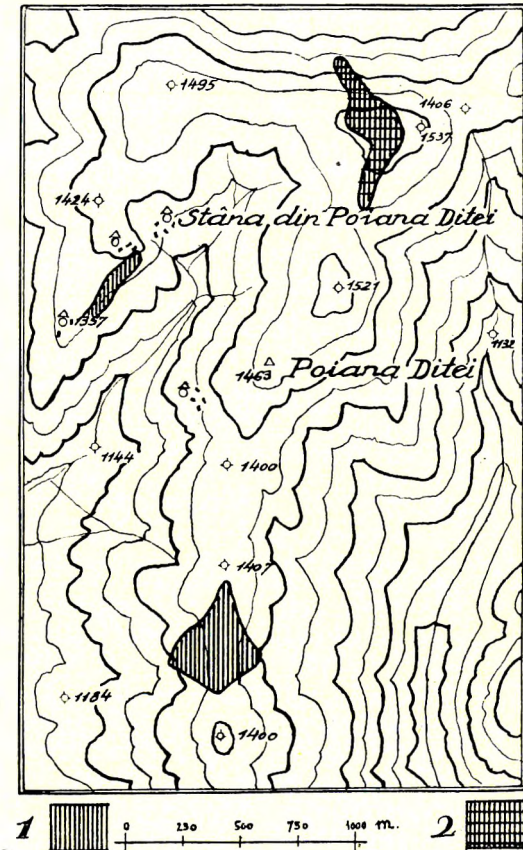


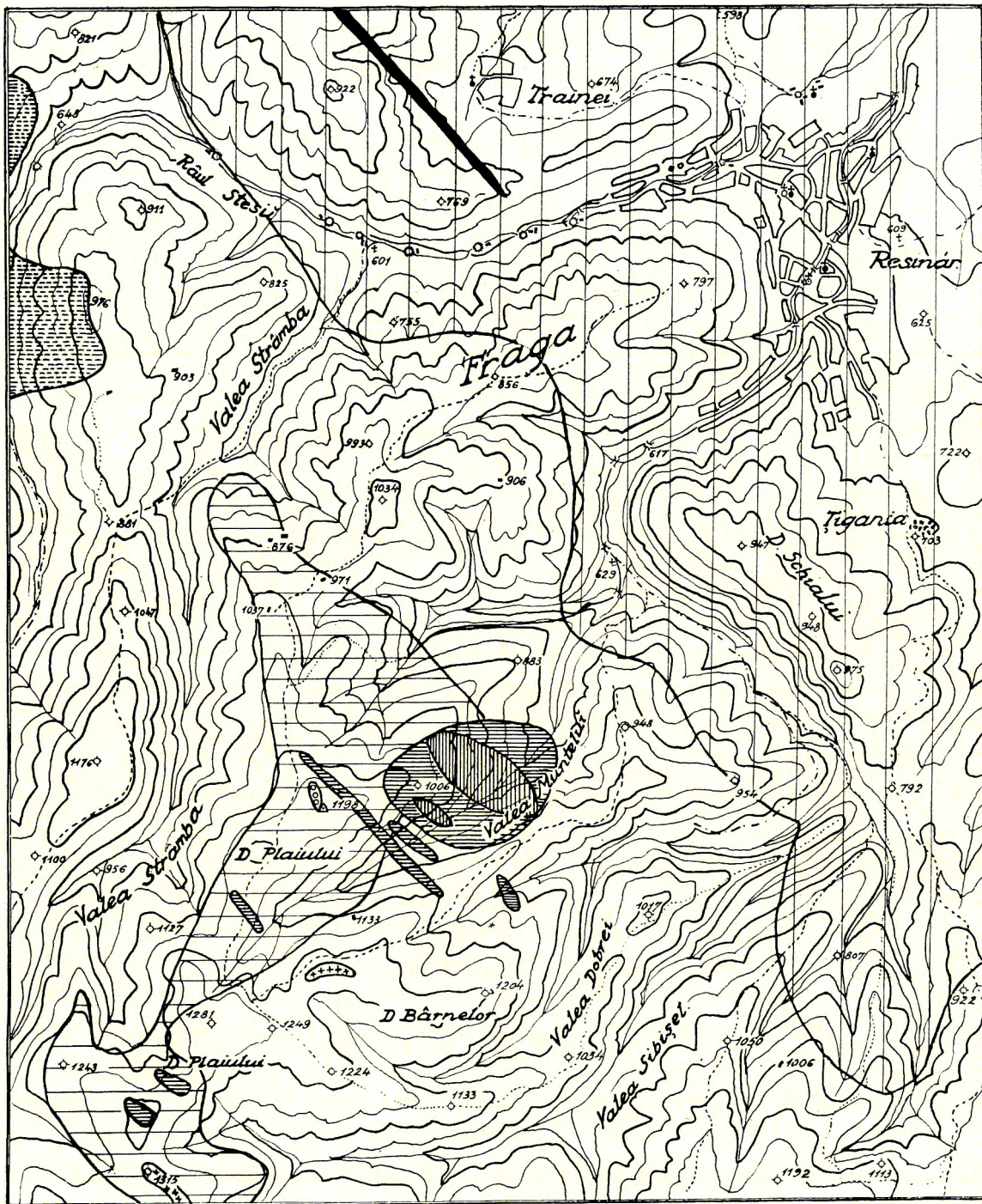
Fig. 69. Kartenskizze der Vorkommen von Serpentin (1) und Bronzite (2) in der Nähe der Poiana Ditei.

(etwa 100 m).

Am nördlichen, sowie am südöstlichen Teil des Gipfels des Gyhan (1411 m) sind zwei kleine Serpentinmassen aufgeschlossen. Beide werden von Amphiboliten begleitet.










Zwischen Valea lui Ivan-Tal und Râul Sadului, auf der Kuppe 1028 m befindet sich ein ganz kleiner Ausbiss (etwa 1 km südlich Fundul Râului).

Am Dealul Clăbucetului (2056 m), an der SW-lichen Seite des Gipfels (unterhalb der Höhenkote 2027 m) ist ein kleiner Olivigrammatitstock aufgeschlossen. Er wird von Amphibolit begleitet.



0 250 500 750 1000 1250 1500 1750

Fig. 70. Geologische Kartenskizze des Gebietes südlich von Resinár. 1 = Schiefergneis ; 2 = Phyllit ; 3 = Glimmerschiefer ; 4 = Augen-

- | | | | |
|---|---|---|---|
|  |  |  |  |
|  |  |  |  |
| |  | | |

gneis ; 5 = Peridotit, Serpentin ; 6 = Amphibolit ; 7 = kristallinischer Kalkstein ; 8 = Pegmatit ; 9 = Quarzit.

Die Peridotite und Serpentine sind von geomorphologischem Standpunkt aus betrachtet nur von geringerer Bedeutung, da sie bloss kleine Massen darstellen.

Der etwa 20 km lange Zug vom Titianul und Dealul Negru ist in tektonischer Hinsicht wichtig, indem derselbe im Streichen der Paragneise auftritt.

Im allgemeinen sind die Peridotite und Serpentine widerstandsfähiger als die Paragesteine, weshalb sie meist als weithin in die Augen springende, aufgesetzte Kuppen erscheinen.

PHYSIOGRAPHIE DER GESTEINE DER PYROXENIT-PERIDOTIT-SERPENTIN-REIHE.

Die Pyroxenite, Peridotite und Serpentine stehen meist in engem Zusammenhang; die meisten Peridotite sind mehr oder minder in Serpentin umgewandelt. Aus diesem Grunde wurden diese Gesteine bei der Beschreibung in eine Gruppe vereinigt. Pyroxenite und Peridotite spielen im untersuchten Gebiet eine viel geringere Rolle, als die weit verbreiteten Serpentine.

BRONZITIT.

BRONZITIT, POIANA DITEI.

Dieses Gestein bildet einen kleinen Stock in der Nähe der Stâna din Poiana Ditei, etwa 350 m nördlich vom Gipfel der Poiana Ditei (1521 m ü. d. M.).

Das massig ausgebildete Gestein hat eine gelblichbraune Farbe. Hier und da lassen sich auch kleine (höchstens 1 cm²), dunkel grünlich-schwarze Flecke beobachten. Megaskopisch kann man bräunlich-gelbe bis bronzefarbene Pyroxene, ferner weisse, glimmerähnliche Blättchen mit Perlmutterglanz, gelbe Erzkörnchen und etwas Kalzit erkennen. Das Gestein ist grobkörnig, sehr zähe und an seiner Oberfläche entsteht infolge der Verwitterungsprozesse eine rötlichgelbe Rinde.

U. d. M. lassen sich folgende Gemengteile bestimmen: *Bronzit*, *Chlorit*, *Talk*, *Augit*, *Pyrrhotin*, *Magnetit*, *Kalzit*.

Der *Bronzit* erscheint in durchschnittlich 1–2 cm grossen, nach der Hauptachse etwas länglichen, aber sonst unregelmässig umgrenzten, xenomorphen Körnern von licht grünlichgelber Farbe. Manche Individuen erreichen Dimensionen bis 2–3 cm. Im Dünnschliff sind die Bronzite farblos bis sehr licht graulichgelb. Die Spaltung nach (100) ist sehr deutlich in den Schnitten $\perp c$ und $\parallel c$ und diese Spaltungslinien sind sehr fein. Die Spaltungslinien nach der prismatischen Spaltung sind stärker, aber weniger zahlreich. Durch die feinen Risse der Spaltung nach (100) zeigt sich in Schnitten $\parallel (010)$ eine faserige Struktur, als wenn eine sehr feine Zwillingslamellierung vorhanden wäre, ähnlich dem Bronzit vom Kupferberg bei Bayreuth (nur die braunen Interpositionen fehlen). In diesen feinen Rissen kann in einigen Fällen *Kalzit* bestimmt werden.

Der Bronzit ist optisch positiv. Die optische Achsenebene liegt parallel zu den feinen Rissen nach (100) und symmetrisch zur prismatischen Spaltung. $2V\gamma = 81.5^\circ$ (Mittelwert), entsprechend etwa 10–12% FeO + MnO. Die Dispersion ist $\epsilon > \nu$ (schwach) um γ . Eine unregelmässige Absonderung quer zur Prismenzone ist oft vorhanden. Pleochroismus kann nicht beobachtet werden.

Die Oberfläche der Bronzite zeigt megaskopisch oft einen Schiller in Bronzfarben. Der Schiller scheint in den etwas mehr zersetzten Individuen stärker zu sein, als in den frischen.

Die kleinen, megaskopisch dunkelgrünen bis grünlichschwarzen Flecke bestehen überwiegend aus *Chlorit*, untergeordnet aus *Talk*. Die Chloritblättchen sind klein, der Durchmesser derselben schwankt überwiegend zwischen 0·05 und 0·66 mm, selten bis 1·7 mm. Der Chlorit ist im Dünnschliff farblos; der optische Charakter ist positiv. Der Achsenwinkel: $2V\gamma = 0^\circ$. Manchmal bilden die Chlorite divergierende Büschel, oder aber sie erscheinen in Form von nach (001) sehr gut ausgebildeten Blättchen. Ab und zu enthalten diese Chloritbüscheln mehrere Talkblättchen, die oft innerhalb der Chlorite ziemlich grosse Gruppen bilden (bis 0·8 mm). Die Chlorite bilden eine megaskopisch dichte, serpentinähnliche Masse.

In den äusseren Partien dieser Chloritgruppen kommt oft viel Talk in der Nähe der Bronzite vor, die die Chlorite umgrenzen. Hier sind die Chlorite etwas grösser, als in der Mitte der Haufen. In den Chloritgruppen sind meist kleine Bronzitreste vorhanden; die Ränder dieser Bronzite sind mit sehr kleinen Talkschüppchen umgeben.

Die Menge des Chlorits ist nicht sehr gross.

Der *Talk* erscheint in weissen, perlmutterglänzenden Schuppen und Blättchen, die oft Dimensionen von einigen mm² erreichen. Er ist optisch negativ, $2V\alpha = 12^\circ$ (Mittelwert), $\gamma - \alpha = 0\cdot045$. Die Blättchen sind nicht elastisch.

Der Talk tritt meist zwischen den Bronzitindividuen auf und seine Blättchen schmiegen sich an die Oberfläche der Bronzite. Die kleinen Talkschüppchen kommen aber auch in den Bronziten längs der Spaltrisse vor. Manche Bronzite führen sogar soviel Talk, dass sie dadurch — in Schnitten parallel zur Hauptachse — fast eine faserige Struktur zeigen. Manche Talkblättchen liegen quer zur Hauptachse im Bronzit.

Der Talk hat sich auf Kosten der Bronzite gebildet, er verdankt seine Entstehung der Umwandlung einzelner Bronziteilchen und daneben hat sich oft etwas *Kalzit* ausgeschieden. Die entstandenen Talkindividuen bilden entweder kleine Haufen von sehr kleinen Schüppchen, oder aber sie erscheinen in der Form von grösseren Blättchen.

In den Querrissen der Bronzite findet man manchmal ein gelblich oder bräunlich gefärbtes, faseriges Mineral. Die Längsrichtung der schwach doppelbrechenden Fasern entspricht α . Diese kurzen Fasern stehen manchmal senkrecht zu den Querrissen, oder sie sind etwas gebogen. Diese in sehr kleiner Menge vorhandene Substanz dürfte Serpentin sein.

Sehr spärlich tritt ein im Schliff farbloser *Augit* in xenomorphen Körnern auf; $\gamma : c =$ etwa 4° .

Magnetit kommt in sehr kleinen, beinahe staubähnlichen Körnern in einigen Bronziten vor. Die sehr kleinen Körnchen bilden meist einzelne Haufen.

Pyrrhotinkörner werden oft beobachtet. Die Körner zeigen unregelmässige Umgrenzung. Sie treten in den Bronziten und manchmal in den Kalziten auf. Die Körner erreichen Dimensionen bis 3 mm. Herr Adjunkt F. PAPP hat diesen Pyrrhotin auch chalkographisch untersucht und er hat folgendes festgestellt: „Das Mineral zeigt zwischen gekreuzten Nicols eine schwache Anisotropie, bei nicht gekreuzten Nicols erscheint es rosafarbig. Salpetersäure, Kaliumhydroxid und Salzsäure haben nach einer Einwirkung von 1–2 Minuten keine merklichen Spuren hinterlassen.“ Bei beginnender Verwitterung bildet sich Limonit aus dem Pyrrhotin.

Der *Kalzit* ist megaskopisch schneeweiss; er bildet hier und da einige mm² grosse Flecke. Stellenweise scheint er ganz zu fehlen.

Das Gestein zeigt keine Spuren von textueller Kristallisationsschieferung.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	51·36 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·19
Al ₂ O ₃	13·60
Fe ₂ O ₃	2·19
Cr ₂ O ₃	0·39
FeO	5·71
MnO	0·05
MgO	21·07
CaO	0·69
Na ₂ O	1·15
K ₂ O	0·17
H ₂ O+110°	2·94
H ₂ O-110°	0·11
CO ₂	0·30
P ₂ O ₅	0·01
SO ₃	0·18
Summe	100·11

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 3·068 (T. TAKATS).

Für einen typischen Bronzitit enthält das Gestein zu viel Tonerde. Ein Teil derselben kommt im Bronzit vor. Der überwiegende Teil muss aber im Chlorit stecken.

Die Parameter nach OSANN: $s = 51·68$, $A = 1·22$, $C = 0·74$, $F = 38·18$, $T = 6·22$, $n = 9·10$, Reihe = α , $k = 1·10$; $a = 0·9$, $c = 0·6$, $f = 28·5$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 107·0$, $al = 17·0$, $fm = 79·0$, $c = 1·5$, $alk = 2·5$, $k = 0·09$, $mg = 0·83$, $qz = -3·0$, $fi = 0·30$, $p = 0·01$, $h = 20·34$, $co_2 = 0·85$, $so_3 = 0·27$, $c/fm = 0·02$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

In diesem Typus gibt NIGGLI als den höchsten Wert für $si = 100$, für $al = 11$ an. Im analysierten Gestein sind al und si etwas grösser. Die Werte von fm , c und alk stimmen gut überein.

Aus diesem Typus: $si = 60·0$, $al = 11·0$, $fm = 82·0$, $c = 0·5$, $alk = 6·5$, $k = 0·96$, $mg = 0·61$, Schnitt = I. (*Glimmerperidotit*, Kaltes Tal, Harz.)

Ferner: $si = 100·0$, $al = 4·5$, $fm = 88·5$, $c = 5·5$, $alk = 1·5$, $k = 0·13$, $mg = 0·87$, Schnitt = I. (*Hypersthenit*, Noosemann, Westaustralien.)

Typus des *hornblendit-pyroxenit-peridotitischen Magmas*: $si = 80·0$, $al = 10·0$, $fm = 74·0$, $c = 14·0$, $alk = 2·0$, $k = ?$, $mg = 0·72$, Schnitt = II.

Bezüglich des Wertes von al zeigt das hier analysierte Gestein einen Übergang zum hornblenditischen Magma, wo $al > 10$.

Wegen des hohen Gehaltes an Chlorit kann dieses Gestein nicht als typisches Mitglied der Bronzitreihe betrachtet werden. Das ursprüngliche Mineral, aus welchem der Chlorit entstand, kann nicht bestimmt werden. Die Bildung der Chlorite ist keinesfalls die Folge von Verwitterungsprozessen.

SERPENTINISIERTER, GRANATFÜHRENDER BRONZITPERIDOTIT.

SERPENTINISIERTER, GRANATFÜHRENDER BRONZITPERIDOTIT, FOLTEA.

Der kleine Stock bildet den Gipfel (1917 m) am Kamm zwischen Frumoasa (2205 m) und Foltea (1971 m), NNW-lich vom Căndrelu.

Das Gestein ist dicht, schwärzlich grün, mit etwas bräunlichem Stich, ab und zu etwas lichter grün gefärbt. Megaskopisch können nur die roten Granate erkannt werden. Die Textur ist massig, ohne Spuren einer Schieferung. Mit dem Hammer lässt sich das Gestein — wegen seiner grossen Zähigkeit — schwer bearbeiten. Durch die Einwirkung der Atmosphären bildet sich eine rötlichbraune Verwitterungskruste an der Oberfläche der Blöcke.

U. d. M. erkennt man folgende Gemengteile: *Olivin*, *Bronzit*, *Serpentin*, *Granat*, *Hornblende*, *Diallag* (wenig), *Chlorit*, *Pyrit*, *Picotit*, *Magnetit*, *Kalzit*.

Der *Olivin* scheint der vorherrschende Gemengteil zu sein. Die xenomorphen Individuen dieses Minerals erscheinen meist in kleine (0.03 bis 0.1 mm) Körnchen aufgelöst, die durch Serpentin voneinander getrennt sind (Maschenstruktur). Meist zeigen viele nebeneinander liegende, kleine Körnchen dieselbe Orientierung; diese Körnchen gehören einem ursprünglich einheitlichen Individuum an. Die Dimensionen dieser ursprünglich einheitlichen Individuen schwankten zwischen 0.1 bis 0.7 mm.

Der *Olivin* ist im Dünnschliff farblos; $\gamma - \alpha = 0.0365$, $2V =$ etwa um 90° herum.

Der *Bronzit* hat keine selbständige Form; er ist xenomorph und bildet meist unregelmässig umgrenzte, eckige Körner. Manchmal sind seine Körner nach der Hauptachse etwas gestreckt. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.25 und 0.6 mm, selten bis 0.5 mm. Manchmal stehen die scheinbar ohne Verbindung, durch Olivinkörner abgetrennten, isolierten Bronzitkörner zueinander genau parallel.

Der *Bronzit* ist im Dünnschliff farblos, mit sehr schwach gelblichgrauem Stich. Pleochroismus fehlt. Die Spaltung nach (100) zeigt sich in dünnen, feinen Linien. Schnitte senkrecht zur Hauptachse zeigen auch die prismatischen Spaltrissen. An diesen Schnitten tritt γ aus. Die Achsenebene liegt \parallel (100). $2V\gamma = 87^\circ$ (Mittelwert). $\gamma - \alpha = 0.010$. Diesen Werten dürfte etwa 10–13% FeO + MnO entsprechen.

Manche Bronzite enthalten sehr dünne, zwischen gekreuzten Nicols etwas stärker doppelbrechend erscheinende Einschlüsse. Diese sind entlang der Spaltrisse, parallel zur Hauptachse, lang ausgezogen und löschen nicht gleichzeitig mit dem Bronzit aus. In einigen Fällen konnte festgestellt werden, dass der braune Amphibol (siehe später) in der Form von sehr dünnen Fäden in den Bronzit — längs der Spaltrisse — hineindringt. Es ist möglich, dass auch die anderen langen Fäden aus diesem Mineral bestehen.

Als Einschlüsse im Bronzit kann man mitunter auch kleine Magnetitkörnchen beobachten.

Die Verteilung der Bronzite scheint unregelmässig zu sein. Sie erscheinen häufig in der Nähe der Granate. Einige Bronzite sind etwas gebogen.

Der *Serpentin* bildet einen wichtigen Gemengteil. Seine sehr dünnen Faserchen scheinen im Dünnschliff federartig an beiden Seiten der aus Magnetitkörnchen gebildeten „Achse“ angeordnet zu sein. Die Magnetitkörnchen bilden keine vollkommen zusammenhängenden Schüre. Die Faserachsen stehen entweder normal oder aber schief zur Achse. Die Längsrichtung der Fasern ist α .

Die Serpentinbildung ging überwiegend vom *Olivin* aus. Aber auch manche Pyroxene scheinen in geringem Massstab einer Serpentinisierung zu unterliegen, besonders längs der Spaltrisse. In den stark serpentinisierten Partien sind die kleinen Körnchen der Olivine und Pyroxene in die Serpentinsubstanz, — wie in eine Grundmasse — eingebettet. Der Serpentin ist manchmal in der Nähe der Magnetitkörner schwach lichtbräunlich gefärbt; diese Färbung dürfte mit der limonitischen Umwandlung der Magnetite in Zusammenhang stehen. An solchen Stellen wurden die äusseren Partien der Magnetite mehr oder weniger in Limonit umgewandelt.

Die Serpentinfasern sind — besonders zwischen den Olivinkörnchen — zwischen den Magnetitschnüren angeordnet u. zw. im Dünnschliff beiderseits der Magnetitschnüre, die als „Achsen“ des Serpentin erscheinen. Die Länge der Faserchen schwankt meist zwischen 0·016 und 0·05 mm. Sehr oft liegen die kleinen Magnetitkörner, welche die Achse bilden, in einer geringen Entfernung von einander. In diesem Falle zeigen die zwischen den Magnetitkörnchen eingeschlossenen Partien eine Orientierung, wo die Richtung, welche mit der Längsachse der Magnetite zusammenfällt, der kleinsten Elastizität entspricht.

Hier und da kommt die Serpentinsubstanz ohne Magnetitachse vor. In diesen Fällen zeigen die Serpentinfasern unregelmässige, manchmal divergierende Lage; sie sind aber auch hier α -Serpentin. Manchmal kommen zwei parallele Magnetitachsen vor; hier treten auch die Serpentinfasern in zwei Reihen (im Dünnschliff) auf.

Die Verteilung des Serpentin im Gestein scheint regellos zu sein. Man bekommt doch den Eindruck, dass der Serpentin in der Nähe der Granate mehr zurücktritt, als in den granatfreien Teilen des Gesteins.

Der *Pyrop* kommt in unregelmässiger Verteilung und nicht grosser Menge vor. Pro Dünnschliff findet man nur einige Granatkörner. Der Durchmesser der (im Schnitt) elliptischen oder rundlichen Körner schwankt meist zwischen 1·0 und 2·5 mm, seltener bis 8 mm. Im Dünnschliff sind die Pyrope licht rosenrot und zeigen sehr viele Risse. Eine Anisotropie wurde nicht beobachtet.

Fast alle Granate enthalten viele Einschlüsse von *Rutil* in der Form von sehr kleinen ellipsoidischen, kugelförmigen oder terminal abgerundeten, prismatischen Körnchen. Der Rutil zeigt einen ziemlich starken Pleochroismus: ω = licht schwefelgelb, ε = dunkel dottergelb. Oft treten die Rutilc in der Form von langen, sehr dünnen Nadeln auf. Diese sind manchmal in Reihen angeordnet, welche sich beinahe rechtwinklig kreuzen.

Die Granate sind immer in eine Kelyphithülle (Tafel IX, Fig. 4 und 5) eingehüllt. Die Dicke der Kelyphitzonen schwankt meist zwischen 0·33 und 1·6 mm. Der Kelyphit wird von sehr dünnen, meist unregelmässig wellenförmig gebogenen Fasern gebildet. Der grösste Teil der Fasern

besteht aus *braunem Amphibol*, der in der Form von schlauchartigen, dünnen Fäden manchmal die ganze Kelyphitzone in einheitlicher Orientierung durchzieht. Oft wird er in seinem Verlauf durch einen verschieden orientierten Amphibolfaden abgelöst. Viel untergeordneter tritt im Kelyphit ein anderes farbloses Mineral auf, welches ebenfalls in Faserform erscheint. Dieses Mineral ist ein farbloser, rhombischer Pyroxen, wahrscheinlich Bronzit. Amphibol und Pyroxen bilden oft unregelmässige Durchwachsungen. Die Kelyphitzone wird oft entweder gänzlich, oder nur teilweise von brauner Hornblende umgeben. Daneben kommen hier in der Umrandung auch einige Bronzit- und auch Olivinkörner vor.

Im Kelyphit findet man ab und zu sehr kleine *Magnetit*körnchen.

Die Bronzite kommen vorwiegend in der Nähe der Granate vor, während der Serpentin hier zurücktritt.

Die *braune Hornblende* kommt im Kelyphit, in der Nähe der Granate und ausserdem zwischen den Pyroxen- und Olivinkörnern vor. Seine Menge ist sehr gering. Seine Körnchen sind sehr klein (maximum 0.17 mm) und regellos begrenzt. Der Pleochroismus ist stark: α = lichtgelb, β = licht rotbraun, γ = rotbraun. $\gamma : c$ = etwa 14° (Mittel aus 4 Messungen). Als Einschluss in der Hornblende wurde *Magnetit* beobachtet.

Sehr selten lassen sich sehr kleine, xenomorphe, im Dünnschliff farblose bis sehr licht graulich-gelbliche Körnchen von *Diallag* beobachten. Die vollkommene Teilbarkeit nach (100) lässt sich gut erkennen. Pleochroismus fehlt. $\gamma : c$ = etwa 43° .

Zwischen den Serpentinfasern kann man selten einige *Chlorit*blättchen erkennen. Die Blättchen sind grün und deutlich pleochroitisch in lichtgrünen und licht gelblichgrünen Tönen. Die Doppelbrechung ist sehr schwach.

Der *Magnetit* erscheint in der Form von unregelmässig umgrenzten, sehr kleinen Körnchen, die sich meist in fadenförmigen Reihen aneinander gliedern; sie bilden die „Achsen“ im Serpentin. Manchmal bilden die Körnchen kleine Anhäufungen.

Der *Pyrit* kommt in kleinen, regellos begrenzten Körnchen vor.

Der *Picotit* ist ein seltener Übergangsteil in der Form von sehr kleinen, krappbraun durchsichtigen, kleinen Körnchen, die hier und da von Magnetit umgeben sind.

Sehr selten kann man die Spuren eines farblosen Karbonatminerals — *Kalzit* — als sekundäres Verwitterungsprodukt erkennen.

Das Gestein zeigt keine Schieferung.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	37.83%
TiO ₂	0.29
Al ₂ O ₃	12.47
Fe ₂ O ₃	0.10
Cr ₂ O ₃	0.33
FeO	4.83
MnO	0.10
MgO	32.15
CaO	3.56

Na ₂ O	1·83
K ₂ O	0·11
H ₂ O + 110°	5·85
H ₂ O - 110°	0·18
CO ₂	0·22
P ₂ O ₅	0·02
SO ₃	0·38
Summe	100·25

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 3·036 (T. TAKÁTS).

Die entsprechenden Parameter nach OSANN: $s = 36·37$, $\Lambda = 1·77$, $C = 3·68$, $F = 50·60$, $T = 1·77$, $n = 9·66$, Reihe = α , $k = 0·53$; $a = 1·0$, $c = 1·9$, $f = 27·1$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 58·0$, $al = 11·5$, $fm = 80·0$, $c = 5·5$, $alk = 3·0$, $k = 0·04$, $mg = 0·92$; $qz = -54·0$, $fi = 0·33$, $p = 0·01$, $h = 29·75$, $co_2 = 0·46$, $so_3 = 0·43$, $c_{fm} = 0·07$, Schnitt = I.

Charakteristisch ist der hohe Gehalt an MgO. Daneben ist auch Al₂O₃ ziemlich reich vorhanden u. zw. überwiegend im Pyrop, ferner in den Hornblenden und Pyroxenen. Der Gehalt an S steckt im Pyrit.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Aus diesem Typus: $si = 60·0$, $al = 11·0$, $fm = 82·0$, $c = 0·5$, $alk = 6·5$, $k = 0·96$, $mg = 0·61$ Schnitt = I. (*Glimmerperidotit*, Kaltes Tal, Harz.)

Ferner: $si = 60·0$, $al = 4·0$, $fm = 86·0$, $c = 8·0$, $alk = 2·0$, $k = ?$, $mg = 0·80$, Schnitt = I. (*Wehrilit*, Frankenstein, Odenwald.)

Das analysierte Gestein besitzt genau denselben Chemismus, wie die Gesteine des pyroxenitischen Magmas.

SERPENTINISIERTER DIALLAGPERIDOTIT.

SERPENTINISIERTER DIALLAGPERIDOTIT, VALEA MUNTELUI, BEI RESINÁR.

Die geologischen Verhältnisse dieses Vorkommens wurden bereits erwähnt. Das Gestein ist zuerst durch MÖCKEL beschrieben worden. Ich beschränke mich nur auf die wichtigsten Daten.

Das Gestein besitzt dunkelgrüne bis grünlich schwarze Farbe und zeigt keine Schieferung. Megaskopisch kann man nur Pyroxene, seltener Olivin und viel Serpentin erkennen.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Diallag*, *Olivin*, *Hornblende*, *Serpentin*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Kalzit*.

Der *Diallag* bildet unregelmässig umgrenzte oder nach der Hauptachse etwas längliche, im Dünnschliff farblose Körnchen. Die Spaltung nach (100) zeigt sich in der Form von feinen Linien. Schnitte quer zur Prismenachse lassen die Spaltrisse nach (110) erkennen. Korngrösse: 0·3 bis 3·0 mm, seltener bis 10 mm. $\gamma : c = \text{etwa } 41^\circ$. Der *Diallag* zeigt oft mehr oder minder eine Umwandlung in *Uralit*. Die *Uralit*-bildung schreitet von den randlichen Teilen nach dem Zentrum hin, entlang der Spaltrisse fort. Die gebildete *Hornblende* ist meist faserig. $\gamma : c = 17^\circ$.

Der *Olivin* erscheint in regellos begrenzten, abgerundeten Körnern, die meist sehr stark ser-
pentinisiert wurden. Die Bildung des Serpentin ist so weit fortgeschritten, dass die einzelnen, ursprüng-
lich im Zusammenhang gewesenen Teile desselben Individuums durch die Serpentinsubstanz von-
einander getrennt wurden.

Der Olivin ist im Dünnschliff farblos, $2V = \text{um } 90^\circ$ herum. An Menge kommt der Olivin
dem Diallag gleich.

Der *Serpentin* kommt entweder nur zwischen den Olivinkörnchen vor, oder aber er bildet den
grössten Teil des Gesteins. Der Serpentin zeigt faserige Ausbildung. Die Längsrichtung der Fasern
fällt mit α zusammen. Die Fasern sind oft um eine Achse aus Magnetitkörnchen ausgebildet und die
Längsrichtung der Fasern steht manchmal beinahe senkrecht zum Magnetitfaden. *Antigoritserpentin*
kommt spärlicher vor.

Weisse oder lichtgrüne, bis einige cm mächtige Äderchen von *Chrysotil* können ebenfalls
beobachtet werden. Gelblichweisse *Grammatit*fasern kommen stellenweise, aber selten vor.

Der *Chlorit* erscheint manchmal in Begleitung von Uralit in kleinen Haufen oder im Diallag.
Er hat sich auf Kosten des Diallags gebildet. Seine kleinen Blättchen sind sehr lichtgrün gefärbt. Der
optische Charakter ist positiv.

Der *Magnetit* kommt entweder in Begleitung des Serpentin oder als Einschluss im Diallag
vor. Im letzten Mineral tritt der *Magnetit* entlang der Spaltrisse auf. Einige rötlichbraun durchsichtige
Körnchen gehören vielleicht dem *Chromit* an.

Der *Kalzit* kommt als sekundäres Produkt in kleinen Haufen oder in sehr schmalen Adern vor.

PYROXENIT UND DESSEN UMWANDLUNGSPRODUKTE.

PYROXENIT UND DESSEN UMWANDLUNGSPRODUKTE, VALEA MUNTELUI.

Der Peridotit enthält einige cm mächtige, manchmal einige m lange Adern von einem grünen
Gestein, in dem megaskopisch nur Pyroxene, Hornblenden und Chloritblättchen zu unterscheiden sind.
Die Grenze zwischen Peridotit (resp. Serpentin) und Ganggestein ist nicht scharf, ein allmählicher
Übergang ist vorhanden.

Diese Gesteine wurden ebenfalls durch MÖCKEL beschrieben. In den folgenden Zeilen gebe ich
die Resultate seiner Untersuchungen wieder.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Diallag*, *Hornblende*, *Augit*
(*Uralit*), *Serpentin*, *Chlorit*, *Zoisit*, *Magnetit*.

Der *Diallag* bildet unregelmässig umgrenzte oder nach der Hauptachse etwas längliche (bis
5 mm grosse) Körner, die hier ebenfalls viele Magnetitkörnchen enthalten. Die Erzkörner liegen entweder
längs der Spaltrisse, oder aber sie sind in kleinen Gruppen angehäuft. Der *Diallag* wurde mehr oder
minder in Uralit umgewandelt und man kann alle Übergänge bis zur vollständigen Umwandlung in
Hornblende beobachten.

Zwischen den grösseren Diallagen kann man in den wenig umgewandelten Gesteinspartien
kleinere, farblose *Augit*körnchen beobachten. Die *Augite*, begleitet von Chloritblättchen und etwas Horn-
blende bilden unregelmässige Haufen zwischen den Diallagkörnern. Die grösseren Diallagkörner sind
von Chlorit und Hornblende durchwachsen.

Der *Serpentin* kommt in Adern und Haufen vor. Er ist faserig ausgebildet.

Meist ist aber der Diallag fast ganz verschwunden und die überwiegenden Gemengteile sind Hornblende und Chlorit. Beide sind aus der Umwandlung der Diallage hervorgegangen. Daneben treten auch Zoisit und etwas Bastit (Serpentin) auf. Infolge der weiter fortgeschrittenen Umwandlung kann der Diallag ganz verschwinden und dadurch entstehen Gesteine, die aus *Hornblende* und *Chlorit* bestehen.

In diesen Gesteinen ist die *Hornblende* dunkler gefärbt, mit ziemlich starkem Pleochroismus: α = licht gelbgrün, β = blassgrün, γ = blass bläulichgrün. $\gamma:c = 27^\circ$ (nach MÖCKEL). Der Chlorit zeigt einen ziemlich starken Pleochroismus: $\alpha = \beta$ = lichtgrün, γ = lichtgelb. Er ist optisch positiv, der Achsenwinkel beträgt 0° .

Die Struktur zeigt hier porphyroblastische Ausbildung: die grösseren Hornblenden und Chlorite (bis 1.5 mm) liegen in der granoblastischen, überwiegend aus etwas kleineren Hornblenden aufgebauten Grundmasse eingebettet.

Dünne Adern aus Faserserpentin kommen häufig vor und sie durchqueren regellos das Gestein.

Die Armut an Magnetit fällt auf. Das Eisen wurde bei der Umwandlung des Pyroxens in dunkel gefärbten Amphibol restlos verbraucht.

OLIVINGRAMMATITIT.

OLIVINGRAMMATITIT, DEALUL CLÄBUCETULUI.

Am Dealul Cläbucetului (2056 m), an der südwestlichen Seite des Gipfels, unterhalb der Höhenkote 2027 m, stösst man auf einen kleinen Stock eines serpentinfähnlichen Gesteins. An der südlichen Seite wird das Gestein von Amphibolit begleitet. Beide Gesteine bilden Einlagerungen im Granatglimmerschiefer mit Disthen, Staurolith und Turmalin.

Dieses interessante, sehr zähe Gestein besitzt eine dunkel grünlichgraue Farbe. Megaskopisch kann man ein farbloses bis licht gelbliches, dünn prismatisch bis faserig ausgebildetes Mineral, die Blättchen eines weissen, glimmerähnlichen Minerals, ferner dunkelgrüne, sehr kleine Körnchen unterscheiden. Mit der Lupe erkennt man auch einige Chloritblättchen und etwas Pyrit. Die Verwitterungskruste ist rotbraun und an den etwas verwitterten Stellen kann man das dünn prismatisch bis faserig ausgebildete Mineral als Grammatit erkennen. Die Textur des Gesteins ist massig, ohne Schieferung.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Grammatit*, *Olivin*, *Chlorit*, *Talk*, *Magnetit*, *Pyrit*, *Kalzit* (minimal).

Der grösste Teil des Gesteins besteht aus *Grammatit*. Er bildet im Dünnschliff farblose, lange, dünne Individuen, an welchen manchmal die Form $\{110\}$ zu erkennen ist. Terminal beobachtet man unregelmässige, oft etwas ausgezogene, nadelförmige Endigung. An Schnitten senkrecht zur Prismenzone lässt sich selten auch die Form $\{010\}$ beobachten. Die Länge der Grammatite schwankt überwiegend zwischen 0.12 und 0.83 mm; einige erreichen Längen bis 1.5 mm. An den Schnitten quer zur Hauptachse sieht man die charakteristischen, scharfen Spaltrisse nach den Prismenflächen. Durchschnitte ungefähr parallel zur Hauptachse lassen Querrisse erkennen, die senkrecht oder schief zur Hauptachse verlaufen.

Pleochroismus ist nicht vorhanden. $\gamma:c = 19.5^\circ$ (Mittel aus 10 Messungen). $\gamma-\alpha = 0.025$

(mit BEREK'schem Kompensator bestimmt). Die Achsenenebene liegt \parallel (010). Die Doppelbrechung ist negativ. $2V\alpha = 82.5^\circ$ (Mittel aus 5 Messungen). $\alpha = 1.601 \pm 0.01$, $\beta = 1.613 \pm 0.003$, $\gamma = 0.625 \pm 0.002$ (Immersionmethode).

Die Grammatite sind frisch und meist einschlussfrei. Ab und zu kann man jedoch kleine *Magnetit*körner, selten *Pyrit*körnchen als Einschlüsse beobachten.

Die Grammatite liegen in regelloser Orientierung, sie kreuzen sich oft. Stellenweise sind sie stark konzentriert und zwischen ihnen kommt nur wenig Olivin, etwas Chlorit und Talk vor. Manchmal zeigen sie förmlich eine filzartige Anordnung. Entlang der Querrisse hat sich manchmal etwas *Limonit* angesiedelt. Eine Serpentinisierung der Grammatite wurde nicht beobachtet.

Der *Olivin* erscheint (im Dünschliff) in farblosen, xenomorphen Körnern. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.12 und 0.80 mm. Neben den unregelmässig verlaufenden Rissen kann man auch die Spaltbarkeit nach (010) in kurzen Rissen beobachten. Der optische Charakter ist negativ; $\gamma - \alpha = 0.036$. $2V\alpha =$ etwa 84° . Dieser Wert dürfte etwa 15–20% FeO + MnO-Gehalt entsprechen. Einschlüsse wurden im Olivin nicht beobachtet. Entlang der Risse hat sich manchmal etwas Magnetit, eventuell Limonit ausgeschieden. Serpentinbildung wurde nicht beobachtet.

Der Olivin kommt zwischen den Grammatitprismen vor. Ab und zu bildet er kleine Anhäufungen von einigen mm Dimensionen.

Der *Chlorit* kommt in 0.1 bis 0.3 mm grossen, unregelmässig umgrenzten Blättchen vor. $\{001\}$ ist immer scharf ausgebildet. Er ist im Dünschliff farblos, optisch positiv. Die Interferenzfarbe ist gelblichgrau. Er gehört der Penningruppe an. Die Blättchen kommen seltener isoliert vor; meist bilden sie kleine Gruppen, oder sie sind radial divergierend angeordnet. Entlang der Spaltrisse enthalten die Blättchen oft kleine isodiametrische oder in der Richtung der Spaltrisse (im Schliff) längliche *Magnetit*körnchen als Einschlüsse.

Die Chloritblättchen bilden Gruppen zwischen den Grammatiten. Diese Gruppen erreichen manchmal Dimensionen bis 1.8 mm.

Der *Talk* erscheint in der Form von kleinen, weissen, perlmutterglänzenden Blättchen. Der Durchmesser der Blättchen beträgt meist 0.10 bis 0.34 mm. Die Umgrenzung der Blättchen ist regellos, $\{001\}$ ist scharf ausgebildet. Er ist optisch negativ, $\gamma - \alpha = 0.051$. $2V\alpha =$ etwa 13° . Als Einschlüsse wurden manchmal kleine *Magnetit*körnchen beobachtet, die ab und zu in der Richtung der Spaltrisse etwas ausgezogen sind.

Die Talkblättchen liegen entweder in den Räumen zwischen den Grammatiten, in Begleitung von Chlorit und Olivin, oder aber sie schmiegen sich dicht an die Oberfläche mancher Grammatite an. Sie sind auf Kosten der Grammatite entstanden und nicht infolge Verwitterungsprozesse.

Der *Magnetit* bildet kleine isodiametrische oder längliche Körnchen von meist unregelmässiger Umgrenzung. Er kommt auch als Einschluss in den übrigen Gemengteilen vor. Einige Körnchen wurden durch einen Saum von *Limonit* umgeben, wohl infolge Verwitterung. Dieser limonitische Saum zeigt sich namentlich in den etwas verwitterten Partien des Gesteins.

Das zweite Erz ist der *Pyrit*. Seine Korngrösse schwankt zwischen 0.1 und 0.6 mm. Die Körnchen sind meist nicht isodiametrisch, sondern sie besitzen unregelmässige Verlängerungen, die gerne Olivinkörnchen oder Grammatite umschliessen. Die Körnchen sind korrodiert. Die erzmikroskopische

Untersuchung — die durch Herrn PAPP ausgeführt wurde — ergab folgendes Resultat: „Das Reflexionsvermögen ist hoch. Bei nicht gekreuzten Nicols farblos. Zwischen gekreuzten Nicols verhält er sich isotrop“. Der Pyrit kommt regellos verteilt, meist gruppenweise vor.

Selten kann man zwischen den Chloritblättchen minimale Mengen eines farblosen Karbonates — wohl *Kalzit* — erkennen.

Die chemische Analyse des getrockneten Gesteins ergab:

SiO ₂	45·27%
TiO ₂	1·25
Al ₂ O ₃	5·01
Fe ₂ O ₃	2·18
FeO	6·26
MnO	0·12
MgO	29·44
CaO	2·29
Na ₂ O	0·25
K ₂ O	0·19
H ₂ O+110°	6·16
P ₂ O ₅	Sp.
CO ₂	1·09
Summe	99·51

Analytiker: T. TAKATS.

Die Analyse hat P₂O₅ in Spuren festgestellt. Mikroskopisch konnte die Anwesenheit von *Apatit* nicht nachgewiesen werden. TiO₂ dürfte im Grammatit, Olivin, Chlorit und eventuell auch im Magnetit stecken.

Die Parameter nach OSANN: $s = 44·83$, $A = 0·35$, $C = 2·38$, $F = 49·58$, $T = 0·13$, $n = 6·57$, Reihe = β , $k = 0·79$; $a = 0·2$, $c = 1·4$, $f = 28·4$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 80·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·5$, $alk = 0·5$, $k = 0·33$, $mg = 0·86$; $qz = -22·0$, $ti = 1·65$, $p = 0·0$, $h = 36·10$, $co_2 = 2·62$, $c_{fm} = 0·5$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Die Übereinstimmung ist sehr gut. Das analysierte Gestein zeigt genau denselben Chemismus, wie das peridotitische Magma.

Die volumetrische Analyse ergab die folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Grammatit	50·61 Vol%
Olivin	26·58
Chlorit	13·87
Talk	3·13
Magnetit	3·09
Pyrit	2·72
Summe	100·00

Obwohl die chemische Zusammensetzung auf das peridotitische Magma hinweist, kann dieses Gestein nicht als ein normaler Peridotit aufgefasst werden. Dagegen spricht die mineralogische Zusammensetzung. Vielmehr repräsentiert es einen durch die Metamorphose umgewandelten, aber nicht geschieferten Peridotit.

Das Gestein erinnert an den von verschiedenen Autoren erwähnten, sogenannten „Tremoliffels“.

Indem das hier beschriebene Gestein einen bis jetzt nicht näher bekannten Typus darstellt, habe ich es mit dem Namen *Olivingrammatitit* belegt.

Die weiter unten beschriebenen Serpentine enthalten oft Grammatit in ziemlich grosser Menge. Diese Serpentine sind Abkömmlinge von Gesteinen, die aus Grammatit und Olivin mit etwas Chlorit und Talk bestehen. Die Serpentinsubstanz ist in diesen Gesteinen überwiegend aus den Olivinen hervorgegangen.

Der beschriebene *Olivingrammatitit* stellt den ursprünglichen Gesteinstypus dar, aus welchem ein grosser Teil der untersuchten Serpentine hervorgegangen ist.

Nur dieses einzige Vorkommen ist mir in diesem Gebirge bekannt geworden, wo die Olivine nicht serpentinisiert wurden. In allen anderen Vorkommen ist die Serpentinbildung sehr weit fortgeschritten.

GRAMMATITIT.

GRAMMATITIT, VALEA DOBREI-TAL.

Im mittleren Abschnitt des Valea Dobrei-Tales wurden mehrere lose Blöcke dieses Gesteins gefunden. Der Ausbiss ist dem Verfasser unbekannt.

Im grauen Gestein kann man megaskopisch nur die gelblich bis schwach grünlich gefärbten, langen, prismatischen Hornblenden (Grammatit) erkennen. Die Länge derselben erreicht oft 1–3 cm. Sie bauen in regelloser Orientierung die grösste Masse des Gesteins auf. Hier und da lassen sich auch weisse, glimmerähnliche Blättchen dem unbewaffneten Auge beobachten (Talk). Mit einer Lupe kann man auch einige Magnetitkörnchen erkennen. Das Gestein ist massig bis schwach geschiefert ausgebildet. Die schwache Schieferung kommt durch einige Grammatitindividuen zum Ausdruck: dieselben liegen mit ihren Längsachsen oft in der Schieferungsebene.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile feststellen: *Grammatit*, ein wenig *Talk*, etwas *Magnetit* und *Rutil*.

Der überwiegende Teil des Gesteins besteht aus *Grammatit*. Er bildet lange, schlanke Individuen, an denen manchmal die Form $\{110\}$ zu erkennen ist. Eine regelmässige terminale Begrenzung fehlt. Die Länge schwankt meist zwischen 3 bis 9 mm; die grössten erreichen eine Länge bis 3 cm.

Der Grammatit ist im Dünnschliff farblos. An Schnitten quer zur Hauptachse kann die prismatische Spaltbarkeit beobachtet werden. Querrisse sind ebenfalls vorhanden. $\gamma:c=19^\circ$. Die Achsen-ebene liegt $\parallel (010)$. $2V\alpha=86.5^\circ$ (Mittelwert). In den Spaltrissen findet man kleine *Talkschüppchen*, die auf Kosten der Grammatitsubstanz entstanden sind. Als Einschluss kommt noch *Magnetit* vor und zwar teils in sehr feiner, staubartiger Verteilung, teils in Form von grösseren, unregelmässig umgrenzten Körnchen (Durchmesser: 0.03 bis 0.36 mm).

Als seltener Einschluss erscheint der *Rutil* in länglichen, an den beiden Enden abgerundeten

Körnchen. Korngrösse: 0·01 bis 0·08 mm. Der Pleochroismus ist deutlich: ω = orangegelb, ϵ = bräunlichgelb.

Die grösseren Grammatite liegen unregelmässig im Gestein, sie kreuzen sich oft und in den Räumen zwischen ihnen liegen kleinere Grammatite und regellos umgrenzte Magnetitkörnchen mit etwas Talk.

Der *Talk* erscheint in weissen, perlmutterglänzenden Blättchen, die im Dünnschliff vollkommen farblos durchsichtig sind. Der Durchmesser der Blättchen ist schwankend, er erreicht oft 1·7 mm. Die längs der Spaltrisse der Grammatite vorhandenen Blättchen sind klein: 0·016 bis 18 mm.



Fig. 71. „Achse“ des Serpentin, mit Serpentinfasern. Lineare Vergrösserung: 115.

Der *Talk* ist optisch negativ, $2V\alpha = 11^\circ - 12^\circ$. Manche Talkblättchen sitzen an der Oberfläche der Grammatite; diese sind ziemlich gross (bis 1·7 mm). Manche Talkblättchen dringen von den Spaltrissen und Querrissen, oft auch von der Oberfläche in das Mineral hinein. Der *Talk* ist aus den Grammatiten entstanden.

Der entstandene *Talk* kommt meist in Begleitung von *Magnetit*körnchen vor. Bei der Bildung dieses Minerals hat sich das Eisen als *Magnetit* ausgeschieden.

Der *Magnetit* tritt entweder als Einschluss im Grammatit oder in Begleitung des Talkes auf. Oft kommen die *Magnetit*körnchen zwischen den Grammatiten vor und hier bilden sie 1·5 bis 2 mm lange Schnüre. Einige *Magnetit*körner kommen im *Talk* längs der Spaltrisse vor.

Obwohl dieses Gestein mineralogisch weder mit den Pyroxeniten, noch mit den Serpentin übereinstimmt, wurde es wegen der Analogie im Chemismus an dieser Stelle beschrieben.

SERPENTINE.

SERPENTIN, VALEA DOBREI.

Das Gestein bildet eine etwa 50 m mächtige Einlagerung im Granatglimmerschiefer, in einer Höhe von etwa 1350 m ü. d. M. Nur ein Teil desselben wurde durch das Tal aufgeschlossen.

Die Hauptmasse des Gesteins ist grünlichschwarz oder beinahe ganz schwarz. Diese dunkle Masse zeigt sich im Bruch in der Form von kleinen (Durchmesser: einige cm) oder grösseren (Durchmesser etwa 10 cm) Flecken. Die Umgrenzung dieser Flecke ist regellos. Zwischen diesen dunklen Flecken liegen kleine Flecke (Durchmesser: einige cm) von regelloser Umgrenzung, die lichter grün gefärbt erscheinen. In diesen letzteren, lichtereren Flecken kann man megaskopisch ein stengelig ausgebildetes, licht grünlichgelbes Mineral von guter Spaltbarkeit erkennen. Sonst scheinen die lichtereren Flecke, — megaskopisch betrachtet, — homogen zu sein. Die dunklen Flecke sind megaskopisch ebenfalls homogen. In diesen sieht man ab und zu dünne (einige 0·1 mm) Asbestädärchen von licht grünlichgelber Farbe; die Asbestfasern stehen ungefähr senkrecht zur Grenzfläche.

An der etwas verwitterten Oberfläche der dunklen Flecke kann man oft dünne, parallel verlaufende, schwarze Streifen beobachten, die von einem anderen parallelen System schwarzer Streifen gekreuzt werden. (Diese sind *Magnetit*schnüre, wie weiter unten beschrieben wird.)

U. d. M. lassen sich die folgenden Giengeteile bestimmen: *Serpentin*, *Grammatit*, *Olivin*, *Chlorit*, *Talk*, *Magnetit*, etwas *Kalzit*.

Im Dünnschliff fällt zuerst die folgende Ausbildung auf: innerhalb 1·5—3·0 cm² grossen Flächen des Schliffes bilden die kleinen, in einer Richtung gestreckten *Magnetit*körnchen lange, parallele Reihen. Die Entfernung der Reihen voneinander ist etwas schwankend, die Distanz schwankt meist um 0·16 mm herum; die kürzeste gemessene Entfernung war 0·074 mm, die längste 0·20 mm. Diese *Magnetit*reihen (oder Schnüre) werden von einem zweiten System von gleich ausgebildeten parallelen *Magnetit*reihen ungefähr senkrecht gekreuzt. Die gemessenen Winkelwerte zwischen den beiden Systemen schwanken zwischen 90° und 110°.

Die *Magnetit*reihen bestehen aus dicht anschliessenden *Magnetit*körnchen. Die *Magnetit*reihen des einen Systems sind meist etwas stärker, als im anderen System. Die *Magnetit*körnchen sind klein; manche Körner erreichen jedoch eine Länge bis 0·58 mm. Die Längsachse der *Magnetit*körnchen fällt mit der Längsrichtung der Reihen zusammen.

Diese Gitter sind an den etwas verwitterten Oberflächen der dunklen Flecke megaskopisch sichtbar (vergl. oben).

In den quadratischen Maschen dieser *Magnetit*gitter findet man die *Serpentin*substanz und einige grössere *Magnetit*körner.

Diese letzteren sind meist regellos umgrenzt und löcherig ausgebildet; die Löcher sind mit *Serpentin* gefüllt. Die Dimensionen dieser *Magnetite* steigen bis 0·5 mm. Diese grossen *Magnetite* bestehen oft aus mehreren, dicht nebeneinander gelegten, kleineren Körnern. Manchmal kommen neben diesen grösseren Individuen auch sehr kleine, staubartige *Magnetit*körnchen vor.

Die Ausbildung des *Serpentins* in den Maschen des Gitters zeigt folgendes: der *Serpentin* erscheint im Dünnschliff meist an den beiden Seiten eines achsenartigen, zentralen, sehr dünnen Gebildes. Diese „Achse“ wird aus kleinen *Magnetit*körnchen aufgebaut, die schnurartig nebeneinander liegen. Sie schliessen sich entweder dicht aneinander, oder aber sind sie durch farblose Teile getrennt (Fig. 71). Diese farblosen Partien der Achse zeigen in der Längsrichtung der Achsen die grösste Elastizität (α). Die Achsen sind meist schwach wellenförmig gebogen.

Auf beiden Seiten der Achse sieht man die sehr dünnen *Serpentin*fasern angeordnet. Diese Fasern sind meist etwas gebogen und ihre Längsrichtung steht entweder ungefähr senkrecht zur Achse, oder aber — in den meisten Fällen — sie bilden einen spitzen Winkel mit der Achse.

Manchmal stehen diese Achsen ungefähr parallel zu einer Richtung des Gitters. Oft laufen zwei, drei, oder vier Achsen in einem Punkt zusammen, oder sie kreuzen sich in einem gemeinsamen Punkte.

Manchmal besteht die „Achse“ nicht aus *Magnetit*körnchen, sondern nur aus dem erwähnten farblosen, schwach doppelbrechenden *Serpentin*. Die Längsrichtung desselben ist α . An den beiden Seiten dieser Achse liegen die α -*Serpentin*fasern genau so angeordnet, wie bei der *Magnetit*achse.

Die Fasern sind sehr fein, sie können nur mit stärkerer Vergrösserung gut beobachtet werden und zeigen meist einen schwach wellenförmig gebogenen Verlauf. Die Längsrichtung derselben ist α (α -*Serpentin*). Ihre Länge schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 0·05 mm, seltener bis 0·066 mm. Innerhalb dieser, mit Achsen ausgebildeten Felder kommt ebenfalls *Serpentin* vor. Dieser *Serpentin* ist

entweder faserig ausgebildet, oder aber er löscht wolkig aus; manche sehr kleine Teilchen bleiben zwischen gekreuzten Nicols bei Umdrehung des Tisches dunkel.

Ab und zu treten hier auch einige farblose *Chlorit*blättchen auf. Der Durchmesser der Blättchen schwankt zwischen 0·03 und 0·16 mm. Der optische Charakter ist negativ. Die Interferenzfarbe ist meist licht himmelblau. Die Chloritblättchen sind verschieden orientiert, manchmal liegen sie jedoch mit der Basisfläche parallel zu einer Richtung des Gitters. Die Blättchen bilden meist kleine Haufen, ab und zu mit divergierender Anordnung. Die Umgrenzung der Blättchen ist regellos. Die Verteilung der Chlorite ist unregelmässig, manchmal bilden sie die Umhüllung eines grösseren Magnetitkorns.

Die Serpentinsubstanz erscheint im Dünnschliff farblos.

Die lichtgrün gefärbten Flecke zeigen eine andere Ausbildung: die Magnetitgitter fehlen. *Magnetit* kommt hier überhaupt etwas spärlicher vor; seine Körner sind unregelmässig begrenzt und treten verstreut auf. Manchmal werden sie von Chlorit begleitet. Die sehr kleinen Körner scheinen ab und zu in Oktaedern ausgebildet zu sein.

In diesen lichtgrünen Partien herrschen *Olivin*, *Grammatit* und *Serpentin* vor.

Der *Olivin* erscheint in kleinen Körnchen, die in Serpentin eingebettet liegen. Die Körnchen sind die nicht serpentinisierten Reste von grösseren Körnern; oft zeigen mehrere Körnchen dieselbe Orientierung, als Teile eines ursprünglich einheitlichen, grösseren Kristalls (1·5 bis 2·5 mm). $\gamma - \alpha = 0\cdot035$. $2V = \text{etwa } 90^\circ$.

Der aus dem Olivin entstandene Serpentin ist farblos und er enthält meist viele kleine *Magnetit*körnchen. Diese sehr kleinen, beinahe staubartigen Magnetitkörnchen kommen überwiegend an Stelle der letzten Reste des Olivins vor. Zwischen diesen magnetitreichen Stellen tritt der Serpentin in „Maschenstruktur“ auf. Im Netzwerk zwischen den Maschen kann man meist eine „Achse“ beobachten; die Mittellinie dieser Achse hellt sich zwischen gekreuzten Nicols stärker auf, als die zwei randlichen Teile derselben. Die Längsrichtung der Achse ist α . Oft kommen in der Achse einige Magnetitkörnchen vor. An beiden Seiten (im Schliff) der Achse liegt der faserig ausgebildete α -Serpentin. Die Fasern sind sehr fein und können nur mit stärkerer Vergrösserung näher untersucht werden.

Manchmal schliessen drei, vier oder fünf Achsen ein Vieleck um, in welchem das nicht umgewandelte Olivinkorn liegt. Wenn der Olivin zur Bildung des Serpentin vollständig aufgezehrt wurde, dann sind die Vielecke mit α -Serpentin ausgefüllt, dessen Fasern regellos verlaufen. Oft enthalten die Vielecke neben der Serpentinsubstanz sehr viel Magnetit in Form von sehr kleinen Körnchen, oder sie sind beinahe vollständig mit Magnetitkörnchen ausgefüllt.

Die Achsen sind meist ziemlich geradlinig oder auch schwach gebogen. Ihre Länge schwankt meist zwischen 0·05 und 0·16 mm, seltener bis 0·3 mm. Die Serpentinfasern beiderseits der Achsen (im Dünnschliff) sind sehr kurz, meist kürzer als 0·017 mm. Innerhalb der Vielecke sind die Fasern länger (bis 0·08 mm).

Zwischen den Olivinkörnern kann man hier und da auch farblose Blättchen von *Chlorit* beobachten. Sie bilden meist kleine büschelförmige Gruppen.

Der *Grammatit* bildet überwiegend 0·66 bis 5·0 mm, seltener 1–2 cm lange Prismen. Er erscheint in xenomorphen, nach der Hauptachse länglichen Körnern, an denen manchmal die Form $\{110\}$ zu beobachten ist. Im Dünnschliff kann man sowohl die prismatische Spaltbarkeit, wie auch die charak-

teristischen Querrisse gut beobachten. $\gamma - \alpha = 0.030$. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$. $2V\alpha =$ etwa 78° , $\gamma : c = 17^\circ$. Im Dünnschliff ist der Grammatit farblos.

Die Querrisse sind mit einer gelblich gefärbten Serpentinsubstanz ausgefüllt. Diese Serpentinisierung längs der Querrisse und oft auch in den Spaltrissen ist in vielen Grammatiten so weit fortgeschritten, dass von dem ursprünglichen Mineral nur einige Reste zurückgeblieben sind, die durch Serpentin voneinander getrennt wurden. Der entstandene Serpentin ist meist gelblich oder grünlichgelb gefärbt und enthält oft einige sehr kleine Magnetitkörnchen, die manchmal in etwas gebogenen Reihen geordnet erscheinen.

Dieser Serpentin hellt sich zwischen gekreuzten Nicols weniger auf, als der erstere; er besitzt eine sehr feine und kurzfasrige Struktur. Die Faserachse ist γ ; diese Richtung fällt oft mit der Hauptachse des Grammatits zusammen. An einigen Stellen kann man auch in diesem Serpentin eine sehr dünne, etwas gebogene Achse beobachten, welche quer zur Prismenachse der Grammatite verläuft. Die Längsrichtung der Achse ist γ . Diese Achse hellt sich zwischen gekreuzten Nicols etwas stärker auf, als die beiderseits liegenden Serpentinfasern. Nur die Mittellinie der Achse hellt sich schwächer auf: dieselbe bleibt entweder in ihrer ganzen Länge oder mit Unterbrechungen ziemlich dunkel.

In diesem Serpentin, besonders in der Nähe der Grammatite, kommt ziemlich viel farbloser Chlorit vor. Die Dimensionen der Chloritblättchen schwanken zwischen 0.01 und 0.4 mm. Die Blättchen sind optisch negativ und einachsrig. Sie bilden meist kleine Haufen und zwar liegen sie entweder in ungefähr paralleler Orientierung in garbenähnlichen Gruppen, oder aber liegen sie divergierend, oder kreuzen sich regellos. Hier und da sind sie in 1.7 bis 2.2 mm lange Reihen geordnet und zwar derart, dass die Richtung der Reihen durch die Blättchen gekreuzt wird. Auch in diesen Reihen liegen die Blättchen manchmal in divergierender Lage.

Der Talk kommt in geringer Menge überall im Gestein vor. Seine weissen, perlmutterglänzenden Blättchen liegen oft in kleine Gruppen angehäuft, oder aber sie treten allein auf. Die Blättchen sind unregelmässig umgrenzt, nur $\{001\}$ ist scharf entwickelt. Sie sind im Dünnschliff farblos, optisch negativ. $2V\alpha =$ um 10° herum. $\gamma - \alpha = 0.050$. Sie liegen manchmal an der Oberfläche der Grammatite.

Der grösste Teil des Gesteins besteht aus Serpentin. Chlorit, Grammatit und Olivin kommen viel spärlicher vor, der Talk ist ebenfalls in geringer Menge vorhanden.

Selten findet man sehr dünne (höchstens einige 0.1 mm mächtige) Asbestadern in regelloser Verteilung. U. d. M. sind die Asbestfasern farblos, die Längsrichtung derselben fällt mit γ zusammen. Die Fasern sind etwas gebogen.

Hier und da findet man sehr geringe Mengen eines farblosen, in kalter Salzsäure löslichen Karbonates (*Kalzit*) in manchen feinen Haarrissen des Gesteins.

Wie aus dem mikroskopischen Bild hervorgeht, hat sich dieser Serpentin aus einem grammatitführenden Olivingestein gebildet. Die nicht umgewandelten Reste in diesem Gestein zeigen eine grosse Ähnlichkeit mit dem Olivingrammatit am Cläbucetul.

Der aus dem Olivin hervorgegangene Serpentin zeigt keine „Gitterstruktur“. Ob die „gegitterte“ Serpentinsubstanz aus Olivin oder aus einem anderen Mineral entstanden ist, kann nicht entschieden werden.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab das folgende Resultat:

SiO ₂	37·24%
TiO ₂	0·10
Al ₂ O ₃	16·34
Cr ₂ O ₃	0·65
Fe ₂ O ₃	6·20
FeO	2·27
MnO	0·10
MgO	19·43
CaO	2·04
Na ₂ O	0·83
K ₂ O	0·06
H ₂ O+110°	12·64
H ₂ O-110°	0·45
CO ₂	0·96
SO ₃	0·47
P ₂ O ₅	0·02
Summe	99·80

Analytiker: I. FINÁLY.

Spez. Gew.: 2·691 (T. TAKÁTS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 43·41$, $\lambda = 0·98$, $C_s = 2·54$, $F = 41·60$, $T = 7·95$, $n = 9·59$,
Reihe = α , $k = 0·83$; $a = 0·6$, $c = 1·8$, $f = 27·6$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 77·0$, $al = 20·5$, $fm = 73·5$, $c = 4·5$, $alk = 1·5$, $k = 0·04$,
 $mg = 0·81$; $qz = -30·0$, $fi = 0·15$, $p = 0·01$, $h = 86·61$, $co_2 = 2·69$, $so_3 = 0·73$, $\%_{fm} = 0·06$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *hornblendit-pyroxenit-peridotitischen Magmas*: $si = 80·0$, $al = 10·0$,
 $fm = 74·0$, $c = 14·0$, $alk = 2·0$, $k = ?$, $mg = 0·72$, Schnitt = II.

Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$,
 $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Aus diesem Typus: $si = 60·0$, $al = 11·0$, $fm = 82·0$, $c = 0·5$, $alk = 6·5$, $k = 0·96$, $mg = 0·61$,
Schnitt = I. (*Glimmerperidotit*, Kaltes Tal, Harz.)

Ferner: $si = 100·0$, $al = 4·5$, $fm = 88·5$, $c = 5·5$, $alk = 1·5$, $k = 0·13$, $mg = 0·87$, Schnitt = I.
(*Hypersthenit*, Noosemann, Westaustralien.)

Es ist nicht zu verleugnen, dass der Chemismus des Serpentin's Anklänge an die hier angeführten Typen zeigt. Die Übereinstimmung ist jedoch nicht vollkommen. Der Wert von al ist höher, als in diesen Typen. In Bezug auf al zeigt das Gestein einen zu hohen Wert, der den hornblenditischen Magmen entsprechen würde.

Der Projektionspunkt des Gesteins im Konzentrationstetraeder fällt an den Rand des Eruptivfeldes.

Vergleicht man den Chemismus dieses Serpentin's mit den Gesteinen der penninischen Decken in der Schweiz, dann findet man eine gute Übereinstimmung mit dem *sesquioxydreicheren peridotitischen Typus* der basischen Gesteine dieser Decken. Für diesen Typus gibt NIGGLI die folgenden

Werte an (P. NIGGLI—F. DE QUERVAIN—R. U. WINTERHALTER: l. c., p. 554): „*si* variiert von 40—66, *al* von 7—20, *fm* von 77—90, *c* und *alk* sind sehr klein, *mg* liegt für einen Teil bei 0·9, für einen anderen Teil jedoch niedriger, bei 0·5—0·8.“

Die Molekularwerte des Serpentin liegen innerhalb der angegebenen Werte, nur *si* ist etwas höher (76·0) und *fm* etwas niedriger (73·5). Die *si*-Zahl ist aber bei diesen sehr basischen Gesteinen nicht bestimmend, indem Hornblende, Pyroxen und Anorthit ungefähr dieselbe *si*-Zahl besitzen. Damit fällt der Unterschied im Wert von *si* weg. Es bleibt nur der ganz geringe Unterschied von *fm* (3·5 Einheiten).

Auf Grund dieses Vergleiches kann der Serpentin in der Gruppe des sesquioxydreichereren peridotitischen Typus untergebracht werden. Dieser Typus umfasst an Al_2O_3 etwas übersättigte, basische Gesteine. Für das analysierte Gestein ist die Differenz *al*—*alk* tatsächlich ziemlich hoch: *al*—*alk* = 19. Auch in dieser Beziehung zeigt sich eine gute Übereinstimmung mit dem sesquioxydreichereren Typus.

Die Übereinstimmung mit gewissen schweizerischen basischen Magmen steht daher ausser Zweifel.

SERPENTIN, SÜDLICH VON DER POIANA DITEI.

Zwischen dem Valea Petrosului-Tal und dem Valea Ditei-Tal zieht sich ein schmaler Kamm in S—N-licher Richtung dahin. Etwa 1·2 km südlich von dem kleinen Gipfel (1463 m) der Poiana Ditei, zwischen den Koten 1400 m und 1407 m wird ein Teil des Kammes von einem kleinem Serpentinstock aufgebaut. Die Länge des Stockes in S—N-licher Richtung macht etwa 200 m aus.

Das megaskopische Bild dieses Gesteins zeigt folgendes: die überwiegende Masse des Gesteins besteht aus einer dunkel grünlichschwarzen Serpentinmasse. In dieser dunklen Masse sieht man verschieden grosse (Durchmesser: 1 mm bis 4 cm), unregelmässig umgrenzte, oft divergentstrahlig ausgestaltete Flecke, die aus einem farblosen, bis licht grünlichgelben Mineral von prismatischer Spaltbarkeit (Grammatit) und aus perlmutterglänzenden, weissen Talkblättchen bestehen. Einige Flecke sind stark grün gefärbt. Ab und zu findet man kurze (höchstens 1—2 cm lange) und etwa 0·5 mm breite, lichtgrüne Asbestädcherchen.

U. d. M. erkennt man die folgenden Gemengteile: *Serpentin*, *Grammatit*, *Olivin*, *Talk*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Pyrrhotin*, *Kalzit*.

Der stark überwiegende Gemengteil ist der *Serpentin*, der vorherrschend die dunklen Teile des Gesteins aufbaut. Er ist faserig ausgebildet und im Dünnschliff farblos. Er enthält viel *Magnetit* in der Form von sehr kleinen Körnchen. Die Magnetite erscheinen oft in Reihen angeordnet, diese Reihen bilden aber kein sich kreuzendes Gittersystem, wie im obigen Gestein. Die Faserachse des Serpentin ist: α (α -Serpentin).

Ab und zu stehen die Fasern an den beiden Seiten (im Schnitt) einer, aus Magnetitkörnchen gebildeten „Achse“. Diese Ausbildung zeigt genau dasselbe Bild, wie im vorigen Gestein und sie ist einer Vogelfeder nicht unähnlich. Die Achse der Feder besteht aus der Reihe von Magnetitkörnchen und an beiden Seiten liegen die sehr feinen Serpentinfasern. Die Faserachse steht entweder ungefähr senkrecht oder schief zur Achse. Die faserige Struktur lässt sich nur mit starker Vergrößerung beobachten. Die Fasern sind oft etwas wellenförmig gebogen. Die Magnetitkörnchen der Achse

sind meist durch farblose Teile voneinander getrennt. Diese farblosen Partien der Achse zeigen in der Längsrichtung der Achsen die kleinste Lichtbrechung (α).

Manchmal besteht die Achse nur aus diesem farblosen Mineral und an beiden Seiten liegen die Fasern. Die Längsrichtung der Achse ist wieder α .

Ab und zu kommen im Serpentin auch einige *Chlorit*blättchen vor. Sie sind unregelmässig umgrenzt, nur die Form $\{001\}$ ist scharf ausgebildet. Im Dünnschliff sind sie farblos, optisch negativ, einachsig und zeigen zwischen gekreuzten Nicols meist himmelblaue Interferenzfarben. Die Chloritblättchen sind oft in kleinen Gruppen angehäuft. Manchmal werden sie von *Talk*blättchen begleitet.

In der Gesellschaft dieser Chlorite kommen hier und da auch sehr kleine (Durchmesser: 0·03 bis 0·12 mm) Lamellen von einem anderen (im Dünnschliff) farblosen *Chlorit* vor. Diese sind optisch positiv, einachsig und zeigen meist graugelbe Interferenzfarben.

Manchmal schliessen einige Achsen des Serpentin ein Vieleck um. Diese Vielecke sind ebenfalls von α -Serpentin ausgefüllt. Dieser Serpentin ist meist faserig ausgebildet; die Fasern sind entweder divergierend oder regellos ausgebildet. Manchmal löscht diese Serpentinsubstanz wolkig aus.



Fig. 72. Wellig gebogene, ungefähr parallele Achsen mit Serpentinfasern.
Lineare Vergröss.: 75.

Hier und da liegen mehrere wellenförmig gebogene „Achsen“ ziemlich parallel nebeneinander (Fig. 72). In diesem Falle stehen die kurzen Fasern des α -Serpentin fast genau senkrecht zur Achse. Hier bestehen die Achsen entweder aus einigen Magnetitkörnchen oder aus sehr schmalen, farblosen Streifen, deren Längsrichtung (die Richtung der Achse) mit α zusammenfällt. Meist enthalten auch die überwiegend aus Magnetitkörnchen aufgebauten Achsen farblose Partien zwischen den Magnetitindividuen.

In den erwähnten Flecken tritt der *Grammatit* auf. Seine Körner sind nach der Hauptachse gestreckt. An Schnitten \perp zur Hauptachse kann man nur selten die Spuren der Form $\{110\}$ erkennen. Terminal ist er oft ausgefranst oder ganz unregelmässig ausgebildet. Die Länge der Körner schwankt überwiegend zwischen 1·6 bis 3·0 mm, die Dicke zwischen 0·08 und 0·26 mm. Die prismatische Spaltbarkeit und die Querrisse sind sehr gut sichtbar (Tafel IX, Fig. 6).

Der *Grammatit* ist im Dünnschliff farblos. Die Achsenebene liegt $\parallel (010)$; der optische Charakter ist negativ; $2V\alpha = \text{etwa } 80^\circ$. $\gamma : c = 18^\circ$. In den Spaltrissen hat sich manchmal sehr wenig Karbonat (*Kalzit*) und etwas Serpentin angesiedelt. Ab und zu beobachtet man kleine, farblose Chloritblättchen längs der Spaltrisse; diese sind optisch negativ und einachsig (*Pennin*).

Als Einschlüsse kommen einige opake Erzkörnchen — *Magnetit* — im *Grammatit* vor.

Die Oberfläche der *Grammatite* ist oft in *Talk* umgewandelt worden. Die *Talk*blättchen liegen an der Oberfläche der *Grammatit*körnchen.

In Begleitung der *Grammatite* finden wir die *Olivinkörner*. Meist sind mehrere Olivinkörner einheitlich orientiert und sie gehörten eigentlich einem einzigen grösseren Individuum an. Jetzt liegen die kleinen Körnchen in Serpentin eingebettet. Die Dimensionen der ursprünglich zusammengehörigen Körner erreichen 1·3 bis 2·5 mm. Der optische Charakter ist positiv. Der Achsenwinkel des Olivins schwankt um 90° herum: $2V\alpha = 93^\circ$.

Die ursprünglichen Olivine sind grösstenteils in Serpentin umgewandelt worden, nur kleine

Reste blieben übrig. Zwischen den kleinen Olivinkörnchen liegt die Serpentinsubstanz in folgender Ausbildung.

Bei der Umwandlung der Olivinsubstanz haben sich Magnetitkörnchen gebildet. Diese liegen zwischen den kleinen Olivinresten und sind im grossen und ganzen parallel zur Grenzlinie der Olivinkörnchen meist in Reihen angeordnet (Tafel X, Fig. 1). Senkrecht oder schief zu diesen Magnetitstreifen sind die sehr feinen Serpentinfasern angeordnet. Die Längsrichtung der Fasern ist α (α -Serpentin). Die Fasern zeigen meist einen schwach welligen Verlauf und löschen daher undulös aus.

Ab und zu findet man zwischen den Olivinkörnern kleine Talkblättchen. Der Talk ist im Dünnschliff farblos, optisch negativ; $\gamma - \alpha =$ etwa 0.050 . $2V\alpha =$ etwa 10° , $s > v$. Als Einschlüsse im Talk kommen vereinzelt kleine Magnetitkörnchen vor. Die Magnetite liegen in den Spaltrissen und sie sind manchmal parallel zu den Spaltrissen mehr oder weniger gestreckt. Wie erwähnt, kommen einige Talkblättchen auch in den reinen Serpentinpartien vor. Die grössten Talkblättchen erreichen Dimensionen bis 2.5 mm. Meist sind sie kleiner.

Zwischen den Talkblättchen werden häufig auch einige Chloritblättchen beobachtet. Sie sind optisch negativ, einachsige und zeigen oft himmelblaue Interferenzfarben. Sie sind identisch mit den übrigen negativen Chloriten des Gesteins.

Grammatit, Olivin und Talk kommen in denselben Gruppen in Begleitung von Serpentin vor. In den randlichen Teilen der Talkgruppen tritt meist auch der weiter oben erwähnte optisch positive, einachsige Chlorit auf. Die Menge der Chlorite ist aber im ganzen Gestein gering.

Unter den Erzkörnern herrscht der Magnetit sehr stark vor.

Einige Erzkörner (Magnetite) von unregelmässiger Umgrenzung sind ziemlich gross: bis 0.85 mm. Diese sind durchlöchert und in den kleinen Löchern findet man sehr kleine Talkblättchen.

Sehr selten kann man sehr kleine Pyrrhotinkörnchen zwischen den Grammatitkörnern beobachten.

In sehr geringer Menge kommt — in der Nähe mancher Olivinkörner — auch etwas Karbonat vor. Die regellos umgrenzten, farblosen kleinen Körnchen sind in kalter Salzsäure löslich. Es dürfte wahrscheinlich Kalzit vorliegen.

An einigen Stellen sind die Magnetite mehr oder weniger in Limonit umgewandelt, wohl infolge Verwitterungsprozesse. Manchmal ist die Serpentinsubstanz von limonitischen sekundären Produkten durchtränkt und erscheint in gelblicher Farbe.

In den bereits megaskopisch sichtbaren kurzen, schmalen Asbestadern stehen die Serpentinfasern senkrecht zur Grenze; ihre Längsrichtung ist γ (γ -Serpentin).

Wie aus der Physiographie dieses Gesteins hervorgeht, muss dieser Serpentin ebenfalls als ein Abkömmling eines Grammatit-Olivingesteins betrachtet werden. Das Muttergestein war ein überwiegend aus Grammatit und Olivin aufgebautes Gestein, ähnlich dem weiter oben beschriebenen Olivin-grammatit.

Im Olivin-grammatit kommen alle wesentlichen Gemengteile dieses Serpentin: Olivin, Grammatit, Chlorit, Talk vor. Nur der Serpentin fehlt. Im Olivin-grammatit sind die Olivine nicht in Serpentin umgewandelt, während im beschriebenen Serpentin der grösste Teil der Olivine in Serpentin übergeführt wurde.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	38·69 ⁰ / ₀
TiO ₂	0·10
Al ₂ O ₃	3·65
Cr ₂ O ₃	0·37
Fe ₂ O ₃	4·23
FeO	1·21
MnO	0·10
MgO	33·66
CaO	1·69
Na ₂ O	0·47
K ₂ O	0·14
H ₂ O+110°	13·74
H ₂ O-110°	0·49
CO ₂	0·92
SO ₃	0·23*
P ₂ O ₅	0·01
Summe	99·70

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·667 (T. TAKATS).

Diese chemische Zusammensetzung unterscheidet sich vom Chemismus des ersten Serpentin besonders durch den viel niedrigeren Gehalt an Al₂O₃ und durch den hohen Gehalt an MgO. In diesem Gestein kommen Chloritminerale mehr untergeordnet vor, daher der niedrige Wert von Al₂O₃. In diesem Gestein ist die Serpentinbildung viel weiter fortgeschritten, wie im vorigen Serpentin.

Die Parameter nach OSANN: $s = 39·48$, $A = 0·55$, $C = 1·79$, $F = 55·84$, $T = 0·0$, $n = 8·36$, Reihe = α , $k = 0·63$, $a = 0·3$, $c = 0·9$, $f = 28·8$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 65·0$, $al = 4·0$, $fm = 92·0$, $c = 3·0$, $alk = 1·0$, $k = 0·17$, $mg = 0·92$; $qz = -39·0$, $fi = 0·12$, $p = 0·01$, $h = 77·10$, $co_2 = 6·71$, $so_3 = 0·29$, $c'_{fm} = 0·03$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Die Übereinstimmung ist auffallend. Nur in den Werten von si zeigt sich ein kleiner Unterschied (5 Einheiten). Dieser Unterschied fällt aber zwischen die Grenzwerte des Typus. Übrigens ist die si -Zahl für die basischen Gesteine nicht bestimmend.

Der Chemismus dieses Serpentin stimmt ferner mit dem *peridotitischen Typus* der basischen Gesteine der penninischen Decken überein. Für diesen Typus sind die folgenden Molekularwerte charakteristisch: si von 52–67, al von 0–4, fm von 87–98, c von 0–5, alk von 0–1; mg zwischen

* Eigentlich als S im *Pyrrhotin* vorhanden.

0'83—9'91. In diese Gruppe gehören *Olivinfelse*, *Granatolivinfelse*, *Serpentine* und *Antigoritschiefer* aus den penninischen Decken.

Alle Molekularwerte des analysierten Serpentin fallen zwischen die entsprechenden Grenzwerte.

SERPENTIN, STÂNA GRUIUȘOARA.

Etwa 3 km NNO-lich vom Gipfel 1725 m des Titianul liegt die Stâna Gruiușoara; an der Ostseite derselben ist der kleine Serpentinstock aufgeschlossen.

Megaskopisch betrachtet ist die grösste Masse des Gesteins dunkel grünlichschwarz gefärbt. In dieser dunklen Masse liegen kleine (einige mm² bis einige cm²) grüne oder gelblichgrüne Flecke, die meist allmählich in die dunkle Masse hinübergehen. Sowohl die dunklen als auch die grünen Partien scheinen megaskopisch homogen zu sein. Ab und zu findet man einige weisse Talkblättchen (bis 4 mm gross) in regelloser Verteilung, aber etwas häufiger in den dunklen Teilen. Selten lassen sich einige Grammatitkörnchen beobachten; diese sind oft von Talkblättchen umsäumt.

U. d. M. lassen sich die folgenden Mineralien erkennen: *Serpentin*, *Chlorit*, *Talk*, *Grammatit*, *Olivin* (sehr selten), *Magnetit*, *Pyrrhotin* (selten), *Kalzit*.

Der überwiegende Teil des Gesteins besteht aus *Serpentin*, dessen Durchschnitte im Dünnschliff farblos erscheinen. Die Ausbildung des Serpentin zeigt folgendes Bild. Man kann meist eine „Achse“ unterscheiden; die Länge derselben schwankt überwiegend zwischen 0'06 und 0'03 mm, selten bis 1'0 mm. Der zentrale Teil wird meist aus kleinen Magnetitkörnchen gebildet; die rundlichen Magnetitkörnchen sind hier in einer Reihe angeordnet, aber sie berühren sich nicht, sondern zwischen den Körnchen ist etwas Serpentinsubstanz vorhanden. Dieser zentrale Teil der Achse wird von einer 0'004 bis 0'01 mm breiten Hülle derselben Serpentinsubstanz umgeben (Fig. 73). Diese Hülle besitzt eine sehr feinfaserige Struktur. Die zwischen den Magnetitkörnchen vorhandene Serpentinsubstanz zeigt ebenfalls diese faserige Ausbildung. Die grösseren Fasern stehen ungefähr senkrecht zur Längsrichtung der Magnetitreihe. Die Faserachse ist: α (α -Serpentin).



Fig. 73. „Achse“ des Serpentin mit farbloser Hülle; beiderseits liegen die Fasern. Lineare Vergr.: 295.

An beiden Seiten dieser Achse (im Schnitt) liegt die faserige Serpentinsubstanz ähnlich der Struktur einer Vogelfeder. Die Fasern sind hier viel länger, meist 0'05 bis 0'08 mm, seltener bis 0'15 mm; sie sind ebenfalls α -Serpentine und stehen entweder ungefähr senkrecht oder schief zur Achse, oder ihr Verlauf ist oft etwas wellenförmig gebogen.

Zwei, drei oder vier (seltener mehr) Achsen kommen oft in einem Punkt zusammen, oder sie kreuzen sich. Wenn die Achsen in einem Punkt zusammenlaufen, dann sind die Fasern meist derart ausgebildet, dass ihre Länge gegen den gemeinsamen Punkt allmählich abnimmt. Wo mehrere Achsen sich in verschiedenen Richtungen kreuzen, dort entstehen vieleckige Felder. Diese sind ebenfalls mit faserigem Serpentin ausgefüllt. Die Lage der Fasern zeigt aber keine Regel: manchmal stehen diese Fasern parallel zu den beiderseitigen Fasern der nächsten Achse, oft zeigen sie eine divergentstrahlige Ausbildung, oder aber sie sind regellos gerichtet. Auch hier liegt α -Serpentin vor. Der Durchmesser der Felder schwankt vorwiegend zwischen 0'08 und 0'25 mm. Kleine Magnetitkörnchen kommen auch in den Feldern vor (Fig. 74).

Diese Felder waren ursprünglich die „Maschen“, in denen die noch nicht umgewandelten Olivinkörnchen inmitten des längs der Spaltrisse entstandenen Serpentinnetzwerkes lagen. Durch das Fortschreiten der Umwandlung sind auch diese kleinen Olivinkörnchen umgewandelt worden.

Der *Chlorit* kommt oft in Begleitung von Talk in kleinen Gruppen vor, etwas seltener erscheint er zwischen den Serpentinfasern. Es sind zwei verschiedene Chloritminerale vorhanden: 1. optisch negative, 2. optisch positive Chlorite. Das negative Mineral herrscht unter den beiden etwas vor. Seine Blättchen zeigen regellose Umgrenzung, nur $\{001\}$ ist scharf ausgebildet. Der Durchmesser derselben schwankt zwischen 0·03 bis 0·18 mm, selten bis 1·0 mm. Die Durchschnitte sind im Mikroskop farblos und zeigen licht himmelblaue, anormale Interferenzfarben. Der Achsenwinkel ist 0° . Die Blättchen sind meist in kleinen Gruppen angehäuft, wo sie entweder in divergierender Anordnung oder büschelförmig gruppiert, oder in gänzlich regelloser Orientierung vorkommen. Oft werden sie von *Talk* oder von optisch positiven Chloritblättchen begleitet.



Fig. 74. Serpentinfelder aus Reihen von Magnetitkörnchen und Serpentinfasern. Lineare Vergrößerung: 115.

Die innerhalb der Serpentinmasse ausgebildeten negativen Chlorite zeigen oft eine divergierende Anordnung der Blättchen; im Durchschnitt erscheinen sie bei günstiger Schnittlage büschelförmig.

Der optisch positive *Chlorit* erscheint in regellos umgrenzten Blättchen. Manchmal sind die Blättchen mehr oder weniger kreisrund ausgebildet. Durchmesser derselben: meist zwischen 0·08 und 0·35 mm, seltener bis 2·0 mm. Die Basisflächen sind immer scharf ausgebildet. Mitunter sind die randlichen Teile der Lamellen mehr oder weniger ausgefranst. Der Chlorit ist im Dünnschliff vollkommen farblos, einachsig. Seine Durchschnitte zeigen gelbgraue Interferenzfarben.

Auch dieser Chlorit kommt in kleinen Gruppen vor. Die Blättchen sind manchmal rosettenartig geordnet, oder aber sie liegen in regelloser Orientierung. Sie kommen meist in der Gesellschaft von optisch negativen Chloritblättchen vor, ab und zu werden sie von diesen letzteren umgeben. Hier und da werden sie von *Talk* begleitet.

Die Chlorite treten in ziemlich grosser Menge auf (etwa 30–35 Volumprozent). Sie kommen nicht nur in diesen Gruppen, sondern auch mit Serpentin vermengt sehr verbreitet vor.

Die Chlorite — vorwiegend die optisch positiven — enthalten manchmal kleine *Magnetit*-körnchen längs der Spaltrisse. Ab und zu sind die positiven Chlorite mit kleinen Magnetitkörnchen umrandet.

Der *Grammatit* kommt sehr spärlich vor. Seine Körner sind terminal meist sehr regellos begrenzt, manchmal zerfetzt oder etwas ausgefranst. Die Korngrösse schwankt von den kleinsten Dimensionen bis 2 mm. Die Körner sind oft mit Talkblättchen mehr oder weniger umgeben. $2V\alpha = \text{etwa } 82^\circ$. Die Individuen liegen in der Serpentinmasse eingebettet; der Serpentin dringt meist in die Querrisse hinein.

Der *Talk* erscheint in der Form von perlmutterglänzenden, weissen Blättchen von unregelmässiger Umgrenzung. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0·03 und 0·25 mm, sie sind also kleiner als die positiven Chlorite. Die Blättchen sind ab und zu etwas gebogen und ihre Ränder

sind manchmal mehr oder weniger zerfetzt oder zerfranst. Der optische Charakter ist negativ; $\gamma - \alpha =$ etwa 0·050; $2V\alpha =$ um 10° herum.

Die Talkblättchen treten meist in den Chloritgruppen, seltener in der Serpentinmasse ohne Chlorit auf. An Menge bleibt der Talk nicht weit hinter den optisch positiven Chloriten zurück.

Sehr selten findet man einige kleine, isodiametrische *Olivinkörnchen* als die letzten Reste der ursprünglichen, grösseren Individuen. Sie liegen in Serpentin eingebettet. Die Menge des Olivins ist äusserst gering; in vielen Dünnschliffen fehlt er vollständig.

Der *Magnetit* bildet zum Teil die Achsen der Serpentine; in der Achse sind die Körnchen nach der Längsrichtung der Achse etwas gestreckt. Auch in den „Feldern“ sind sie vorhanden. Die Dimensionen sind schwankend; einige erreichen sogar 0·15 bis 0·25 mm. Die Umgrenzung ist regellos.

Ab und zu findet man einige *Pyrrhotinkörner*. Die etwas grösseren Individuen (0·3 bis 0·4 mm) wurden manchmal randlich mehr oder weniger in Limonit umgewandelt.

Ab und zu kann auch etwas *Kalzit* beobachtet werden.

Diese Beobachtungen zeigen darauf hin, dass es sich hier wieder um einen Serpentin handelt, der aus einem grammatit- und olivinführenden Gestein zustande gekommen ist. Hier wurde der Olivin fast gänzlich zur Bildung des Serpentin aufgezehrt und auch der grösste Teil des Grammatits ist verschwunden.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	38·65%
TiO ₂	0·12
Al ₂ O ₃	18·79
Cr ₂ O ₃	0·50
Fe ₂ O ₃	5·50
FeO	2·75
MnO	0·06
MgO	13·60
CaO	3·64
Na ₂ O	1·13
K ₂ O	0·06
H ₂ O+110°	13·26
H ₂ O-110°	0·28
CO ₂	0·67
SO ₃	0·63
P ₂ O ₅	0·03
Summe	99·67

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·656 (T. TAKATS.)

Die Parameter nach OSANN: $s = 47·31$, $A = 1·37$, $C = 4·76$, $F = 32·82$, $T = 7·61$, $n = 9·71$, Reihe = α , $k = 0·99$; $a = 1·1$, $c = 3·6$, $f = 25·3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 90·0$, $al = 26·0$, $fm = 62·5$, $c = 9·0$, $alk = 2·5$,

$k = 0.03$, $mg = 0.76$; $qz = -20.0$, $fi = 0.21$, $p = 0.03$, $h = 102.45$, $co_2 = 2.11$, $so_3 = 1.10$, $c/fm = 0.15$, Schnitt = II.

Zum Vergleich: Typus des *hornblendit-pyroxenit-peridotitischen Magmas*: $si = 80.0$, $al = 10.0$, $fm = 74.0$, $c = 14.0$, $alk = 2.0$, $k = ?$, $mg = 0.72$, Schnitt = II.

In diesem Typus variieren: si von 57.0 bis 112.0; al von 3.5 bis 11.5, fm von 72.0 bis 79.5; c zwischen 9.0 und 19.0; alk von 1.0 bis 4.5.

Der Chemismus des Serpentin zeigt eine gewisse Ähnlichkeit mit diesem Typus. Ein grosser Unterschied liegt im Wert von al . Dieser Wert ist für ein derart basisches Gestein zu hoch. Die Differenz $al - (alk + c) = 14.5$ ist für ein frisches Eruptivgestein zu gross. Der Projektionspunkt im Konzentrations-tetraeder liegt ausserhalb des Eruptivfeldes neben der Grenze. Der Tonerdeüberschuss ist beträchtlich.

In den basischen Gesteinen der penninischen Decken in der Schweiz wurde manchmal ein erheblicher Tonerdeüberschuss beobachtet. Diese Gesteine sind durch folgende Mittelwerte gekennzeichnet: $si = 90$ bis 200, $al = 30$ bis 35, $fm = 42$ bis 52, alk und $c =$ niedrig. Der Chemismus des Serpentin zeigt manche Anklänge an diese basischen Gesteine.

Es ist sehr wahrscheinlich, dass dieses Gestein durch die Umwandlung chemisch stark verändert wurde, oder aber ist das ursprüngliche Gestein schon vor der Metamorphose, etwa durch Verwitterungsprozesse stark umgeändert worden. Man könnte auch an primäre Tuffbildungen denken, denen etwas pelitisches Material beigemischt wurde. Eine endgültige Entscheidung der Frage ist derzeit nicht möglich.

SERPENTIN, DEALUL NEGRU, 1866 m ü. d. M.

Das untersuchte Material stammt aus dem grössten Serpentinstock des ganzen Gebirges. Die Handstücke sind an der W-Seite, etwas unterhalb des Gipfels gesammelt worden.

Die megaskopische Untersuchung ergibt folgendes: das Gestein hat dunkel grünlich-schwarze Farbe. In dieser dunklen Masse liegen ab und zu etwas lichter gefärbte, grüne Flecke in regelloser Verteilung. Die Dimensionen derselben schwanken von einigen mm² bis zu einigen cm². Sowohl die dunklen, als auch die lichten Flecke scheinen homogen zu sein. Ab und zu lassen sich einige weisse, perlmutterglänzende Blättchen von Talk erkennen. Die Talkblättchen bilden mitunter einige mm² grosse Gruppen. Die Verwitterungsrinde des Gesteins hat weisse oder bräunlichgelbe Farbe.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Serpentin*, *Chlorit*, *Talk*, *Magnetit*, etwas *Kalzit*. Der Serpentin herrscht sehr stark vor. Die übrigen Mineralien spielen eine geringere Rolle.

Der *Serpentin* zeigt auch in diesem Gestein oft eine „Achse“; diese wird meist nicht aus Magnetitkörnchen aufgebaut, sondern sie erscheint in der Form eines ziemlich langen, an den beiden Enden etwas spindelförmig ausgezogenen Streifens. Die beiden Ränder dieser Achse sind manchmal etwas gezahnt. Die Längsrichtung dieser farblosen Achse ist α . Der Verlauf derselben zeigt oft schwach wellenförmige Biegungen. Einige sehr dünne Achsen bleiben zwischen gekreuzten Nicols beinahe ganz dunkel; die meisten verhalten sich jedoch normal. Auf beiden Seiten der Achsen (im Schnitt) liegt der faserig ausgebildete α -Serpentin, oft mit etwas gebogenen Fasern. Ab und zu ist die faserige Struktur nicht gut sichtbar; an diesen Stellen löscht der Serpentin wolkig-undulös aus. Die Fasern stehen senkrecht oder schief zur Achse; manchmal stehen sie auf der einen Seite ungefähr senkrecht, auf der anderen

Seite unter $40-45^\circ$ zur Achse. Die Länge dieser spindelförmigen Achsen beträgt überwiegend 0.11 bis 0.166 mm, selten bis 0.25 mm. Die Fasern sind meist 0.033 bis 0.066 mm lang. Manche Achsen enthalten einige kleine *Magnetit*körner. Ab und zu bleibt die mittlere, sehr schmale Zone der farblosen Achse zwischen gekreuzten Nicols beinahe vollständig dunkel, die randlichen Teile hellen sich auf. Seltener wird die Achse durch ein einziges, gestrecktes *Magnetit*korn gebildet und auf beiden Seiten desselben liegt der faserige Serpentin. Die Fasern stehen hier oft senkrecht zur Längsrichtung des *Magnetit*körnchens.

Zwei, drei, seltener mehr Achsen kommen oft in einem Punkt zusammen, oder aber sie bilden Vielecke; in diesen erscheint der Serpentin ebenfalls faserig ausgebildet. Der Verlauf der Fasern scheint hier meist regellos zu sein, oder aber die Anordnung derselben ist divergierend. Diese Felder in den Vielecken haben meist einige mm^2 grosse Ausdehnung (seltener einige cm^2).

Hier und da liegt der faserige Serpentin ohne Achse vor und bildet Gruppen von regelloser Umgrenzung; innerhalb dieser Gruppen zeigen die Fasern entweder ungefähr parallelen Verlauf, oder aber sie liegen etwas divergierend.

Die Serpentinmasse wird stellenweise durch kleine Gruppen von *Talk* gesprenkelt. Die *Talk*blättchen sind regellos umgrenzt. Der Durchmesser der Blättchen schwankt meist zwischen 0.06 und 0.25 mm, seltener bis 1.3 mm. Die Blättchen sind oft etwas gebogen. $2V\alpha = \text{etwa } 10^\circ$. $\gamma - \alpha = 0.052$. Die Menge an *Talk* ist gering, bloss einige % des Gesteins.

In der Nähe der *Talk*blättchen oder auch unabhängig vom *Talk* kommen in der Serpentinmasse *Chlorit*blättchen vor. Man kann optisch positive und optisch negative Abarten unterscheiden.

Die positiven *Chlorite* treten entweder in Begleitung von *Talk* oder selbständig auf. Sie bilden meist kleine Gruppen im Serpentin. Der Durchmesser der Blättchen schwankt überwiegend zwischen 0.06 und 0.26 mm. Einige erreichen Dimensionen bis 0.6 mm. Dieser *Chlorit* ist im Dünnschliff farblos, optisch einachsigt. Die Interferenzfarbe ist meist gelblichgrau. Die Blättchen enthalten manchmal entlang der Spaltrisse kleine *Magnetit*körnchen.

Ab und zu liegen die Blättchen in paralleler Lage ziemlich dicht nebeneinander und zwischen denselben sitzen kleine *Magnetit*körnchen. Die Blättchen sind manchmal rosettenartig gruppiert.

In der Serpentinmasse treten auch negative *Chlorit*blättchen auf. Sie liegen manchmal in der Nähe des *Talk*s. Die Blättchen sind manchmal in Reihen und Lagen angeordnet; sie sind manchmal etwas schwach gebogen und in diesem Falle zeigen sie häufig eine schwach wogende Auslöschung. Im Dünnschliff sind sie farblos. In den Spaltrissen kommt häufig *Magnetit* in kleinen Körnchen vor. Die Dimensionen der Blättchen schwanken zwischen 0.01 und 1.7 mm.

Die *Chlorite* bilden einige % des Gesteins.

Der *Magnetit* tritt verstreut auf. Seine Körnchen messen 0.033 bis 0.4 mm. Die grösseren Körner zeigen unregelmässige, lappige Umgrenzung. Die kleinsten *Magnetite* sind kreisrund oder stabförmig, selten in Oktaedern ausgebildet.

Von den ursprünglichen Mineralien (*Olivin* usw.) des Muttergesteins ist in diesem Gestein gar nichts übriggeblieben. Es ist aber nicht ausgeschlossen, dass in anderen Teilen des Serpentinstockes auch diese Reste der ursprünglichen Mineralien nachgewiesen werden können.

Ab und zu kann man etwas *Kalzit* zwischen der Serpentinsubstanz erkennen.

Wie aus der Beschreibung ersichtlich, zeigt dieses Gestein im wesentlichen dieselbe Struktur, wie die vorigen Gesteine.

Chemische Zusammensetzung des Serpentin:

SiO ₂	38·56
TiO ₂	0·20
Al ₂ O ₃	2·27
Cr ₂ O ₃	0·57
Fe ₂ O ₃	6·65
FeO	1·12
MnO	0·07
MgO	33·98
CaO	2·88
Na ₂ O	0·95
K ₂ O	0·08
H ₂ O+110°	11·42
H ₂ O-110°	0·54
CO ₂	0·61
P ₂ O ₅	0·02
SO ₃	0·22
Summe	100·14

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·662 (T. TAKATS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 38·22$, $A = 0·96$, $C = 0·58$, $F = 58·70$, $T = 0·0$, $n = 9·48$, Reihe = α , $k = 0·58$; $a = 0·5$, $c = 0·3$, $f = 29·2$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 62·0$, $al = 2·5$, $fm = 91·0$, $c = 5·0$, $alk = 1·5$, $k = 0·06$, $mg = 0·89$; $qz = -44·0$, $ti = 0·24$, $p = 0·01$, $h = 60·83$, $co_2 = 1·33$, $so_3 = 0·26$, $\%_{fm} = 0·05$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Die Übereinstimmung im Chemismus des analysierten Gesteins und des angeführten Typus ist sehr gut.

SERPENTINISIERTER OLIVINGRAMMATIT, DEALUL PALTINEI.

Im nördlichen Gebiet des Dealul Paltinei (1647 m ü. d. M.) sind zwei Serpentinvorkommen bekannt. Der grössere, nördliche Serpentinstock liegt etwa 100 m südlich von der Kote 1585 m. Er ist entlang des Weges teilweise aufgeschlossen. Das Gestein wird südöstlich von einem kleinen, reinen Serpentinstock begleitet.

Megaskopisch betrachtet, besteht das Gestein aus einer dunkelgrünen bis grünlichschwarzen Grundmasse, in welcher noch viele farblose bis gelbliche Grammatite und etwas Talk zu erkennen sind. Die Grammatite kommen in Gruppen angehäuft vor, die Talkblättchen treten regellos verstreut und spärlich auf.

Die Textur des Gesteins ist massig ausgebildet. An einigen Stellen des Stockes zeigt sich eine sehr schwache Schieferung, die durch die Lage der Grammatite bedingt wird: die Grammatite liegen an diesen Stellen manchmal mit ihren Vertikalachsen in der Schieferungsebene. Einfallen: $14^h 14^\circ$.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Grammatit*, *Olivin*, *Serpentin*, *Chlorit*, *Talk*, *Magnetit*, *Pyrrhotin*, *Apatit*, etwas *Kalzit*.

Der *Grammatit* macht etwa 40 Vol% des Gesteins aus. Er kommt in grösseren Gruppen vor, deren Durchmesser meist einige cm erreichen. Die Länge seiner nach der Vertikalachse gestreckten Körner schwankt meist zwischen 1.5 und 2.5 mm. Terminal sind die Körnchen ganz unregelmässig umgrenzt, oder aber sie sind in einige Zapfen ausgezogen. In der Prismenzone kann man mitunter die Form $\{110\}$ erkennen. Die Individuen liegen regellos verteilt, sie kreuzen sich oft. Manchmal sind sie in der Richtung der Hauptachse in mehrere Stücke zerbrochen und die einzelnen Glieder sind gegeneinander etwas verschoben worden.

Im Dünnschliff ist der Grammatit vollkommen farblos. Die Spaltbarkeit nach (110), sowie die Querabsonderung lassen sich immer sehr gut erkennen. $\gamma : c = 16-18^\circ$. Der optische Charakter ist negativ. $2V\alpha = 79-80^\circ$, $\gamma - \alpha = 0.0256$.

Als Einschluss im Grammatit kann man *Pyrrhotin* beobachten. Manchmal besteht der zentrale Teil des Erzes aus Pyrrhotin, die Hülle aus Magnetit. Als ein sehr seltener Einschluss im Grammatit kann der farblose *Apatit* erwähnt werden, der in sehr kleinen, rundlichen Körnern in der Nachbarschaft des Pyrrhotins erscheint.

Die Querrisse der Grammatite werden oft durch eine gelblich gefärbte Serpentinsubstanz ausgefüllt. Dieser Serpentin hat sich auf Kosten der Grammatite gebildet. An diesem Serpentin lässt sich eine faserige Struktur nur bei sehr starker Vergrösserung beobachten. Die Längsrichtung der Fasern ist α und diese Richtung steht ungefähr \parallel zur Hauptachse der Grammatite. Entlang der Spaltrisse scheint sich die Serpentinsubstanz seltener zu bilden, namentlich nur dort, wo die Spaltrisse nicht zu eng sind. Hier entsteht ebenfalls schwach faseriger α -Serpentin und die Fasern liegen parallel zu Hauptachse. Manchmal bleiben nur einige kleine Körnchen vom Grammatit übrig, der grösste Teil desselben wurde in Serpentin umgewandelt. Bei der Serpentinbildung hat sich das Eisen in der Form von *Magnetit* ausgeschieden. Die kleinen Magnetitkörnchen bilden oft Reihen, die hier die „Achsen“ des Serpentin bilden. An beiden Seiten der Achse liegt die faserige Serpentinsubstanz; die Fasern stehen meist schief zur Achse.

Wo der Serpentin etwas stärker gelblich gefärbt erscheint, dort zeigt die Längsrichtung der sehr schwachen Fasern manchmal γ . Wie wenn der Charakter vom Gehalt an Eisen abhängig wäre!

Auf Kosten der Grammatitkörner hat sich auch *Talk* gebildet. Seine Blättchen liegen manchmal an der Oberfläche der Grammatite, oder aber sie erscheinen längs der Spaltrisse.

Der grösste Teil der *Serpentin*substanz hat sich aber aus dem *Olivin* gebildet. Dieser Serpentin ist (im Dünnschliff) farblos, seltener etwas gelblich gefärbt. Die kleinen Olivinkörner, die im Serpentin liegen, bilden die letzten Reste der nicht umgewandelten, grösseren Individuen. Die nahe zueinander liegenden Olivinkörner zeigen meist genau dieselbe optische Orientierung, zum Zeichen, dass sie eigentlich zusammengehörten. Die ursprüngliche Korngrösse des Olivins dürfte zwischen 0.8 und 3.4 mm geschwankt haben.

Der Olivin ist im Dünnschliff vollkommen farblos; $\gamma - \alpha = 0.036$; optisch positiv, $2V\gamma =$ etwa 87° . Er enthält keine Einschlüsse.

Die kleinen Olivinkörnchen werden von *Magnetit*ausscheidungen umgeben, d. h. bei der Bildung des Serpentin ist das Eisen des Olivins in Magnetit übergegangen. Die Magnetitkörnchen sind xenomorph und oft in einer Richtung mehr oder weniger länglich ausgebildet. Diese Richtung ist zugleich die Längsrichtung der zwischen den beiden Olivinkörnchen vorhandenen, ursprünglichen Risse, die sich aber, — infolge der Umwandlung des Olivins, — sehr stark erweitert haben. Die Magnetitkörner bilden eine nicht vollkommen zusammenhängende, rosenkranzartige Reihe in der Mittellinie der Spalten. Diese Reihen bilden die „Achsen“ des Serpentin.

Auf beiden Seiten der Achsen liegt die faserig ausgebildete Serpentinsubstanz. Die Fasern stehen entweder ungefähr senkrecht oder schief zur Achse. Der Verlauf dieser Fasern ist oft etwas wellig ausgebildet. Die Achsen erreichen manchmal Längen von 1.5 bis 2.1 mm. Der Serpentin ist auch hier α -Serpentin. Ab und zu sind zwei, seltener drei parallele Magnetitachsen entstanden und auf beiden Seiten dieser parallelen Achsen zeigt der Serpentin genau dieselbe Ausbildung. Stellenweise war die Magnetitbildung minimal, oder aber sie fehlt gänzlich. Die Fasern der Serpentinsubstanz stehen aber auch in diesem Fall beinahe senkrecht oder schief zur Längsrichtung der „Spalte“. Um ein kleines Olivinkorn verlaufen diese Achsen in verschiedenen Richtungen und dadurch werden kleine vieleckige Felder umschlossen.

Oft sind vom ursprünglichen Olivin keine Reste übrig geblieben, das Olivinmaterial wurde vollkommen verbraucht. In diesen Fällen sind die „Felder“ ebenfalls mit α -Serpentin ausgefüllt. Die faserige Struktur innerhalb der Felder ist entweder gut ausgebildet (d. h. mit starker Vergrößerung kann sie beobachtet werden), oder aber sind die Fasern wolkenartig verwaschen. Der Verlauf der Fasern erscheint hier in regelloser oder schwach divergierender Ausbildung.

Die Menge an Olivin macht etwa 13 Volumprozent des Gesteins aus.

Neben dem Serpentin kommt viel *Chlorit* vor. Man kann positive und negative Abarten unterscheiden. Beide sind reichlich vorhanden.

Der positive Typus erscheint in Blättchen mit scharfer $\{001\}$; die übrigen Konturen der Blättchen sind unregelmässig, oft etwas zerfrant. Er ist im Dünnschliff farblos und zeigt gelblich-graue Interferenzfarben. Er erscheint in kleinen Gruppen im Serpentin eingebettet oder an der Oberfläche mancher Grammatite, oder dringt in die Grammatite hinein. Seine Blättchen sind manchmal etwas gebogen. Entlang der Spaltrisse enthält er oft kleine *Magnetit*körnchen als Einschlüsse; die Magnetitkörnchen sind manchmal nach den Spaltrissen (im Schnitt) etwas gestreckt.

Der optisch negative Chlorit bildet kleine Schüppchen. Sie sind im Dünnschliff farblos und liegen regellos, oft gruppenweise zwischen der Serpentinsubstanz oder in der Nähe von Talkblättchen verteilt. Im Dünnschliff sind sie farblos und zeigen meist himmelblaue Interferenzfarben. Als Einschlüsse enthalten sie mitunter *Magnetit*körnchen. Ab und zu liegen die Schüppchen — scheinbar mit positiven Blättchen verwachsen — derart geordnet, dass die Spaltrisse der beiden Individuen zusammenfallen und die Magnetiteinschlüsse, — die lange Stäbchen bilden, — aus dem negativen Blättchen unmittelbar in die positive Lamelle hinübergehen. Die negativen Blättchen besitzen etwas schwächere Lichtbrechung als die positiven.

Die Chloritblättchen sind klein. Manche positive Blättchen erreichen jedoch Dimensionen bis 1·0, ja sogar bis 1·8 mm. Die negativen Schüppchen sind immer viel kleiner.

Der *Talk* bildet weisse, perlmutterglänzende Blättchen von unregelmässigen Konturen. Nur die Form {001} ist scharf ausgebildet. Der Durchmesser der Blättchen schwankt vorwiegend zwischen 0·08 und 0·33 mm. Der Talk kommt oft in den Grammatiten und in deren Nähe vor. Er hat sich auf Kosten der Grammatite gebildet (Fig. 75).

Das primäre Erz war der *Pyrrhotin*. Er erscheint in xenomorphen, kleinen Körnern, meist in den Grammatiten. Die Korngrösse erreicht maximale Dimensionen bis 0·33 mm. Die randlichen Teile der Körner wurden manchmal in schwarzes, opakes Erz umgewandelt. Diese schwarze Hülle verhält sich wie Magnetit. Ab und zu dringt das schwarze Erz in das Innere der Körner ein.

Die *Magnetit*körnchen sind kleiner, als die Pyrrhotine. Sie sind infolge des Serpentinisierungsprozesses entstanden: der Eisengehalt der Olivine wurde in der Form von Magnetit ausgeschieden. Die Umwandlung einzelner Teile des Pyrrhotins dürfte ebenfalls mit der Serpentinbildung zusammenhängen.

Sehr selten findet man im Gestein zwischen den Grammatitkörnchen etwas farblosen *Kalzit*.

Der *Apatit* erscheint selten im Grammatit.

Dieses Gestein ist in Bezug auf die Bildung vom Serpentin von Wichtigkeit. Hier kann man die Entstehung des Serpentin aus dem Olivin-grammatit beobachten. Bei der Serpentinbildung stellt der Olivin das wichtigste Ausgangsmaterial dar. Aus der Beschreibung des Gesteins ging klar hervor, dass die Struktur der Serpentin-substanz von den ursprünglichen Olivinkörnern bedingt wurde: die Anordnung der „Achsen“ hängt vom Verlauf der Risse der ursprünglichen grösseren Olivinkristalle ab.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	37·93
TiO ₂	0·17
Al ₂ O ₃	17·57
Cr ₂ O ₃	0·82
Fe ₂ O ₃	6·71
FeO	2·23
MnO	0·06
MgO	19·06
CaO	2·02
Na ₂ O	1·13
K ₂ O	0·23
H ₂ O+110°	11·32
H ₂ O-110°	0·48

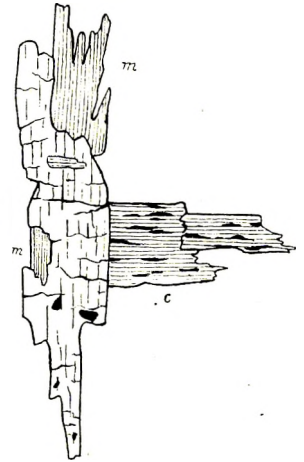


Fig. 75. Grammatit (links) mit Talk (m), der auch als Einschluss erscheint. c = Chlorit. Die schwarzen Flecke im Grammatit bezeichnen Pyrrhotinkörner. Der Chlorit enthält Magnetitkörnchen. Lineare Vergrösserung: 30.

CO ₂	0·31
P ₂ O ₅	0·03
SO ₃	0·20*
	Summe . .	100·27

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·691 (T. TAKATS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 43·42$, $\Lambda = 1·41$, $C = 2·47$, $F = 40·53$, $T = 8·29$, $n = 8·79$, Reihe = α , $k = 0·80$; $a = 0·9$, $c = 1·7$, $f = 27·4$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 76·0$, $al = 21·5$, $fm = 71·5$, $c = 4·5$, $alk = 2·5$, $k = 0·12$, $mg = 0·80$; $qz = -34·0$, $ti = 0·25$, $p = 0·02$, $h = 76·09$, $co_2 = 0·85$, $so_3 = 0·30$, $c/fm = 0·06$, Schnitt = I.

Charakteristisch ist der hohe Gehalt an Al₂O₃ neben dem niedrigen Wert von si . Al₂O₃ steckt in den ziemlich reichlich vorhandenen Chloriten. Diese Verhältnisse zeigen eine sehr grosse Ähnlichkeit mit dem Chemismus des Serpentin aus dem Valea Dobrei-Tal. Die chemische Zusammensetzung beider Gesteine ist beinahe vollständig dieselbe. Die mineralogische Ausbildung ist ebenfalls fast genau die gleiche. Nur ist im zuletzt beschriebenen Gestein die Serpentinbildung nicht so weit fortgeschritten, wie im ersten Serpentin.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 4·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Aus diesem Typus: $si = 100·0$, $al = 4·5$, $fm = 88·5$, $c = 5·5$, $alk = 1·5$, $k = 0·13$, $mg = 0·87$, Schnitt = I. (*Hypersthenit*, Noosemann, Westaustralien.)

Ferner: $si = 60·0$, $al = 11·0$, $fm = 82·0$, $c = 0·5$, $alk = 6·5$, $k = 0·96$, $mg = 0·61$, Schnitt = I. (*Glimmerperidotit*, Kaltes Tal, Harz.)

fm , c und alk stimmen überein; der Wert von al ist in unserem Gestein zu hoch. In diesem Typus steigt er bis 11.

Die Molekularwerte für den Typus des *hornblendit-pyroxenit-peridotitischen Magmas* lauten: $si = 80·0$, $al = 10·0$, $fm = 74·0$, $c = 14·0$, $alk = 2·0$, $k = ?$, $mg = 0·72$, Schnitt = II. Auch mit diesem besteht in mancher Beziehung eine gewisse Ähnlichkeit, aber al ist in diesem Typus niedriger, c höher als für den Serpentin.

Man könnte noch das *hornblenditische Magma* in Erwägung ziehen: $si = 80·0$, $al = 15·0$, $fm = 60·0$, $c = 20·0$, $alk = 5·0$, $k = 0·25$, $mg = 0·65$, Schnitt = III. Der Unterschied im Wert vom c ist jedoch zu gross.

Die chemische Zusammensetzung dieses Serpentin zeigt eine sehr grosse Ähnlichkeit mit dem *sesquioxidreicheren peridotitischen Typus* der basischen Gesteine der penninischen Decken. Bereits weiter oben wurden die Molekularwerte dieses Typus angeführt: si variiert zwischen 40 und 66, al von 7 bis 20, fm von 77 bis 90, c und alk sind sehr klein, mg liegt zwischen 0·1 und 0·9.

Die Molekularwerte des Serpentin liegen innerhalb der zuletzt angegebenen Grenzwerte; si ist aber etwas höher (76·0) und fm etwas kleiner (71·5). si ist bekanntlich für diese sehr basischen

* Eigentlich als S im *Pyrrhotin* gebunden.

Gesteine nicht bestimmend (siehe auch Seite 313). Somit bleibt nur ein geringer Unterschied von fm (5·5 Einheiten) übrig. So ist die Übereinstimmung befriedigend und der Serpentin kann in die Gruppe des *sesquioxidreicheren peridotitischen Typus* eingereiht werden.

SERPENTIN, DEALUL PALTINEI.

Etwa 1·5 NNO-lich vom Gipfel (1647 m) des Dealul Paltinei ist ein kleiner Serpentinstock aufgeschlossen. Der Aufschluss liegt südöstlich von dem soeben beschriebenen serpentinierten Olivin-grammatit.

Das megaskopisch betrachtete Bild dieses Gesteins zeigt folgendes. Das Gestein hat eine sehr dunkelgrüne Farbe. In dieser sehr dunklen Masse liegen lichter gefärbte, gelblichgrüne Lagen. Diese erscheinen auf den Bruchflächen in der Form von Streifen. Die Mächtigkeit dieser Lagen steigt höchstens bis 1·5 mm, ihre Längen erreichen einige cm (höchstens 3 bis 6 cm). Der Verlauf der Streifen scheint etwas wellenförmig und parallel zu sein (Tafel IV, Fig. 3). Ab und zu lassen sich Talkblättchen beobachten. Mitunter bemerkt man einige dünne und kurze Asbestäderchen mit faserigem Asbest. (Maximale Dicke der Adern 1 mm, maximale Länge 2 cm.) Die Verwitterungskruste des zähen Gesteins ist graulich-weiss und man kann in derselben einige Reihen von Magnetitkörnchen erkennen. Die Textur ist massig.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile beobachten: *Serpentin*, *Talk*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Kalzit* (sehr wenig).

Der weit überwiegende Gemengteil ist der *Serpentin*. Der grösste Teil der Serpentinsubstanz ist mit „Achsen“ ausgebildet. Die Achsen bestehen entweder aus einer Reihe kleiner Magnetitkörnchen, oder sie sind farblos durchsichtig. Im letzteren Fall fällt die Längsrichtung der Achsen mit α zusammen. Die Achsen bilden meist Vielecke. An den beiden Seiten der Achsen stehen die α -Serpentinfasern fast senkrecht oder schief zur Achse. Innerhalb der Vielecke zeigt der Serpentin entweder divergent faserige Ausbildung, oder aber ist die Anordnung der Fasern unregelmässig.

Diese Ausbildung ist genau dieselbe, wie in den früher beschriebenen Gesteinen. Das ist die Struktur der dunklen Gesteinsmasse.

Die gelblichgrünen Lagen zeigen einen anderen Aufbau. Hier findet man ebenfalls „Achsen“. Diese bestehen entweder aus kleinen Magnetitkörnchen, die eine Reihe bilden, oder aus einem homogenen Serpentinmaterial. Die Magnetitkörnchen liegen entweder dicht nebeneinander, oder aber in einer gewissen kleinen Entfernung voneinander und zwischen ihnen kommt die farblose Achsensubstanz zum Vorschein. Meist sind mehrere Achsen ungefähr parallel angeordnet und ihr Verlauf ist schwach wellenförmig gebogen. Die Längsrichtung der farblosen Achsen ist α .

Auf beiden Seiten dieser Achsen liegen die Serpentinfasern in ungefähr senkrechter Stellung zu den Achsen. Die Länge der Fasern schwankt meist zwischen 0·01 und 0·083 mm, selten bis 0·15 mm. Die Längsrichtung der Fasern ist α (α -Serpentin).

Sind die Streifen dünn (einige 0·1 mm), dann sind nur zwei wellenförmige Achsen vorhanden. Bei einer beträchtlicheren Mächtigkeit (bis 1·5 mm) liegen mehrere (3–7) wellenförmige Achsen nebeneinander. Die maximale Länge dieser Streifen beträgt 6 cm; meist sind sie viel kürzer und sie werden durch dunkle Serpentinsubstanz abgelöst, um nach einer kurzen Strecke wieder zu erscheinen und zwar mit derselben Richtung der Achsen.

Ab und zu findet man *Talk*blättchen in regelloser Verteilung im schwarzen Serpentin verstreut. Die Blättchen sind farblos, perlmutterglänzend; {001} ist scharf ausgebildet, die Umrandung ist regellos, oft zerfetzt oder zerfrant. Der Achsenwinkel ($2V\alpha$) schwankt um 10° herum.

Der *Chlorit* erscheint in der Form von optisch positiven und optisch negativen Blättchen. Die positiven Chlorite kommen ziemlich spärlich vor. Die Blättchen erscheinen entweder einzelweise in regelloser Verteilung verstreut, oder sie sind ab und zu in kleine Gruppen angehäuft. Sie sind im Dünnschliff farblos; einachsige und zeigen meist gelbgraue Interferenzfarben. Längs der Spaltrisse führen sie oft kleine Magnetitkörnchen. Der negative Chlorit scheint etwas reichlicher vorzukommen. Die sehr kleinen Blättchen sind manchmal schwach gebogen und kommen hier und da gruppenweise vor. Sie sind im Dünnschliff farblos und zeigen meist himmelblaue Interferenzfarben.

Der *Magnetit* tritt teils in den „Achsen“, teils in den Vielecken in der Serpentinsubstanz auf. Seltener bildet er Einschlüsse in den Chloriten. Die Korngröße ist meist klein; einige Körner erreichen jedoch Dimensionen bis 0.3 mm. Manche Magnetite wurden sekundär, durch Verwitterungsprozesse in *Limonit* umgewandelt. In diesen Fällen bekommt die Serpentinsubstanz — in der Nähe der limonitisierten Magnetite, — gelbliche Farbentöne. Diese Verhältnisse können am besten an Dünnschliffen beobachtet werden, die aus etwas verwitterten Handstücken stammen.

Die bereits für das unbewaffnete Auge zugänglichen *Asbestadern* bestehen aus Asbestfasern, die senkrecht zur Grenzfläche stehen. Die Längsrichtung der Asbestfasern ist γ .

Von den ursprünglichen Mineralien ist hier nichts übrig geblieben:

Der sehr spärlich vorhandene, sekundäre Kalzit zeigt nichts besonderes.

Die chemische Analyse ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	37.42%
TiO ₂	0.20
Al ₂ O ₃	5.24
Cr ₂ O ₃	0.59
Fe ₂ O ₃	3.48
FeO	1.92
MnO	0.08
MgO	34.71
CaO	1.36
Na ₂ O	1.41
K ₂ O	0.17
H ₂ O + 110°.	11.80
H ₂ O - 110°.	0.63
CO ₂	0.52
P ₂ O ₅	0.01
SO ₃	0.33
Summe	99.87

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew. 2.651. (T. TAKATS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 37.51$, $\Lambda = 1.47$, $C = 1.46$, $F = 56.25$, $T = 0.38$, $n = 9.25$, Reihe = α , $k = 0.55$; $a = 0.7$, $c = 0.7$, $f = 28.6$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 60.0$, $al = 5.0$, $fm = 90.0$, $c = 2.5$, $alk = 2.5$, $k = 0.07$, $mg = 0.92$; $qz = -50.0$, $ti = 0.24$, $p = 0.01$, $h = 62.85$, $co_2 = 1.13$, $so_3 = 0.39$, $\%_{fm} = 0.03$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60.0$, $al = 5.0$, $fm = 90.0$, $c = 4.0$, $alk = 1.0$, $k = ?$, $mg = 0.90$, Schnitt I.

Die Übereinstimmung ist sehr gut.

SERPENTIN, BISTRA.

Südlich der Kolonie Bistra, am NW-lichen Rücken des Runcul Cailor, besteht die Kuppe 1378 m aus einem kleinen Serpentinstock. Der Aufschluss liegt 1.1 km südlich vom Jägerhaus Bistra. Der Serpentin tritt im Glimmerschiefer auf.

Bei der megaskopischen Beobachtung erscheint das dichte Gestein in dunkel grünlichschwarzer Farbe. Diese dunkle Masse wird aber ab und zu durch gelblichgrüne Flecke gesprenkelt. Die Dimension der Flecke schwankt zwischen einigen mm² und einigen cm². Ab und zu sind die Flecke in einer Richtung etwas gestreckt und diese Richtungen verlaufen ungefähr parallel. Mitunter findet man sowohl in den lichten Flecken, als auch in der dunklen Masse einige Talkblättchen. In einigen der lichten, gelblichgrünen Flecke kann man mit unbewaffneten Augen dünnstengelige, farblose bis schwach grünlichgelbe Grammatite erkennen. Hier und da beobachtet man schwarze, kleine Erzanhäufungen.

U. d. M. erkennt man folgende Gemengteile: *Serpentin*, *Olivin*, *Grammatit*, *Talk*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Pyrrhotin*, *Kalzit* (sehr wenig).

Der stark überwiegende Teil des Gesteins besteht aus *Serpentin*; *Olivinreste* sind ziemlich häufig in der Serpentinsubstanz. *Grammatit*, *Talk*, *Chlorit* sind sehr untergeordnet vorhanden.

Die Serpentinsubstanz enthält sehr viele *Magnetit*körnchen. Die kleinen Magnetite sind oft in Reihen geordnet. Daneben sind aber auch grössere (0.05 bis 0.17 mm) *Magnetit*körner vorhanden, die ab und zu ebenfalls in Streifen angeordnet erscheinen. Diese letzteren Reihen schneiden die aus kleinen Körnern aufgebauten Reihen unter verschiedenen Winkeln.

Der *Serpentin* besitzt meist „Achsen“, die aus *Magnetit*körnern bestehen, genau so ausgebildet, wie in den vorigen Gesteinen. Manchmal bestehen die Achsen bloss aus farblosem Material, dessen Längsrichtung mit α zusammenfällt. Die Achsen sind oft etwas wellenförmig gebogen. Auf beiden Seiten der Achsen liegt der Serpentin in schwach faseriger Ausbildung als α -Serpentin vor. In der Richtung der Fasern liegen oft äusserst dünne, aus sehr kleinen *Magnetit*körnchen zusammengesetzte Fäden. Meist sind mehrere (6–8), ungefähr parallele Achsen vorhanden und in diesem Fall zeigen die Achsen meist wellenförmigen Verlauf (Tafel X, Fig. 4). Oft werden diese parallelen Achsen von anderen Achsen gekreuzt, die in anderer Richtung verlaufen (Tafel X, Fig. 5). Die Länge der Achsen schwankt meist zwischen 0.1 und 0.5 mm; die Faserlänge beträgt meist 0.016 bis 0.08 mm. Stellenweise zeigen die Achsen in grösserer Länge (1–2 cm) ungefähr parallelen Verlauf.

Die Achsen bilden auch hier Vielecke. Die Ausbildung der letzteren ist genau dieselbe, wie in den oben beschriebenen Gesteinen.

Die grösseren *Magnetit*achsen zeigen im ganzen Gestein ungefähr denselben parallelen Verlauf.

Auch die Grammatite sind oft in derselben Richtung gestreckt. Die Talkblättchen schmiegen sich manchmal ebenfalls dieser Richtung an. Dadurch wird eine schwache Schieferung des Gesteins bedingt.

Die sehr kleinen Olivinkörner (bis 0·02 mm) sind die Relikte grösserer Individuen. Sie liegen gruppenweise in der Serpentinsubstanz. Die Gruppen sind regellos verteilt und zwischen denselben kommt der Serpentin in grosser Ausdehnung (Durchmesser oft 5—6 cm) vor. Die Gruppen der kleinen Olivinkörnchen zeigen oft dieselbe Orientierung, als Reste ursprünglich in Zusammenhang ausgebildeter grösserer Olivinkristalle.

Zwischen den kleinen Olivinkörnchen findet man eine oder zwei Achsen aus Magnetitkörnchen (Fig. 76). Auf beiden Seiten dieser Achsen kommt der α -Serpentin in faseriger Ausbildung vor. Die Fasern stehen ungefähr senkrecht oder schief zur Achse. Die Achsen verlaufen parallel zur Grenzlinie der beiden Olivinkörnchen, zwischen welchen sie ausgebildet wurden. Manchmal werden die „Achsen“ durch sehr dünne Reihen von Magnetitkörnchen gekreuzt. Diese Reihen stehen parallel zu den Fasern des Serpentin.



Fig. 76. Zwischen den kleinen Resten von Olivin liegt der faserige Serpentin mit Achsen aus Magnetitkörnchen. Lineare Vergrößerung: 85.

Der Grammatit erscheint in überwiegend 0·6 bis 2·5 mm langen, xenomorphen, nach der Vertikalachse länglichen Körnern. Er ist im Dünnschliff farblos; $\gamma:c = 18^\circ$ (Mittelwert). In den Querrissen hat sich Serpentin angesiedelt. Dieser Serpentin besteht aus einer „Achse“, deren Längsrichtung mit α zusammenfällt. Auf beiden Seiten der Achse (im Schnitt) liegt der faserig ausgebildete α -Serpentin. Die Längsrichtung der Achse steht parallel zur Grenzlinie des Querrisses. Die Achse wird oft durch eine farblose, aber zwischen gekreuzten Nicols fast vollständig dunkel bleibende, sehr dünne Mittellinie in zwei Teile geteilt. In diesem Falle fällt die Längsrichtung der Achse mit γ zusammen. Hier zeigt auch die Achse selbst eine faserige Struktur, die Fasern liegen ungefähr senkrecht zur Längsrichtung und sie bestehen aus α -Serpentin. Manchmal kommen zwei Mittellinien vor.

Als Einschlüsse im Grammatit kann man selten kleine *Pyrrhotin*körnchen beobachten. Ab und zu kommen auch *Talk*blättchen entlang der Spaltrisse vor.

Der *Talk* erscheint in unregelmässig umgrenzten Blättchen entweder in der Serpentinmasse oder an der Oberfläche der Grammatite. Die Ränder der Blättchen sind oft stark zerfetzt oder zerfranst. $2V\alpha = \text{ctwa } 10^\circ$.

Der positive *Chlorit* bildet meist 0·05 bis 0·17 mm grosse Blättchen. Grössere Blättchen, bis etwa 0·8 mm, sind seltener. Er kommt oft in kleinen Gruppen in der Nähe der Talkblättchen und der Grammatite vor. Im Dünnschliff ist er farblos, einachsiger. Längs der Spaltrisse enthält er oft *Magnetit*körnchen als Einschlüsse.

Der negative *Chlorit* bildet sehr kleine, oft etwas gebogene Blättchen. Er ist im Dünnschliff farblos und zeigt oft himmelblaue Interferenzfarben. Er kommt oft in der Nähe der Grammatite in der Serpentinsubstanz, aber auch unregelmässig verteilt vor.

Die Menge der Chlorite ist gering.

Pyrrhotin kommt vereinzelt in und zwischen den Grammatiten vor.

Magnetit ist reichlich in der Serpentinsubstanz vorhanden, ferner auch als Einschluss in den Chloriten. Die Umgrenzung der Körnchen ist meist unregelmässig. Einige Körnchen zeigen an den

randlichen Teilen limonitische Umwandlungsprodukte. Die Magnetitkörner bilden hier und da kleine Anhäufungen. Zwischen den Magnetitkörnchen liegen oft positive Chloritblättchen in diesen Anhäufungen.

Selten findet man etwas *Kalzit* in sehr regelloser Verteilung.

Die Textur des Gesteins ist massig bis schwach schieferig. Die schwache Schieferung wird durch die Anordnung der Grammatite und der grösseren Magnetite hervorgerufen.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	38·77%
TiO ₂	0·15
Al ₂ O ₃	1·31
Cr ₂ O ₃	0·30
Fe ₂ O ₃	7·47
FeO	2·08
MnO	0·11
MgO	32·48
CaO	1·29
Na ₂ O	1·33
K ₂ O	0·15
H ₂ O+110°	12·44
H ₂ O-110°	0·47
CO ₂	0·88
SO ₃	0·28
P ₂ O ₃	0·02
Summe	99·53

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·678 (T. TAKATS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 39·40$, $A = 1·40^*$, $C = 0·00$, $F = 57·80$, $T = 0·0$, $n = 9·35$, Reihe = α , $k = 0·59$; $a = 0·7$, $c = 0·0$, $f = 29·3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 65·0$, $al = 1·5$, $fm = 94·0$, $c = 2·0$, $alk = 2·5$, $k = 0·07$, $mg = 0·87$; $qz = -45·0$, $ti = 0·19$, $p = 0·01$, $h = 69·34$, $co_2 = 2·01$, $so_3 = 0·35$, $c'_{fm} = 0·03$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60·0$, $al = 5·0$, $fm = 90·0$, $c = 2·0$, $alk = 1·0$, $k = ?$, $mg = 0·90$, Schnitt = I.

Die Übereinstimmung ist recht gut.

Unter den basischen Gesteinen der penninischen Decken in der Schweiz zeigt der peridotitische Typus einen ähnlichen Chemismus. In diesem Typus variieren si von 52·0 bis 67·0, al zwischen 0 und 4·0, fm von 87·0 bis 98·0, c von 0 bis 5, eventuell bis 9·0, alk von 0 bis 1·0, mg von 0·83 bis 0·91. Die charakteristischen Werte für diesen Typus sind: $si = 60·0$, $al = 2·5$, $fm = 95·0$, $c = 2·0$, $alk = 0·5$, $mg = 0·9$ (NIGGLI-DE QUERVAIN-WINTERHALTER: l. c. p. 353).

*) A ist grösser als Al₂O₃; Fe₂O₃ wurde von FeO in Abzug gebracht bis $A = Al_2O_3 + Fe_2O_3$. CaO wurde in F verrechnet.

SERPENTIN, GIPFEL DES GYHAN (1411 m).

Südlich von Resinár, am Gipfel des Gyhan treten zwei kleine Serpentinstöcke auf. In der Begleitung derselben kommt Amphibolit vor. Die untersuchten Handstücke haben eine grünlichschwarze Farbe, mit kleinen, grünen Flecken. Megaskopisch kann man etwas Grammatit und wenig Talk unterscheiden. Die Gemengteile des Gesteins sind: *Serpentin*, *Olivin*, *Grammatit*, *Chlorit*, *Talk*, *Magnetit*, *Kalzit* (sehr wenig).

Der grösste Teil des Gesteins besteht aus *Serpentin*. Er zeigt genau dieselbe Ausbildung, wie in den vorigen Gesteinen: „Achsen“ teilweise aus Magnetitkörnchen tragen auf beiden Seiten (im Schnitt) die Fasern des α -Serpentins. Die Achsen bilden Vielecke, in welchen entweder kleine Reste von *Olivin* vorhanden sind, oder aber liegt hier ebenfalls α -Serpentin vor.

Der *Olivin* kommt in sehr kleinen Körnern vor, die Reste von grösseren Olivinindividuen darstellen.

Der *Grammatit* tritt spärlich auf. Er zeigt genau dieselben Eigenschaften, wie im vorigen Gestein.

Der *Chlorit* ist reichlicher vorhanden. Positive und negative Typen sind von derselben Beschaffenheit, als in den anderen Serpentin. Sie treten meist gruppenweise auf. Mitunter findet man einige *Talk*blättchen, oft an den Oberflächen der Grammatite oder in deren Nähe.

Der *Magnetit* kommt teils in den „Achsen“, teils unabhängig vor. Einzelne Körner erreichen Dimensionen bis 0·38 mm. Seine Menge ist geringer, als in den obigen Serpentin.

Das Gestein zeigt eine massige bis schiefrige Textur. Die Schieferung wird durch die Anordnung einzelner Grammatite und Talke bedingt: die Grammatite liegen manchmal mit der Hauptachse in der Schieferungsebene, die *Talk*blättchen schmiegen sich mit ihren Basisflächen der Schieferungsebene an.

Die chemische Analyse des Gesteins ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	38·57%
TiO ₂	0·14
Al ₂ O ₃	12·78
Cr ₂ O ₃	0·31
Fe ₂ O ₃	1·38
FeO	2·01
MnO	0·11
MgO	30·42
CaO	1·53
Na ₂ O	1·12
K ₂ O	0·12
H ₂ O+110°	11·46
H ₂ O-110°	0·09
CO ₂	0·40
SO ₃	0·12
P ₂ O ₅	0·02
Summe	100·58

Analytiker: I. FINALY.

Spez. Gew.: 2·705 (T. TAKÁTS).

Die Parameter nach OSANN: $s = 39.65$, $A = 1.19$, $C = 1.68$, $F = 49.65$, $T = 4.96$, $n = 9.33$, Reihe = α , $k = 0.66$; $a = 0.7$, $c = 1.0$, $f = 28.3$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 66.0$, $al = 13.0$, $fm = 82.5$, $c = 2.5$, $alk = 2.0$, $k = 0.07$, $mg = 0.94$; $qz = -42.0$, $fi = 0.17$, $p = 0.01$, $h = 64.90$, $co_2 = 0.93$, $so_3 = 0.15$, $c/fm = 0.03$, Schnitt = I.

Zum Vergleich: Typus des *peridotitischen Magmas*: $si = 60.0$, $al = 5.0$, $fm = 90.0$, $c = 4.0$, $alk = 1.0$, $k = ?$, $mg = 0.90$, Schnitt = I.

Aus diesem Typus: $si = 60.0$, $al = 11.0$, $fm = 82.0$, $c = 0.5$, $alk = 6.5$, $k = 0.96$, $mg = 0.61$, Schnitt = I. (*Glimmerperidotit*, Kaltes Tal, Harz.)

Die Übereinstimmung ist recht gut; nur der Wert von *al* ist für den Serpentin etwas grösser, als in diesem Typus. In dieser Beziehung gehört der Chemismus des Serpentin in den *sesquioxydreicheren peridotitischen Typus*. Für diesen Typus variieren die Molekularwerte innerhalb folgender Grenzen: *si* variiert von 40 bis 66, *al* zwischen 7 und 20, *fm* von 77 bis 90, *c* und *alk* sind sehr klein, *mg* liegt zwischen 0.5 und 0.9.

CHEMISCHE UND GENETISCHE VERHÄLTNISSSE DER GESTEINE DER PYROXENIT-PERIDOTIT-SERPENTIN-REIHE.

Um die chemischen Verhältnisse der beschriebenen Gesteine näher untersuchen zu können, sind in den folgenden zwei Tabellen (VII und VIII) die Resultate der Analysen und die entsprechenden Molekularwerte zusammengestellt.

Wie aus der letzten Tabelle hervorgeht, bilden diese Gesteine — von chemischem Standpunkt aus — eine ziemlich geschlossene Gruppe ohne grosse Variationsbreiten. Die Molekularwerte variieren innerhalb folgender Grenzen:

der Wert <i>si</i>	von	58.0	bis	107.0
„ „ <i>al</i>	„	1.5	„	26.0
„ „ <i>fm</i>	„	62.5	„	94.0
„ „ <i>c</i>	„	1.5	„	9.0
„ „ <i>alk</i>	„	0.5	„	3.0
„ „ <i>k</i>	„	0.03	„	0.33
„ „ <i>mg</i>	„	0.76	„	0.94
„ „ <i>qz</i>	„	-3.0	„	-54.0
„ „ <i>c/fm</i>	„	0.02	„	0.15

Die Projektionspunkte im Konzentrationstetraeder fallen in den Schnitt I, mit Ausnahme des Gesteins Nr 2, bei dem er in den Schnitt II fällt.

Die Variation der wichtigsten Molekularwerte wurde in den Diagrammen Fig. 77 und 78 graphisch dargestellt.

Der Projektionspunkt fällt bei fast allen Gesteinen in das Eruptivfeld. Nur im Serpentin von der Stâna Gruiușoara (Nr. 2) sind die chemischen Verhältnisse etwas abweichend. Hier liegt der Projektions-

TABELLE VII.
CHEMISCHE ZUSAMMENSETZUNG DER GESTEINE DER PERIDOTT-PYROXENIT-SERPENTIN-REIHE.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
SiO ₂	51.36	38.65	45.27	37.24	37.93	38.57	38.69	38.77	38.56	37.42	37.83
TiO ₂	0.19	0.12	1.25	0.10	0.17	0.14	0.10	0.15	0.20	0.20	0.29
Al ₂ O ₃	13.60	18.79	5.01	16.34	17.57	12.78	3.65	1.31	2.27	5.24	12.47
CaO	0.39	0.50	—	0.65	0.82	0.31	0.37	0.30	0.57	0.59	0.33
Fe ₂ O ₃	2.19	5.50	2.18	6.20	6.71	1.38	4.23	7.47	6.65	3.48	0.10
FeO	5.71	2.75	6.26	2.27	2.23	2.01	1.21	2.08	1.12	1.92	4.83
MnO	0.05	0.06	0.12	0.10	0.06	0.11	0.10	0.11	0.07	0.08	0.10
MgO	21.07	13.60	29.44	19.43	19.06	30.42	33.66	32.48	33.98	34.71	32.15
CaO	0.69	3.64	2.29	2.04	2.02	1.53	1.69	1.29	2.88	1.36	3.56
Na ₂ O	1.15	1.13	0.25	0.83	1.13	1.12	0.47	1.33	0.95	1.41	1.83
K ₂ O	0.17	0.06	0.19	0.06	0.23	0.12	0.14	0.15	0.08	0.17	0.11
H ₂ O+110°	2.94	13.26	6.16	12.64	11.32	11.46	13.74	12.44	11.42	11.80	5.85
H ₂ O-110°	0.11	0.28	—	0.45	0.48	0.09	0.49	0.47	0.54	0.63	0.18
CO ₂	0.30	0.67	1.09	0.96	0.31	0.40	0.92	0.88	0.61	0.52	0.22
SO ₃	0.18	0.63	—	0.47	0.20	0.12	0.23	0.28	0.22	0.33	0.38
P ₂ O ₅	0.01	0.03	Sp.	0.02	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.01	0.02
Summe	100.11	99.67	99.51	99.80	100.27	100.58	99.70	99.53	100.14	99.87	100.25

1. *Bronziti*, Sâna din Poiana Ditei.
2. *Serpentin*, Sâna Gruiușoara.
3. *Olvingrammatit*, Dealul Clăbucetului (2056 m).
4. *Serpentin*, Valea Dobrei, 1350 m.
5. *Serpentinistierter Olvingrammatit*, Dealul Paltinei (grosser Stock, 1647 m).
6. *Serpentin*, Căyhan, am Căpfele (1411 m).
7. *Serpentin*, Poiana Ditei, zwischen 1400 und 1407 m.
8. *Serpentin*, Bistra, Runcu Cailor (1378 m).
9. *Serpentin*, Dealul Negru (1866 m).
10. *Serpentin*, Dealul Paltinei (Kleiner Stock, 1647 m).
11. *Serpentinistierter Granat-Bronzitperidotit*, Foltca [zwischen Fumosa (2205 m) und Foltca (1971 m)].

TABELLE VIII.
MOLEKULARWERTE DER GESTEINE DER PERIDOTIT-PYROXENIT-SERPENTIN-REIHE.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	ti	p	h	co ₂	so ₂	c/fm	Schnitt	al-alk	Typus
1.	107·0	170	79·0	1·5	2·5	0·09	0·83	-3·0	0·30	0·01	20·34	0·85	0·27	0·02	I.	14·5	peridotitisch, tonerereich
2.	90·0	260	62·5	9·0	2·5	0·03	0·76	-20·0	0·21	0·03	102·45	2·11	1·10	0·15	II.	23·5	tonerereich
3.	80·0	50	90·0	4·5	0·5	0·33	0·86	-22·0	1·65	-	36·10	2·62	-	0·05	I.	4·5	peridotitisch
4.	77·0	20·5	73·5	4·5	1·5	0·04	0·81	-30·0	0·15	0·01	86·61	2·69	0·73	0·06	I.	19·0	peridotitisch, sesquioxydreich
5.	76·0	21·5	71·5	4·5	2·5	0·12	0·80	-34·0	0·25	0·02	76·09	0·85	0·30	0·06	I.	19·0	peridotitisch, sesquioxydreich
6.	66·0	130	82·5	2·5	2·0	0·07	0·94	-42·0	0·17	0·01	64·90	0·93	0·15	0·03	I.	11·0	peridotitisch, sesquioxydreich
7.	65·0	40	92·0	3·0	1·0	0·17	0·92	-39·0	0·12	0·01	77·10	6·71	0·29	0·03	I.	3·0	peridotitisch
8.	65·0	1·5	94·0	2·0	2·5	0·07	0·87	-45·0	0·19	0·01	69·34	2·01	0·35	0·03	I.	-1·0	peridotitisch
9.	62·0	2·5	91·0	5·0	1·5	0·06	0·89	-44·0	0·24	0·01	60·83	1·33	0·26	0·05	I.	1·0	peridotitisch
10.	60·0	5·0	90·0	2·5	2·5	0·07	0·92	-50·0	0·24	0·01	62·85	1·13	0·39	0·03	I.	2·5	peridotitisch
11.	58·0	11·5	80·0	5·5	3·0	0·04	0·92	-54·0	0·33	0·01	29·75	0·46	0·43	0·07	I.	8·5	peridotitisch

Die Zahlen beziehen sich auf dieselben Gesteine, wie in Tabelle VII.

punkt ausserhalb des Eruptivfeldes, aber sehr nahe zur Grenze desselben. Für das Gestein Nr. 5 liegt der Projektionspunkt im Eruptivfeld, aber ebenfalls in der Nähe der Grenze.

Das Verhältnis von $(al-alk)$ und c wurde im Diagramm Fig. 79 dargestellt. Alle Punkte liegen in der Nähe der Abszisse, nur die tonereichen und sesquioxidreichen Gesteine bilden Ausnahmen. Für diese liegen die Punkte ziemlich weit von der Abszisse, also relativ sehr hoch (11·0 und 23·5). Für das Gestein Nr. 8 liegt der Punkt etwas unterhalb der Abszisse $(al-alk) = -1$. Dieses Gestein hat

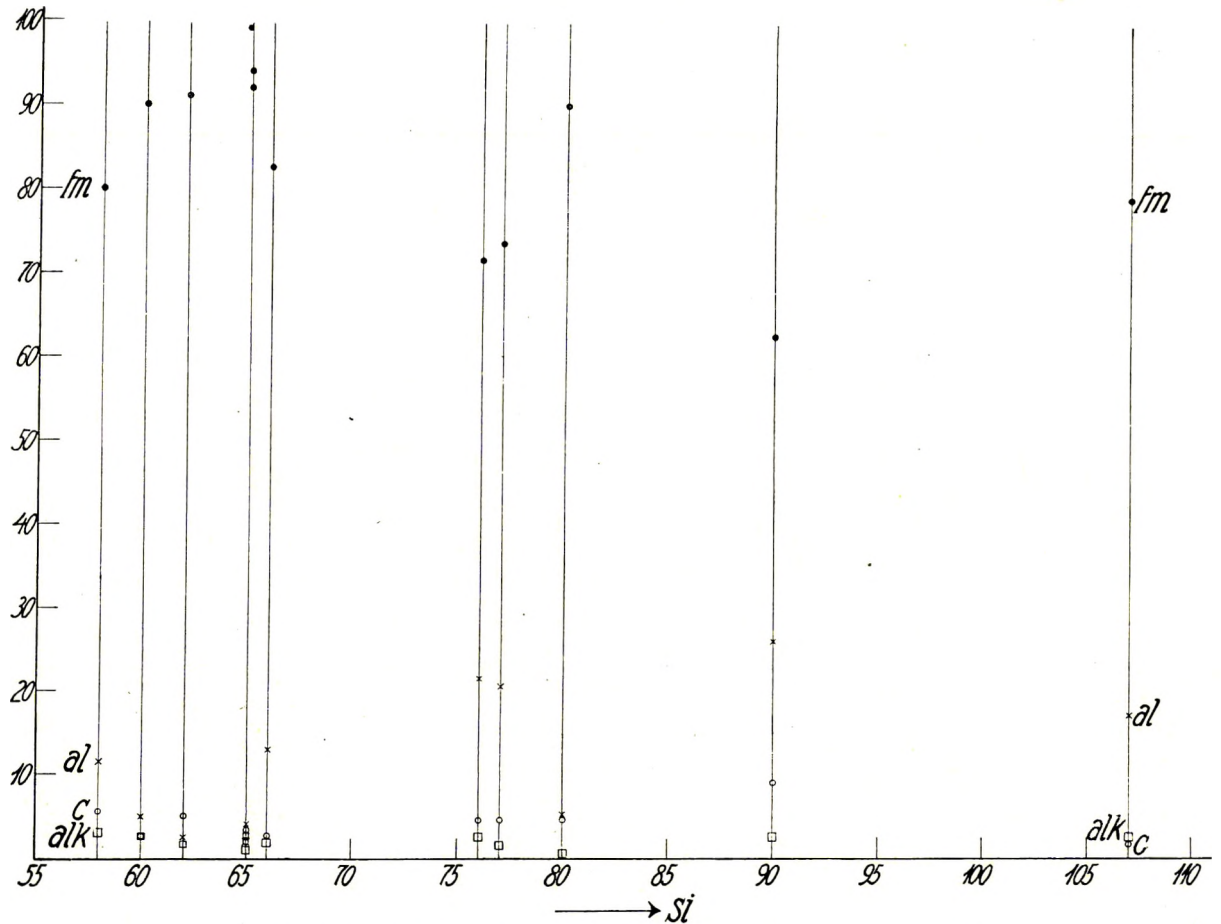


Fig. 77. Variationsdiagramm der Serpentine. Peridotite, Bronzitite, Grammatite.

wahrscheinlich eine kleine Alkalizufuhr erhalten. Infolge dieses kleinen Alkaliüberschusses zeigt dieses Gestein gewissermassen die Charakterzüge der Alkaligesteine. Alle anderen Typen gehören zur Kalkalkalireihe.

Mit Ausnahme von Nr. 2 lassen sich alle Gesteine in der Gruppe der Eruptivgesteine unterbringen. Sie besitzen die chemische Zusammensetzung der kalkarmen pyroxenitischen und peridotitischen Magmen.

Einige der untersuchten Gesteine repräsentieren unmittelbar eruptive Typen: die Bronzitite und die Bronzitperidotite. Die Umwandlung des Bronzitperidotits in Serpentin zeigt die Entstehungsweise eines Teiles der Serpentine dieses Gebietes.

Reliktstrukturen („Achsen“ mit Maschenstruktur) oder Olivinreste in den Serpentine zeigen deutlich, dass alle Serpentine aus olivinführenden Gesteinen herkommen. Beinahe alle Serpentine führen auch Grammatit in wechselnder Menge; d. h. die Gesteine, aus denen die Serpentine hervorgegangen sind, bestanden eigentlich aus Grammatit und Olivin. Dieses Gestein, der nicht

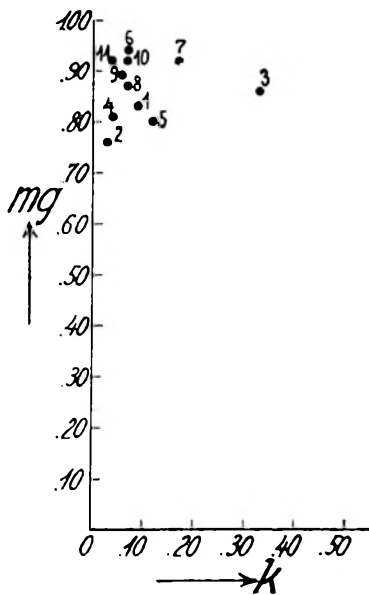


Fig. 78. K—mg-Diagramm.

serpentinisierte Olivingrammatit wurde am Clăbuceșul aufgefunden. Die unmittelbaren Muttergesteine der Serpentine mit Grammatitresten waren ohne Zweifel die Olivingrammatite.

Auf Grund meiner Untersuchungen lassen sich die Serpentine des bearbeiteten Gebietes in genetischer Hinsicht in zwei Gruppen einteilen. 1. Serpentine, die aus Bronzitperidotiten oder Diallagperidotiten (Valea Muntelui, südlich Resi-

năr) entstanden sind. Diese Serpentine sind aber weniger verbreitet. 2. Serpentine, die aus Olivingrammatiten hervorgegangen sind. Dieser letztere Typus scheint sehr verbreitet zu sein.

Die Serpentinsubstanz in den letzteren Gesteinen hat sich überwiegend, eventuell gänzlich aus dem Olivin des ursprünglichen Gesteins gebildet. Aus dem Grammatit haben sich Talk und Chlorit gebildet. Der Eisengehalt der Olivine wurde in der Form von Magnetitkörnchen ausgeschieden. Oft spielen die Chlorite eine beträchtliche Rolle im Aufbau dieser Serpentine.

Wie weit die Olivingrammatite als ursprüngliche Gesteine aufzufassen sind, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden. Da sie neben Grammatit und Olivin gewöhnlich auch Chlorit führen, scheint es sehr wahrscheinlich zu sein, dass auch sie selbst metamorphe Gesteine darstellen. Als ursprüngliche Eruptivgesteine können sie keinesfalls betrachtet werden; dagegen spricht der hohe Gehalt an Grammatit.

Die Gesteine, die einen erheblichen Tonerdeüberschuss aufweisen, können nicht mit reinen Eruptivgesteinen parallelisiert werden. Bei der Deutung des Tonerdeüberschusses kann man entweder auf eine sehr starke chemische Veränderung durch die Metamorphose denken, nämlich

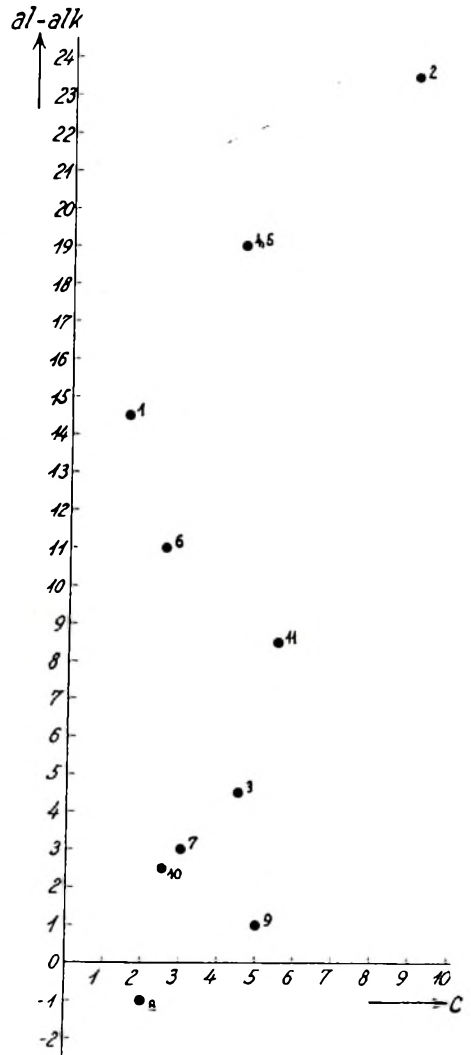


Fig. 79. (al—alk)—c-Diagramm.

an Anreicherung von Al_2O_3 , oder aber es liegen hier primäre Tuffe vor, denen aluminiumreiches sedimentogenes Material beigemischt war. Eine dritte Möglichkeit wäre die Annahme, dass der Tonerdeüberschuss durch Verwitterungsvorgänge noch vor der Metamorphose herbeigeführt wurde. Eine endgültige Entscheidung der Frage ist nicht möglich.

Die Serpentine gehören eigentlich der *Epizone* an. In dem untersuchten Gebirge kommen sie in Begleitung *typischer Mesogesteine*: Glimmerschiefer, Amphibolite, Gneise usw. vor. Unter den charakteristischen Gesteinen des Gebietes gibt es auch solche, die als Übergänge in die *Katazone* betrachtet werden müssen (Pyroxenamphibolite). Alle diese Gesteine treten nebeneinander auf und geologisch gehören sie alle einer tektonischen Einheit an: sie treten alle in der Decke, im Sebes-Kristallin auf.

Bei der Besprechung der Faziesverhältnisse der Amphibolite wurden die Übergänge zwischen den einzelnen Zonen hervorgehoben. Hier stösst man wieder auf einen engen Zusammenhang der Zonen.

Aus diesen Beobachtungen geht die folgende Tatsache hervor: in grossen Zügen besteht ein wesentlicher Unterschied zwischen den einzelnen Zonen, die eigentlich verschiedenen Bildungsverhältnissen entsprechen. Das untersuchte Gebirge wird überwiegend von typischen Mesogesteinen aufgebaut; daneben sind aber Übergänge sowohl zur *Epizone*, wie auch zur *Katazone* vorhanden. Eine sehr scharfe Abgrenzung der einzelnen Zonen lässt sich in aller Beziehung nicht durchführen.

Quarzporphyrite.

ALLGEMEINES.

In regelloser Verteilung treten kleine *Quarzporphyritgänge* auf. Sie erscheinen besonders im nördlichen Teil des Gebietes in der Form von einige m mächtigen Gängen. Im südlichen Teil kommen sie seltener vor.

Einige der wichtigsten bekannten Vorkommen werden hier angeführt:

Ostlich vom Şurianu, im Tal des Râul Prigoana, in einer Höhe von etwa 1379 m ist ein Gang teilweise aufgeschlossen. Er tritt in Glimmerschiefer auf (Fig. 80). Etwa 0.75 km nach SW von diesem Punkt, neben dem Reitweg, der zur Stâna Şaşă führt, findet man in etwa 1420 m Höhe (barometrische Beobachtung) einige Blöcke eines grünlichgrauen Quarzporphyrits.

Die im Sebes-Tal dahinziehende Landstrasse schliesst bei dem Kilometerstein 21. einen etwa 1 m mächtigen Gang auf, der OSO–WNW-lich streicht und gegen NNO sanft einfällt (Fig. 81).

Zahlreich scheinen diese Gänge südlich von Kăpolna aufzutreten. Sehr gut aufgeschlossen und leicht erreichbar sind jene Gänge, die gegenüber der Brücke, an der Mündung des vom Dealul Cornetul herabkommenden Grabens im kristallinen Kalk auftreten. Hier kommen an der westlichen Seite der Strasse zwei Gänge übereinander vor (Fig. 82).

Im Tal des Dobra-Baches, südöstlich von Sugăg ist in der Nähe der Walkmühlen ein in NW–SO streichender Gang vorhanden, der bereits durch HALAVĂTS erkannt wurde. Nach HALAVĂTS ist auf dem Weg nach Lomány, nördlich vom Dealul Cercului (901 m) ebenfalls ein Gang vorhanden. Vielleicht mit diesem Gestein steht der am westlichen Abhang des Vârful Ciciori im kristalli-

nischen Kalkstein aufgeschlossene Gang in Verbindung. STUR hat einen „*Rhyolit*“ zwischen Kápolna und Láz erwähnt, aber bereits HALAVÁTS vermochte dieses Gestein nicht nachzuweisen.



Fig. 80. Quarzporphyrit, Râul Prigoana.

Etwa 5 km gegen S von Kudsir führt aus dem Tal des Râul ein Weg gegen O auf den Dealul lui Bucur (961 m). Entlang dieses Weges hat HALAVÁTS zwei in W—O-licher Rich-

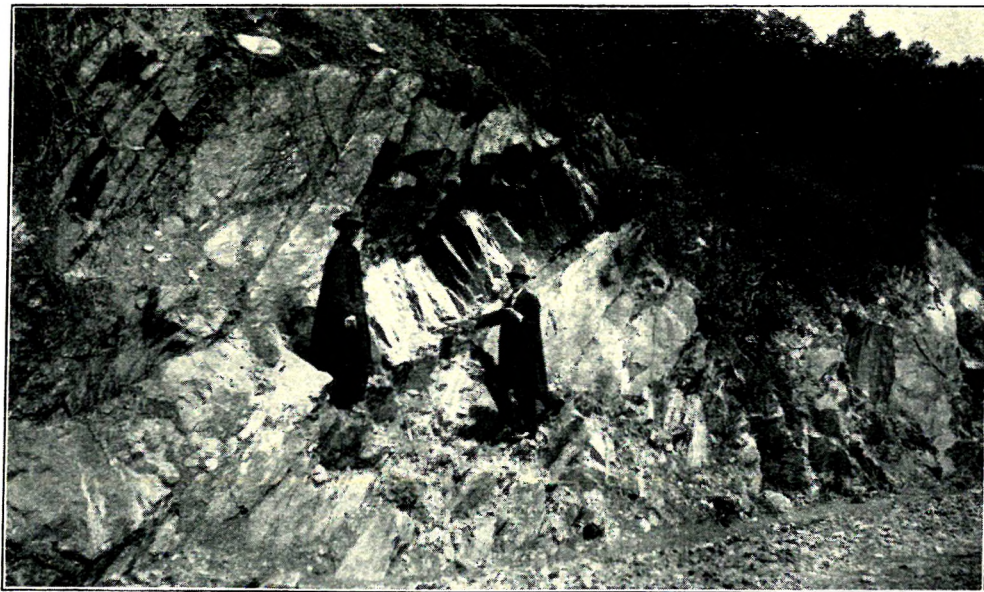


Fig. 81. Quarzporphyritgang im Sebes-Tal, 21 km.

tung verlaufende, durch Biotitschiefergneis getrennte Gänge nachgewiesen. Im Tal bei Romoszhegy, etwa 1·5 km westlich von der Kuppe La Balta hat derselbe Forscher einen 3 m mächtigen Gang mit

W—O-licher Streichrichtung gefunden. Er schreibt ferner: „Auch den Nagypatak (Râul mare) bei Kudsir verquert weit jenseits des Granitdykes ein in der Richtung 23^h liegender, ca. 1 m mächtiger Porphyr-Dyke.“

Weiter gegen N fand er am südlichen Teile des Dealul Glodului (756 m, SSO-lich von Csóra) einen gegen WNW streichenden Gang. Westlich von der Kirche in Purkareti, entlang dem Wege, ferner weiter gegen WNW auf dem Dealul Pleoscore fand er je einen Gang. Da die Richtung des Streichens dieser drei Gänge in einer Linie liegt, glaubt HALAVÁTS den Schluss ziehen zu dürfen, dass diese drei Gänge eigentlich nur Teile eines langen Ganges darstellen.

Auf dem Dealul Plesilor (1068 m), nordwestlich von Sugág befindet sich entlang des Weges nach Lomány ein schmaler Gang. Südöstlich von Sztrugár, am Ende des Dorfes streicht ein Gang nach 21^h an der Ostseite des Weges.



Fig. 82. Zwei Quarzporphyritgänge im kristallinen Kalkstein. Sebes-Tal, südlich von Kápolna.

Bei dem westlichen Ende der Ortschaft Poiana, südlich von der Kuppe 884 m quert der Weg einen gegen NO streichenden Gang.

Südlich von Doborka, an der „Unter dem Frunzberg“ genannten Stelle fand HALAVÁTS einen nach 7^h streichenden Gang.

LACKNER hat einige schmale Gänge im Tal des Râul Alunului beobachtet.

Südlich und südwestlich von Tiliska, in der unmittelbaren Nähe der Ortschaft kommen einige Gänge von demselben Charakter vor. Die Aufschlüsse liegen an dem Nordabhang des Plesa-Berges (852 m). Bei dem westlichen Ende des Dorfes führt ein Graben und ein Weg gegen S. Hier findet man von N gegen S zuerst einen etwa 15 m mächtigen Gang, dann einige Schritte weiter gegen S einen etwa 10 m mächtigen, ferner einen etwa 3 m dicken und schliesslich zwei je 1 m dicke Gänge. Die letzteren vereinigen sich aller Wahrscheinlichkeit nach gegen O. Die Richtung des allgemeinen

Streichens ist O—W. Am Weg, der gegen O wieder in die Ortschaft führt, quert man zwei schwache Quarzporphyritgänge. Einer von diesen Gängen wurde bereits durch HALAVATS beobachtet.

Vom geomorphologischen Gesichtspunkte haben diese Gänge nur geringe Bedeutung, da sie sehr dünn sind. Ihr geologisches Alter lässt sich, indem sie in den kristallinen Schiefen auftreten, nicht feststellen. Ich halte es für sehr wahrscheinlich, dass sie mit dem Gangfolge der granodioritischen Intrusionen des Banats in Zusammenhang stehen.

Einige dieser Gesteine wurden näher untersucht.

PHYSIOGRAPHIE DER QUARZPORPHYRITE.

QUARZPORPHYRIT AUS DEM SEBES-TAL.

Die Landstrasse im Sebes-Tal schliesst bei dem Kilometerstein 21. einen etwa 1 m mächtigen Gang auf, der OSO—WNW-lich streicht und sanft gegen NNO einfällt (Fig. 81). Wie ich in der Gesellschaft des Herrn A. LIFFA feststellte, befindet sich dieser Gang in den Gesteinen der Glimmerschiefer—Paragneis-Gruppe. Das Gestein des Ganges ist aschgrau, in seiner dichten Grundmasse kann megaskopisch nur Feldspat, Quarz und wenig Biotit als porphyrische Ausscheidung festgestellt werden.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile erkennen: *Plagioklas*, *Orthoklas* (wenig in der Grundmasse), *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Hornblende*, *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot*, *Zirkon*, *Titanit*, *Pyrit*. Die porphyrischen Ausscheidungen sind klein, meist unter 0.5 mm, seltener bis 3 mm.

Der *Plagioklas* ist meist nach (010) tafelig ausgebildet. Seine Kristalle sind frisch, meist wasserklar, nur stellenweise graulich (eventuell etwas kaolinisch umgewandelt); selten kommen darin auch sekundär entstandene Serizitschüppchen vor. Albitzwilling ist die Regel; seltener sind die Zwillinge nach dem Albit- und Periklingesetz ausgebildet, selten kommen Periklinzwillinge allein vor. Albit- + Karlsbader Komplexe sind selten zu beobachten.

$$1. \alpha' < 1.541, \gamma' > 1.541.$$

$$2. \alpha' = \text{etwa } \omega, \gamma' < \varepsilon, \alpha' < \varepsilon, \gamma > \omega.$$

$$3. \text{Schnitt } \perp \alpha, \alpha' : (010) = 9^\circ = 26\% \text{ An.}$$

$$4. \text{Spaltblättchen } \parallel (010), \alpha' : (001) = \text{etwa } 0^\circ = 29\% \text{ An.}$$

$$5. \text{Schnitt } \perp (010) \text{ und } (001), \alpha' : (010) = 12^\circ = 28\% \text{ An.}$$

	α	β	γ	
6. $A_{1-2} = P_{1-2}$	90°	$+82^\circ$	-10°	$= (010) = \text{Albit} = \text{etwa } 27\% \text{ An.}$
S	$+84^\circ$	$+10^\circ$	$+80^\circ$	$= (001) = \text{etwa } 28\% \text{ An.}$
	$2V_1 = -83^\circ.$			

7. Auf Spaltblättchen $\parallel (010)$ trifft γ etwas exzentrisch aus.

Alle diese Daten deuten auf einen sich bereits dem *Andesin* nähernden *Oligoklas* von einer durchschnittlichen Zusammensetzung von $An_{26} - An_{30}$.

Selten ist an den Plagioklasen auch Zonarbau zu beobachten. Gewöhnlich gibt sich dieser jedoch nur in einer schmalen Hülle und einem Kern zu erkennen. Der Kern ist um einige Prozente (3—5%) basischer, als die Hülle.

$$\begin{aligned} \text{7. Schnitt } \perp (010) \text{ und } (001), \alpha' : (010), \text{ im Kern: } 13^\circ = 29\% \text{ An,} \\ \text{in der Hülle: } 7^\circ = 25\% \text{ An.} \end{aligned}$$

Nur ausnahmsweise sind drei Zonen zu beobachten. Zuweilen zeigen sich an den Rändern der Plagioklase Quarzinfiltrationen. Häufig werden die Plagioklase von einer überaus schmalen, sehr saueren Zone umgeben.

Als Einschlüsse kommen in dem Plagioklas *Biotit* und sehr wenig *Quarz*, selten *Zirkon* und *Apatit* vor.

Die *Quarz*individuen sind wasserklar. Die Dihexaederform ist an ihnen häufig zu erkennen. Sie sind manchmal korrodiert. Gewöhnlich schliessen sie feine, staubartige Interpositionen, zuweilen *Grundmassenteilchen* und selten *Biotit* ein.

Der *Biotit* zeigt einen starken Pleochroismus: α = gelb, $\beta = \gamma$ = kaffeebraun. $2V\alpha$ = etwa 0° . Als Einschlüsse kommen *Magnetit*, *Apatit*, selten *Epidot* und *Zirkon* vor.

Selten ist der *Biotit* mehr oder weniger in *Chlorit* umgewandelt. Der *Chlorit* ist schwach doppeltbrechend, optisch negativ. α = grünlichgelb, γ = grasgrün. Der chloritisch umgewandelte *Biotit* führt gewöhnlich kleine *Epidot*körnchen und selten auch *kalzitische* Umwandlungsprodukte.

Ein seltener Gemengteil ist die *Hornblende* in kleinen Individuen, an welchen die Form $\{110\}$ zu beobachten ist. Länge der Kristalle: 0·15 bis 1·0 mm. Pro Dünnschliff findet man 1–2 Individuen. Der Pleochroismus ist sehr stark: α = blassgelb, β = olivgrün, γ = dunkel blaugrün. $\gamma : c = 21\cdot5^\circ$. Die *Hornblende* wird manchmal durch eine Zone von kleinen *Epidot*körnchen umgeben und diese letzteren werden durch kleine *Biotit*schüppchen umkrant.

Als Einschlüsse in der *Hornblende* wurden *Magnetit* und farbloser *Titanit* beobachtet.

Der *Magnetit* tritt entweder in überaus kleinen Körnern auf, oder aber er bildet grössere Körner (bis 0·25 mm), die als porphyrische Einsprenglinge erscheinen. Einige sind mit einer sehr dünnen Leukoxenhülle umgeben.

Der *Apatit* kommt in farblosen Kristallen, vornehmlich im *Biotit* und um die *Biotite* herum vor. Ab und zu erscheint er selbständig unter den Gemengteilen der Grundmasse. Seine Individuen erreichen manchmal eine Länge bis 0·16 mm.

Zirkon tritt teils als Einschluss, teils selbständig in der Form von farblosen, an beiden Enden etwas abgerundeten Kriställchen auf.

Der *Titanit* ist ein sehr seltener Einschluss in einigen *Hornblend*en.

Die spärlichen *Epidot*körnchen, die aller Wahrscheinlichkeit nach sekundär entstanden sind, weisen folgenden Pleochroismus auf: α = farblos, β = licht gelblichgrün, γ = gelblichgrün.

Der *Pyrit* erscheint in sehr kleinen Körnchen.

Die *Grundmasse* des Gesteins ist sehr feinkörnig, holokristallin, mikrogranitisch. Dieselbe besteht überwiegend aus *Quarz*, dem sich viele *Feldspate* und wenige grünlichbraune *Biotit*fetzchen zugesellen. Die *Feldspate* sind untergeordnet, nach der Brachyachse langgestreckt, leistenförmig, meist jedoch in den Schliffen rektangulär oder mehr oder weniger unregelmässig umgränzt. Die *Feldspate* sind — auf Grund ihrer Lichtbrechung — überwiegend sehr saure *Oligoklase* mit oder ohne *Zwillingslamellen*. Sehr selten beobachtet man einige Körnchen von meist unregelmässiger Umgrenzung, deren Lichtbrechung niedriger ist, als die des *Kanadabalsams*. Diese dürften wohl *Orthoklase* sein.

In Anbetracht dessen, dass der porphyrisch ausgeschiedene *Feldspat* des Gesteins *Plagioklas* ist, muss das Gestein als *Quarzporphyrit* bezeichnet werden.

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	72·41 %
TiO ₂	Sp.
Al ₂ O ₃	18·11
Fe ₂ O ₃	0·04
FeO	0·10
MgO	0·40
CaO	2·28
Na ₂ O	5·80
K ₂ O	1·32
Glühverlust	0·51
P ₂ O ₅	Sp.
Summe	100·97

Analytiker: K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN: $s = 78·08$, $A = 6·99$, $C = 2·64$, $F = 0·77$, $T = 1·89$; $a = 20·2$, $c = 7·6$, $f = 2·2$.

$$SAIF = 25·2, 3·7, 1·1.$$

$$AICAlk = 16·3, 3·8, 9·9.$$

$$NK = 8·7.$$

$$MC = 1·9.$$

Unter den Quarzporphyriten steht diesem Gestein der *Quarzgimmerporphyrit* von Electric Peak, Yellowst. P. am nächsten.

$$SAIF = 24·5, 3·0, 2·5.$$

$$AICAlk = 15·0, 5·0, 10·0.$$

$$NK = 7·3.$$

$$MC = 3·1.$$

Die Werte von *SAIF* und *AICAlk* erinnern sehr an die Zusammensetzung der Quarzporphyre bzw. der Rhyolithe. Der Wert von *NK* wäre jedoch für diese Gesteine ungewohnt hoch. Das Verhältnis *NK* deutet eher auf die Gesteine des dioritischen Magmas, vornehmlich aber auf die Quarzkeratophyre, besonders wenn man auch den hohen Kieselsäuregehalt in Betracht zieht.

Im *Quarzkeratophyr* von Mühlental, Harz ist

$$SAIF = 25·5, 3·0, 1·5.$$

$$AICAlk = 14·5, 2·5, 13·0.$$

$$NK = 8·6.$$

$$MC = 1·8.$$

Diese Werte stimmen mit den ersteren ziemlich überein. Lediglich in dem Verhältnis von *AICAlk* gibt sich eine wesentlichere Abweichung zu erkennen, was darauf zurückzuführen ist, dass in den Quarzkeratophyren Albit, in diesem Gestein aber Oligoklas porphyrisch ausgebildet erscheint.

Auf Grund dieser Zahlen stellt unser Quarzporphyrit einen Übergang zur chemischen Zusammensetzung der Quarzkeratophyre dar.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 358.0$, $al = 52.5$, $fm = 3.5$, $c = 12.0$, $alk = 32.0$, $k = 0.13$, $mg = 0.85$; $qz = +130.0$, $c/fm = 3.43$, Schnitt = VIII.

Zum Vergleich: Typus des *trondhjemitischen Magmas*: $si = 350.0$, $al = 42.0$, $fm = 12.0$, $c = 11.0$, $alk = 35.0$, $k = 0.23$, $mg = 0.27$, Schnitt = V.

Aus diesem Typus: $si = 358.0$, $al = 46.5$, $fm = 5.5$, $c = 9.0$, $alk = 39.0$, $k = 0.18$, $mg = 0.47$, Schnitt = VII. (*Trondhemit*, Kvikne, Norwegen.)

Für diesen Typus werden die folgenden Molekularwerte angegeben: $si > 300.0$, $al \geq 40.0$, $alk = 30.0$ bis über 40.0 , fm steigt nicht über 20.0 , c nicht über 16.0 .

Die Übereinstimmung mit diesem Typus ist sehr gut. Nur der Wert von mg ist für den Quarzporphyrit aus dem Sebes-Tal etwas höher, als für den Typus.

Die volumprozentische Zusammensetzung des Gesteins ist die folgende:

Plagioklas	32.64 Vol %
Quarz	2.88
Biotit	1.74
Hornblende	0.15
Epidot	0.23
Magnetit	0.47
Grundmasse	61.89
Summe	100.00

QUARZPORPHYRIT, TILISKA.

Das Gestein stammt aus dem nördlichen, mächtigeren Gang beim westlichen Ende des Dorfes.

Es ist ein lichtgraues Gestein mit dichter Grundmasse. Megaskopisch kann man nur Feldspat, Quarz und Biotit als porphyrische Einsprenglinge unterscheiden.

U. d. M. kann man die folgenden porphyrisch ausgeschiedenen Gemengteile erkennen: *Plagioklas*, *Quarz*, *Biotit*, *Chlorit*, *Magnetit*, *Epidot*. Weitere Gemengteile sind: *Orthoklas* (wenig), *Magnetit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Plagioklas* erscheint in idiomorphen Kristallen, an welchen die Formen $\{010\}$, $\{110\}$, $\{1\bar{1}0\}$, $\{001\}$, $\{201\}$ manchmal zu erkennen sind. Die Dimensionen der Kristalle schwanken meist zwischen 0.5 und 1.9 mm, seltener bis 4 mm. Die Kristalle sind meist tafelförmig nach (010) ausgebildet. Sie sind stets verzwillingt und zwar überwiegend nach dem Albitgesetz. Periklinzwillinge allein oder mit Albitlamellen, sowie Komplexe nach dem Albit + Karlsbader Gesetz sind seltener zu beobachten.

1. Schnitt $\perp a$, a' : $(010) = 12^\circ = 28\% \text{ An.}$

2. Schnitt $\perp \gamma$, a' : $(001) = 1^\circ = 29-30\% \text{ An.}$

3. $a' = \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $a' < \varepsilon$, $\gamma' > \omega$.

4. $A_{1-2} = P_{1-2}$	α	β	γ
	90°	$+80^\circ$	$-8^\circ = (010) = \text{Albit} = \text{etwa } 27\% \text{ An.}$
S	90°	$+5^\circ$	$+81^\circ = (001) = \text{etwa } 26\% \text{ An.}$

$2V_1 = -83^\circ$

	α	β	γ	
5. A_{1-2}	90°	$+80^\circ$	-10°	$= 010 = \text{Periklin} = \text{etwa } 26\% \text{ An.}$
P_{1-2}	$+85^\circ$	$+15^\circ$	$+80^\circ$	$= \text{Periklin} = \text{etwa } 29\% \text{ An.}$

Diese Daten beziehen sich auf den mittleren Teil der Kristalle. Ab und zu wird nämlich Zonarbau beobachtet. Man kann in diesem Fall einen Kern und eine verschieden dicke Hülle unterscheiden.

6. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010)$, im Kern: $15^\circ = 30\% \text{ An.}$
in der Hülle: $7^\circ = 25\% \text{ An.}$

Die Plagioklase sind im allgemeinen frisch; mitunter führen sie sekundär entstandene *Serizit*-schüppchen. Als Einschlüsse kommen *Magnetit*, seltener *Biotit* und ziemlich oft *Grundmassenteilchen* vor.

Unter den Einsprenglingen herrscht der Plagioklas vor.

Der *Quarz* erscheint in 0.5 bis 1.2 mm grossen Kristallen, an denen man $+R$ und $-R$, ferner manchmal eine schmale Zone von $\{10\bar{1}0\}$ erkennen kann. Seine Individuen zeigen ab und zu Spuren von magmatischer Korrosion. Sehr kleine Interpositionen in Gruppen, Bändern geordnet oder in regelloser Verteilung sind sehr verbreitet. Manche enthalten eine bewegliche Libelle (CO_2). Seltener beobachtet man *Grundmassenteilchen* im Quarz eingeschlossen.

Der *Biotit* tritt in sehr dünnen Blättchen auf. Der Durchmesser der (001) -Flächen schwankt überwiegend zwischen 0.15 und 1.0 mm. Die Mehrzahl der Blättchen wurde mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt und nur kleinere—grössere Teile sind im ursprünglichen Zustand als Biotit erhalten geblieben. Der Pleochroismus ist stark: $\alpha = \text{licht strohgelb}$, $\gamma = \text{dunkel schokoladebraun}$. $2V\alpha = 0^\circ$. Der nachträglich entstandene *Chlorit* ist optisch negativ und stark pleochroitisch: $\alpha = \text{licht grünlichgelb}$, $\gamma = \text{blaugrün}$.

Die (001) -Flächen der Biotite sind mitunter nicht glatt, sondern mehr oder weniger uneben. Als Einschlüsse kommen *Magnetit*, *Apatit*, *Epidot*, *Zirkon* vor. Der *Epidot* kommt überwiegend in den chloritisch umgewandelten Biotiten vor. Um das Zirkonkriställchen zeigt sich ein dunkler, pleochroitischer Hof.

Manche *Magnetite* zeigen Dimensionen bis 0.3 mm. Diese können zu den Einsprenglingen gerechnet werden.

Der *Epidot* erscheint meist in der Gesellschaft der Biotite und Chlorite, oft aber selbständig und unabhängig von diesen Gemengteilen. Seine Körner sind xenomorph und von schwankender Grösse. Die grössten Individuen erreichen eine Länge bis 0.2 mm, diese sind nach der Orthoachse etwas gestreckt. Der Pleochroismus ist deutlich: $\alpha = \text{farblos}$, $\beta = \text{hell zitronengelb}$, $\gamma = \text{grünlichgelb}$. Die Menge dieses Minerals ist minimal. Ein Teil der Epidote dürfte sich bei der Umwandlung der Biotite in Chlorit gebildet haben.

Die *Grundmasse* ist holokristallin ausgebildet. Die Gemengteile derselben sind: Plagioklas, Orthoklas (sehr wenig), Quarz, Biotit und die Nebengemengteile.

Der *Plagioklas* erscheint in leistenförmigen oder (im Schnitt) quadratischen, seltener in unregelmässig umgrenzten Individuen. Die Länge der Kriställchen schwankt meist zwischen 0.019 und 0.1 mm. Sie bestehen meist aus zwei, seltener aus drei Zwillingslamellen, oder aber sie sind nicht verzwilligt. Sie sind oft trüb infolge kleiner Serizitschüppchen.

1. $\alpha' < \omega$, $\gamma' < \varepsilon$; $\alpha' < \varepsilon$, $\gamma' = \omega$.
2. Maximale Auslöschung in der symmetrischen Zone schwankt um 0° herum.
3. $A_{1-2} = P_{1-2}$

α	β	γ
$+87^\circ$	$+90^\circ$	etwa $0^\circ = (010) = \text{Albit} = 20-23\% \text{ An.}$

 $2V_1 = -86^\circ$;

Einige Feldspate zeigen niedrigere Lichtbrechung, als der Kanadabalsam. Diese dürften *Orthoklase* sein.

Der *Quarz* der Grundmasse erscheint in Form von unregelmässig umgrenzten Körnchen, deren Dimensionen zwischen 0·016 und 0·06 mm schwanken. Die Quarzmenge in der Grundmasse ist bedeutend.

Der *Biotit* zeigt genau dieselben Eigenschaften, wie die Einsprenglinge. Dimension der Blättchen: 0·015 bis 0·1 mm.

Der *Magnetit* der Grundmasse bildet sehr kleine, manchmal staubartig feine Körnchen.

Apatit und *Zirkon* erscheinen selten als Einschlüsse in den Biotiten, ferner auch selbständig zwischen den anderen Mineralien der Grundmasse.

Dieses Gestein zeigt eine grosse Ähnlichkeit mit dem soeben beschriebenen Quarzporphyrit. Im Gestein von Tiliska ist die Grundmasse etwas gröber körnig ausgebildet, ferner enthält dieses Gestein unter den Einsprenglingen weniger Plagioklas und etwas mehr Biotit. Die Grundmasse ist hier reichlicher vorhanden.

Die volumprozentische Zusammensetzung dieses Gesteins:

Plagioklas	19·72 Vol %
Quarz	3·26
Biotit	4·32
Epidot	0·39
Magnetit	0·81
Apatit	0·31
Zirkon	71·19
Summe	100·00

Das Gestein des etwas weiter gegen S aufgeschlossenen Ganges zeigt eine auffallende Ähnlichkeit mit dem beschriebenen Gestein. Der wichtigste Unterschied besteht lediglich darin, dass in diesem Gestein die meisten Biotite mehr oder weniger in Chlorit umgewandelt sind.

QUARZPORPHYRIT, SEBES-TAL, SÜDLICH KÁPOLNA.

Südlich von Kápolna, an der Mündung des vom Dealul Cornetul herabführenden Grabens, treten an der Westseite des Tales, im kristallinen Kalkstein zwei Gänge auf (Fig. 82). Der Aufschluss liegt gegenüber der Brücke. Hier kommen in dem bläulichgrauen, stellenweise aber vollkommen weissen, gut geschichteten kristallinen Kalkstein die zwei Gänge übereinander vor. Der obere Gang ist etwa 1 m, der untere aber 1·50 m mächtig. An den Gängen ist der Kalkstein vollkommen umkristallisiert, wie dies besonders oberhalb des oberen Ganges zu beobachten ist. Beide Gänge streichen OSO—WNW-lich und fallen gegen SSW ein. Einer dieser Gänge wurde bereits von HALAVÁTS

erwähnt, der auch eine Photographie desselben publizierte. Nach HALAVÄTS besitzt dieser Gang in dem Gneis im Liegenden des kristallinen Schiefers eine Mächtigkeit von 1·50 m. Der zweite, höher gelegene Gang fällt von unten aus betrachtet bereits nicht mehr so gut in die Augen, weshalb er leicht übersehen werden konnte. Beide Gänge befinden sich nicht im kristallinen Schiefer (HALAVÄTS's Ansicht), sondern im kristallinen Kalkstein.

Die Bildung dieser beiden Gänge wurde von ziemlich intensiven postvulkanischen Wirkungen begleitet, was sich megaskopisch schon in der weissen, etwas ausgebleichten Farbe der randlichen Teile der Gänge zu erkennen gibt. Die Biotite sind in ziemlich beträchtlichem Mass chloritisiert und teilweise epidotisiert; die Feldspate sind meist weiss und trüb.

Das Gestein dieser beiden Gänge ist von der gleichen petrographischen Zusammensetzung, wie die vorigen Quarzporphyrite. Nur ist es infolge der etwas intensiveren postvulkanischen Wirkungen einigermassen umgewandelt worden. Namentlich sind seine Feldspate (Oligoklas) durchwegs trüb, teils in ein monotones Material, aller Wahrscheinlichkeit nach in Kaolin umgewandelt. Hier und da treten in den Feldspaten auch Serizitschüppchen auf. Die Biotite sind stärker chloritisiert und Hand in Hand mit der Chloritbildung ist auch Epidot entstanden. Die Quarzkristalle sind meist dihexaedrisch ausgebildet. Hornblende konnte nicht festgestellt werden. Sie fehlt entweder gänzlich, oder aber sie tritt sehr spärlich auf, so dass sie in den untersuchten Dünnschliffen nicht nachgewiesen werden konnte.

Auch die *Grundmasse* ist mit jener der vorigen Gesteine identisch, nur sind ihre Feldspate weniger frisch. Die Dimensionen der Gemengteile der Grundmasse sind ungefähr dieselben, wie im ersten Gestein.

Die chemische Analyse des frischesten Materials ergab folgendes Resultat:

SiO ₂	71·83%
TiO ₂	Sp.
Al ₂ O ₃	17·86
Fe ₂ O ₃	0·11
FeO	0·07
MgO	0·41
CaO	1·96
NaO	5·56
K ₂ O	1·56
Glühverlust	0·75
P ₂ O ₅	0·08
Summe	100·19

Analytiker: K. EMSZT.

Die Parameter nach OSANN: $s = 78·44$, $A = 6·97$, $C = 2·29$, $F = 0·83$, $T = 2·21$, $n = 8·44$,
Reihe = α , $k = 1·66$; $a = 20·7$, $c = 6·8$, $f = 2·5$.

SAlF = 25·3, 3·7, 1·0.

AlCAlk = 16·6, 3·3, 10·1.

NK = 8·1.

MC = 2·2.

Demnach stimmt die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins mit dem Chemismus des ersten Quarzporphyrits vollkommen überein.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: si = 364·0, al = 53·0, fm = 4·0, c = 10·5, alk = 32·5, k = 0·16, mg = 0·81; qz = +134, p = 0·18, $\frac{c}{fm}$ = 2·62, Schnitt = VIII.

Zum Vergleich: Typus des *trondhjemitischen Magmas*: si = 350·0, al = 42·0, fm = 12·0, c = 11·0, alk = 35·0, k = 0·23, mg = 0·27, Schnitt = V.

Die Übereinstimmung mit diesem Typus ist sehr gut.

Obwohl die analysierten zwei Quarzporphyrite weit voneinander auftreten, besitzen sie beinahe genau denselben Chemismus.

	si	al	fm	c	alk	k	mg	qz	$\frac{c}{fm}$	Schnitt
1.	358·0	52·5	3·5	12·0	32·0	0·13	0·85	13·0	3·43	VIII.
2.	364·0	53·0	4·0	10·5	32·5	0·16	0·81	13·4	2·62	VIII.

1. Quarzporphyrit, Sebes-Tal, 21. Kilometerstein.

2. Quarzporphyrit, Sebes-Tal, Kápolna.

Dieser idente chemische und petrographische Charakter deutet darauf hin, dass die untersuchten Gesteine höchstwahrscheinlich aus einem und demselben Magma entstanden sind. Aus diesem Umstand kann mit Recht auch darauf geschlossen werden, dass die übrigen auf diesem Gebiet auftretenden Quarzporphyritgänge durchwegs durch Eruption desselben Magmas entstanden sind. Die mikroskopischen Untersuchungen der Gesteine von Tiliska scheinen diese Annahme zu bekräftigen.

Die Bildung eines oder des anderen dieser Gänge wurde auch von mehr oder weniger intensiven postvulkanischen Wirkungen begleitet.

Die Ausmessung des letzten Gesteins mit dem Integrationstisch ergab folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Plagioklas	29·57
Quarz	3·12
Biofit	2·98
Epidot	0·32
Magnetit	0·33
Apatit	0·18
Grundmasse	63·50
Summe	100·00

PHYLLITGRUPPE (FOGARASCHER KRISTALLIN).

Am nordöstlichen Rand des Gebirges findet man weniger metamorphosierte Gesteine, die gegen O breitere Ausdehnung erreichen. Diese bilden die unmittelbare Fortsetzung der Gesteine des Fogarascher Gebirges. Sie werden durch den Olt durchquert. Die Verbreitung dieser Gesteine im bearbeiteten Gebiet ist sehr gering. Hier liegen Gesteine vor, deren Ausbildung eine Metamorphose aufweist, die ungefähr der *Epizone* von GRUBENMANN entspricht. Wie bereits oben erwähnt wurde, bildet diese Serie eine im Olt-Tal gut aufgeschlossene Antiklinale nördlich der alten Grenze. Verschieden ausgebildete Phyllite, Chloritphyllite, Chloritschiefer, Hornblendeschiefer, kristallinische Kalksteineinlagerungen, Quarzlinsen charakterisieren diese Gesteinsserie. Ab und zu treten auch kleine Limoniteinlagerungen auf.

Verfasser hat nur das Gebiet in der Umgebung von Resinár näher untersucht. Hier herrschen Phyllite vor, die meist albitführend entwickelt sind. Serizit und Chlorit bilden wichtige Gemengteile derselben und es wiegt entweder der eine oder der andere vor. Quarzeinlagerungen sind sehr verbreitet. Seltener enthalten die Phyllite mehr oder weniger Graphit. Sehr charakteristisch ist eine gegen NW streichende Einlagerung von mehr oder weniger umkristallisiertem *Kalkstein*, die einen Zug von etwa 2.5 km Länge bildet. Die Mächtigkeit des Kalksteins steigt nicht über 30–35 m. Der Kalkstein — wie die umgebenden Phyllite — fällt hier unter etwa 60–66° gegen NO ein.

Weiter nach S scheinen stellenweise Gesteine aufzutreten, welche mehr Chlorit enthalten und zu den Chloritschiefern hinüberführen.

Dieses Kristallin nimmt beim Aufbau des aufgenommenen Gebietes nur ein sehr kleines Areal ein. Deswegen wurden die Gesteine desselben nur anhangsweise, in knapper Kürze angeführt. Nur das folgende Gestein wurde analysiert.

SERIZIT-CHLORIT-ALBITPHYLLIT, RESINÁR.

Das untersuchte Gestein stammt aus dem Tal des Rául Stesii, westlich von Resinár, von der Nähe der Kalksteineinlagerung. Einfallen: 66° gegen NO.

Es ist ein hell grünlichgraus Gestein mit schwach seidenglänzendem Schimmer und von typischer Schieferung. Megaskopisch kann man nur die spärlich und in grösserer Entfernung (einige dm) vorkommenden, einige mm dünnen Quarzadern unterscheiden. Mit der Lupe lassen sich Quarz, Serizit, Chlorit feststellen. Seltener kann man auch einige Körner aus Limonit beobachten.

U. d. M. erkennt man die folgenden Mineralien: *Albit*, *Quarz*, *Serizit*, *Muskovit*, *Chlorit*, *Epidot*, *Magnetit*, *Limonit*, *Kalzit*, *Apatit*, *Zirkon*.

Der *Albit* bildet kleine Porphyroblasten (Tafel X, Fig. 6). Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.3 und 0.7 mm; seltener sind die Individuen kleiner: 0.1 bis 0.3 mm. Die Körner sind mehr oder minder isodiametrisch ausgebildet und von unregelmässiger Umgrenzung. In die Vertiefungen der Individuen dringen die Gemengteile des Grundgewebes hinein. Der *Albit* bildet Albitzwillinge aus wenigen Lamellen; oft besteht der Zwilling nur aus drei Lamellen, von denen eine Lamelle nur sehr schmal entwickelt auftritt. Manchmal fehlt die Zwillingbildung. Obwohl die Körner im wesentlichen isodiametrisch ausgebildet erscheinen, sind sie manchmal nach der Schieferungsebene etwas abgeplattet.

Mitunter sind die Zwillinglamellen etwas gebogen. Über die Zusammensetzung der Plagioklase orientieren die folgenden Daten:

1. Schnitt $\perp \alpha$, $\alpha' : (010) = 13^\circ = 8\% \text{ An.}$
- *2. Richtung

I	E_1	E_2	A	P	
M	-12°	-12°	-12.5°	$\perp (010)$	$(010) = \text{Albitgesetz} = 5\% \text{ An.}$
	α	β	γ		
3. $A_{1-2} = P_{1-2} + 87^\circ$ $+ 80^\circ$ $+ 13^\circ = (010) = \text{Albit} = 7\% \text{ An.}$
 $2V_1 = + 81^\circ$; $2V_2 = + 79^\circ$
4. Schnitt $\perp (010)$ und (001) , $\alpha' : (010) = 14^\circ = 6\% \text{ An.}$

Alle Albite sind wasserklar, aber fast immer führen sie Einschlüsse von *Serizit*schüppchen, *Quarzkörnchen*, *Chlorit*schüppchen und sehr kleine farblose bis schwach gelbliche *Epidot*körnchen.

Alle übrigen Gemengteile bilden ein Grundgewebe, in welchem ab und zu auch sehr klein Albite vorkommen.

Eine Ausmessung von 5 Dünnschliffen mit dem Leitz'schen grossen Integrationstisch ergab für die Albitporphyroblasten und für das Grundgewebe die folgende volumprozentische Zusammensetzung:

Albitporphyroblasten	10.75 Vol %
Grundgewebe	89.25
	<hr style="width: 100%;"/>	
	Summe	. . 100.00

Die *Quarzkörner* zeigen sehr regellose Umgrenzung und sind miteinander verzahnt. Die Korngrösse schwankt meist zwischen 0.01 und 0.07 mm. In einzelnen Gruppen kommen jedoch etwas grössere Körner (0.08 bis 0.17 mm) vor. Diese letzteren sind mehr oder weniger isodiametrisch, manchmal beinahe rundlich ausgebildet, viele zeigen jedoch verzahnte Umgrenzung. Die Auslöschung ist undulös und Felderteilung ist ebenfalls vorhanden. Die grösseren *Quarzkörner* sind ab und zu in Lagen parallel der Schieferungsebene angeordnet.

Hier und da wurden die unregelmässig verlaufenden Risse des Gesteins nachträglich durch Quarz ausgefüllt. In diesen Adern sind die *Quarzindividuen* viel grösser (0.4–0.9 mm), die Begrenzung derselben ist weniger regellos, die Einbuchtungen sind weniger tief. Die Spuren der *Kataklase* zeigen sich auch an diesen *Quarzindividuen* (Felderteilung und wogende Auslöschung).

Zwischen den *Quarzkörnchen* kommen oft sehr dünne *Limonit*häutchen vor. Von einer allgemeinen Gefügeregelung der *Quarzkörner* kann man nicht reden. Viele *Körnchen* liegen aber derart, dass die α -Richtung in die Schieferungsebene fällt.

Der Durchmesser der *Serizit*-(*Muskovit*)schüppchen schwankt überwiegend zwischen 0.015 und 0.06 mm. Einige erreichen 0.3 mm. Sie bilden sehr dünne Lagen, in denen auch *Chlorit*schüppchen liegen. Ab und zu treten sie ohne *Chlorit* auf; in diesem Fall sind die Lagen äusserst dünn.

Der *Chlorit* kommt in grösserer Menge, als der *Muskovit* vor. Der Durchmesser der Schüppchen liegt meist zwischen 0.02 und 0.16 mm; manche Schüppchen erreichen sogar 0.35 mm. Sie sind also im allgemeinen grösser, als die *Serizite*. Im Dünnschliff erscheinen sie von blassgrüner Farbe. Sie sind optisch positiv, einachsige (oder mit sehr kleinem Achsenwinkel). Die Doppelbrechung ist sehr schwach, der

* Nach der Methode von RITTMANN.

Pleochroismus ziemlich stark: α = licht blaugrün, γ = sehr blass gelbgrün (beinahe farblos), $\beta = \gamma$. Die Chloritblättchen liegen meist in denselben sehr dünnen Lagen, wo die Muskovite; stellenweise bilden sie auch unabhängige kurze Lagen.

Die *Epidot*körner sind beinahe isodiametrisch oder aber in der Richtung der Orthoachse etwas gestreckt. Ihre Länge schwankt überwiegend zwischen 0·015 und 0·05 mm, seltener bis 0·4 mm. Die grösseren Körner zeigen unregelmässige Umgrenzung. Sind die Körner gestreckt, dann liegt die Längsrichtung parallel zur Schieferungsebene. Der Epidot tritt in regelloser Verteilung auf; die meisten Körner sind jedoch in den Chloritlagen zu finden.

Ab und zu — besonders in der Nähe der Chlorite — tritt auch etwas *Kalzit* auf. Er dürfte sekundär entstanden sein.

Der *Magnetit* wurde oft in Limonit umgewandelt. Seine Körnerchen erscheinen manchmal in scharf quadratischen oder dreieckigen Durchschnitten (Oktaeder). Einige erreichen eine Grösse bis 0·29 mm.

Titanit tritt in kleinen, farblosen, ellipsoidalen oder unregelmässig umgrenzten Körnerchen, verstreut oder in kleinen Haufen gruppiert auf. Manchmal werden sehr kleine, opake *Erzkörnerchen*, wohl *Ilmenit*, von *Titanit* umkrant.

Der *Apatit* erscheint in sehr kleinen, farblosen, an beiden Enden abgerundeten Individuen mit deutlicher Querabsonderung.

Der *Zirkon* lässt sich sehr selten beobachten und zwar in Form von ellipsoidalen, farblosen Körnerchen.

Die Struktur des Gesteins ist porphyroblastisch mit lepidoblastischem Grundgewebe,

Chemische Zusammensetzung:

SiO ₂	63·52%
TiO ₂	0·58
Al ₂ O ₃	17·45
Fe ₂ O ₃	3·44
FeO	2·77
MnO	0·11
MgO	1·14
CaO	4·09
Na ₂ O	3·16
K ₂ O	0·82
H ₂ O + 110°	2·61
H ₂ O - 110°	0·15
P ₂ O ₅	0·37
CO ₂	Sp.
Summe	100·21

Spez. Gew.: 2·74.

Analytiker: A. VENDL.

Die Parameter nach OSANN: $s = 71.97$, $A = 4.03$, $C = 4.93$, $F = 7.52$, $T = 2.59$, $n = 8.54$, Reihe = α , $k = 1.73$; $a = 7.3$, $c = 9.0$, $f = 13.7$.

Die Molekularwerte nach NIGGLI: $si = 255.0$, $al = 41.0$, $fm = 27.0$, $c = 17.5$, $alk = 14.5$, $k = 0.15$, $mg = 0.26$; $qz = +96.0$, $ti = 1.73$, $p = 0.63$, $\frac{c}{fm} = 0.65$, Schnitt = IV.

$al - alk = 26.5$. Der Projektionspunkt fällt an die Grenze zwischen Eruptivfeld und dem Raum der tonigen Sedimente des Konzentrationstetraeders.

Die chemische Zusammensetzung dieses Gesteins zeigt grosse Ähnlichkeit mit dem Chemismus der Epidotphyllite und Epidotalbitgneise der Epizone nach GRUBENMANN.

PHYLLIT, DEALUL SCHEIULUI.

Der soeben beschriebene Typus wird durch allmähliche Übergänge mit anderen Typen verbunden. Darunter findet man oft licht graugrüne, gelbliche oder grünlichweisse, ausgezeichnet geschieferte, gefaltete Typen, in denen neben dem Quarz der *Serizit* vorherrscht. Megaskopisch kann man noch Quarz und ab und zu Pyrit beobachten.

Die Gemengteile des Gesteins sind: *Quarz*, *Serizit*, *Chlorit*, *Kalzit* (wenig), *Pyrit*, *Magnetit*, *Limonit* (sekundär).

Der *Quarz* bildet unregelmässig umgrenzte Körner mit buchtigen, verzahnten Konturen; sie greifen verzahnt in einander. Die Korngrösse ist sehr schwankend: 0.01 bis 0.5 mm, selten bis 1.4 mm. Die Körner bilden oft quarzreiche Lagen und Linsen, die mitunter eine Dicke von mehreren cm erreichen. Spuren der Kataklyse geben sich durch die starke Felderteilung und vorherrschende undulose Auslöschung kund. Die Körner sind oft von sehr kleinen Interpositionen trüb.

Die überwiegend aus Quarz aufgebauten Lagen wechsellagern mit sehr dünnen Häutchen, die vorherrschend *Serizit*schüppchen führen. Die Schüppchen zeigen sehr regellose Umgrenzung. Der Achsenwinkel $2V\alpha = \text{etwa } 40^\circ$. Als Einschlüsse wurden sehr kleine, opake Körnchen, wohl *Magnetit* beobachtet.

Zwischen den *Serizit*schüppchen treten auch Quarz und *Chlorit* auf. Die Menge des letzteren Minerals ist gering. Die *Chlorit*schüppchen sind grün, optisch positiv und von starkem Pleochroismus: $\alpha = \beta = \text{blaugrün}$, $\gamma = \text{lichtgelb}$ (mit schwach grünem Stich). Manche *Chlorite* sind etwas limonitisch umgewandelt worden. Als Einschlüsse wurden sehr kleine, opake, schwarze *Erzkörnchen* (*Magnetit*) und sehr selten *Rutil* beobachtet. Das letzte Mineral erscheint in sehr kleinen, ellipsoidalen Körnchen mit deutlichem Pleochroismus: $\omega = \text{sehr blass gelb}$, $\varepsilon = \text{gelb}$.

Zwischen den übrigen Gemengteilen findet man ab und zu etwas *Kalzit* in unregelmässig umgrenzten, farblosen Körnchen, die manchmal zwillingslamelliert sind.

Der *Pyrit* lässt sich selten beobachten. Seine Körnchen sind von wechselnder Grösse; einige erreichen Dimensionen bis 0.8 mm. Manche Individuen sind in scharfen Hexaedern ausgebildet.

Der *Magnetit* kommt spärlich, in sehr kleinen Körnchen vor.

Die *Limonite* dürften durch Umwandlung von Pyriten entstanden sein, da sie manchmal in Hexaedern erscheinen.

Die Struktur des Gesteins ist typisch lepidoblastisch. Oft findet man sehr feine Fältelungen. Eine etwa 3–4 m starke *Limonit*linse bildet eine konkordante Einlagerung in diesem Gestein.

Nach einer Schätzung von ST. CANTUNIARI soll die Menge des Limonits etwa 69.000 Tonnen betragen.

GRAPHITPHYLLIT.

In der Serie dieser Gesteine tritt manchmal neben dem Serizit oder Chlorit auch der *Graphit* auf. Es gibt Gesteine, in welchen die Graphitschüppchen etwas angereichert erscheinen; diese können als *Graphitphyllite* bezeichnet werden. Neben Graphit kommen die Gemengteile des soeben beschriebenen Gesteins vor. Auch hier herrscht der Quarz vor.

Diese Gesteine findet man u. a. südlich von Resinár.

KALKPHYLLIT.

Durch Anreicherung von *Kalzit* entstehen die *Kalkphyllite*. Der Kalzit bildet manchmal zusammenhängende, dünne Lagen, die seltener bis einige mm anschwellen, oder aber sind die Kalzitkörner nur in einzelnen Gruppen in grösserer Menge vorhanden, sonst kommen sie regellos verstreut vor.

Der Kalzit zeigt oft eine Zwillingslamellierung nach $-1/2 R$.

Der *Quarz* bildet auch hier einen wesentlichen Gemengteil. Der *Chlorit* erscheint ebenfalls reichlich und seine Schüppchen bilden dünne Lagen. Mehr oder weniger *Serizit* tritt besonders in den Chloritlagen auf. Oft erscheinen *Albit*porphyroblasten. *Pyrit*, *Magnetit*, *Titanit*, *Ilmenit*, *Rutil* und sehr häufig *Epidot*, ferner sekundär gebildeter *Limonit* kommen in geringer Menge vor. Nur der *Epidot* tritt ab und zu in etwas grösserer Menge auf.

Die Struktur ist lepidoblastisch, manchmal — infolge des Erscheinens der grösseren (bis 0·7 mm) *Albite* — porphyroblastisch.

SERIZITQUARZIT UND CHLORITQUARZIT.

Stellenweise, aber ganz untergeordnet, wurde *Quarz* in diesen Gesteinen sehr stark angereichert. Dadurch entstehen sehr quarzreiche Gesteine, die neben *Quarz* entweder *Serizit* oder *Chlorit* führen. Daneben treten manchmal *Albit* oder *Epidot* und die Akzessorien auf.

Diese Gesteine bilden dünne, nur einige dm bis 2 m starke Einlagerungen. Sie sind sehr spröde, beim Formatisieren zerfallen sie oft in kleinere Bruchstücke.

Der *Chloritquarzit* vom Dealul Scheiului wurde näher untersucht. Dieses Gestein bildet eine 45—60 cm starke Einlagerung zwischen den Phylliten. Es hat eine graugrüne Farbe. Die Schieferung ist ausgezeichnet; die Schichten sind oft etwas kleingefältelt.

U. d. M. lassen sich die folgenden Gemengteile bestimmen: *Quarz*, *Chlorit*, *Albit*, *Serizit* (wenig), *Epidot*, *Magnetit*, *Limonit*, *Rutil*, *Zirkon*.

Der überwiegende Teil des Gesteins besteht aus *Quarz*. Seine Körnchen zeigen regellose, buchtige Umgrenzung und sind miteinander verzahnt. Seltener zeigen die Konturen einen mehr regelmässigen Verlauf, ohne tiefe Einbuchtungen. Die Korngrösse schwankt zwischen 0·01 und 0·7 mm. Eine Kataklyse lässt sich in der starken Felderteilung und undulösen Auslöschung der Körner erkennen. Die Quarzkörner sind manchmal von sehr kleinen Interpositionen getrübt, die in Gruppen, Zügen, Linien angeordnet oder regellos verteilt erscheinen. Manche darunter enthalten eine bewegliche Libelle.

ANALYSENTABELLE.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	SrO	BaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O _{+110°}	H ₂ O _{-110°}	CO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Summe
1.	56.30	0.78	25.40	—	4.80	4.59	0.14	1.02	0.27	—	—	0.92	2.67	2.51	0.29	—	—	—	100.17 incl. BaO ₃ = 0.48
2.	56.66	1.31	24.66	—	5.92	2.25	0.09	1.82	0.16	—	—	1.11	3.57	2.48	0.08	—	—	0.06	100.17
3.	77.80	Sp.	10.99	—	1.53	0.73	0.02	0.17	0.39	—	—	4.39	2.80	0.94*		—	—	Sp.	99.76
4.	76.95	0.24	11.34	0.08	1.57	0.65	0.01	0.05	1.41	—	—	3.01	3.53	1.02	0.04	0.16	0.01	0.01	100.08
5.	73.54	0.10	14.21	—	0.32	1.87	Sp.	0.42	1.25	—	—	4.27	3.46	0.61	0.04	—	—	Sp.	100.09
6.	71.68	0.16	16.56	—	1.31	1.06	Sp.	0.14	1.87	—	—	3.17	4.09	0.65	0.08	—	—	Sp.	100.77
7.	70.41	0.52	12.84	—	1.84	2.00	0.10	0.34	1.16	—	—	4.08	4.49	1.98	0.19	—	—	0.19	100.14
8.	69.46	0.43	17.02	—	2.36	1.46	Sp.	0.38	1.58	—	—	5.20	2.81	0.26	0.08	—	—	—	101.04
9.	68.97	0.41	14.54	—	1.09	5.15	0.07	1.82	1.19	—	—	4.14	1.98	0.50	0.06	—	—	Sp.	99.92
10.	68.41	0.38	16.60	—	0.91	2.54	0.15	1.94	3.36	—	—	3.35	0.74	0.91	0.16	—	—	—	99.45
11.	67.66	0.85	15.50	—	3.16	2.85	Sp.	0.78	3.37	—	—	4.45	1.84	0.85	0.09	—	—	0.05	101.45
12.	64.48	0.71	16.46	—	2.30	2.97	0.10	1.45	2.49	—	—	3.85	4.42	0.70	0.24	—	—	0.18	100.43 incl. ZnO ₂ = 0.08
13.	59.96	1.06	16.64	—	5.42	2.15	0.17	2.55	3.81	—	—	2.05	3.56	1.85	0.09	—	—	Sp.	99.31
14.	60.39	0.51	19.09	—	2.32	3.25	Sp.	1.57	5.22	—	—	4.62	2.78	0.39	0.05	—	—	0.02	100.21
15.	58.27	0.58	16.91	—	3.98	4.76	0.19	1.33	5.29	0.06	—	5.03	2.25	1.22	0.14	—	—	0.23	100.24
16.	54.76	0.25	26.77	—	4.45	3.88	Sp.	2.31	0.20	—	—	3.60	2.32	1.39	0.09	—	—	0.07	100.09
17.	55.73	1.06	16.60	—	3.95	3.49	0.16	3.29	6.27	—	—	4.41	1.67	3.03	0.08	—	—	0.13	99.87
18.	72.91	0.12	15.44	—	0.21	1.23	0.03	0.59	2.10	—	—	4.52	3.01	0.58	0.13	—	—	Sp.	100.87
19.	50.31	1.05	14.49	—	3.83	9.33	Sp.	5.52	7.73	—	—	3.89	1.58	1.87*	0.05	—	—	—	99.65
20.	49.18	2.76	14.06	—	2.20	10.14	0.15	4.81	10.71	0.05	Sp.	2.86	0.45	1.96	0.17	—	—	0.09	99.59
21.	48.91	1.26	17.49	—	1.82	9.13	0.14	4.05	10.85	0.12	Sp.	3.78	0.48	1.96	0.14	—	—	0.11	100.24
22.	47.52	1.42	20.26	—	0.91	9.75	0.07	5.12	7.31	0.05	Sp.	3.89	0.95	1.99	0.13	—	—	0.11	99.48
23.	48.07	1.43	19.00	—	2.94	9.64	0.13	4.11	10.55	—	—	2.99	0.36	0.51*		—	—	0.89	100.62
24.	51.01	1.38	15.27	—	0.98	9.97	0.25	8.11	11.20	—	—	1.85	0.90	0.70*	0.04	—	—	—	101.66
25.	48.96	0.95	20.86	—	0.47	5.98	0.14	6.12	10.95	0.12	Sp.	4.16	0.24	1.92	0.32	—	—	0.12	101.31
26.	48.67	1.75	14.70	—	1.65	11.12	0.16	8.10	9.38	0.09	Sp.	2.71	0.86	1.51	0.33	—	—	0.07	101.10

27.	46:54	2:16	20:02	—	2:72	7:26	0:10	5:79	9:56	0:03	Sp.	2:56	1:74	2:05	0:17	—	—	0:07	100:77
28.	46:73	1:79	17:42	—	4:31	7:25	0:11	6:04	11:73	0:05	Sp.	3:72	0:16	1:85	0:16	—	—	0:14	100:96
29.	47:65	0:63	19:33	—	1:57	9:63	0:12	7:55	10:67	—	—	2:47	0:22	0:68*	—	—	—	0:42	100:94
30.	46:32	0:93	21:83	—	2:76	3:78	0:10	7:86	10:58	—	—	2:96	1:19	2:30*	0:11	—	—	—	100:72
31.	50:30	0:22	14:02	—	1:18	9:32	0:21	10:62	12:75	—	—	1:18	0:41	0:15*	—	—	—	0:34	100:70
32.	46:46	0:20	19:66	—	3:96	6:00	0:15	6:73	12:63	—	—	2:02	0:31	2:43	0:00	—	—	0:11	100:69
33.	42:94	3:11	15:96	—	2:78	14:11	0:20	5:32	11:35	0:07	Sp.	2:02	0:22	2:48	0:17	—	—	0:11	100:84
34.	45:40	0:75	15:57	—	1:90	8:41	0:22	10:14	12:21	—	—	1:87	0:68	1:38*	—	—	—	1:01	99:54
35.	44:29	0:86	17:39	—	2:54	7:18	0:09	10:21	13:80	0:07	Sp.	2:26	0:24	1:62	0:16	—	—	0:15	100:86
36.	51:36	0:19	13:69	0:39	2:19	5:71	0:05	21:07	0:69	—	—	1:15	0:17	2:94	0:11	0:30	0:18	0:01	100:11
37.	38:65	0:12	18:79	0:50	5:50	2:75	0:06	13:60	3:64	—	—	1:13	0:06	13:26	0:28	0:67	0:63	0:03	99:67
38.	45:27	1:25	5:01	—	2:18	6:26	0:12	29:44	2:29	—	—	0:25	0:19	6:16	—	1:09	—	Sp.	99:51
39.	37:24	0:10	16:34	0:65	6:20	2:27	0:10	19:43	2:04	—	—	0:83	0:06	12:64	0:45	0:96	0:47	0:02	99:80
40.	37:93	0:17	17:57	0:82	6:71	2:23	0:06	19:06	2:02	—	—	1:13	0:23	11:32	0:48	0:31	0:20	0:03	100:27
41.	38:57	0:14	12:78	0:31	1:38	2:01	0:11	30:42	1:53	—	—	1:12	0:12	11:46	0:09	0:40	0:12	0:02	100:58
42.	38:69	0:10	3:65	0:37	4:23	1:21	0:10	33:66	1:69	—	—	0:47	0:14	13:74	0:49	0:92	0:23	0:01	99:70
43.	38:77	0:15	1:31	0:30	7:47	2:08	0:11	32:48	1:29	—	—	1:33	0:15	12:44	0:47	0:88	0:28	0:02	99:53
44.	38:56	0:20	2:27	0:57	6:55	1:12	0:07	33:98	2:88	—	—	0:95	0:08	11:42	0:54	0:61	0:22	0:02	100:14
45.	37:42	0:20	5:24	0:59	3:48	1:92	0:08	34:71	1:36	—	—	1:41	0:17	11:80	0:63	0:52	0:33	0:01	99:87
46.	37:83	0:29	12:47	0:33	0:10	4:83	0:10	32:15	3:56	—	—	1:83	0:11	5:85	0:18	0:22	0:38	0:02	100:25
47.	72:41	Sp.	18:11	—	0:04	0:10	—	0:40	2:28	—	—	5:80	1:32	0:51*	—	—	—	Sp.	100:97
48.	71:83	Sp.	17:86	—	0:11	0:07	—	0:41	1:96	—	—	5:56	1:56	0:75*	—	—	—	0:08	100:19
49.	63:52	0:58	17:45	—	3:44	2:77	0:11	1:14	4:09	—	—	3:16	0:82	2:61	0:15	Sp.	—	0:37	100:21
50.	27:50	0:90	49:89	—	6:16	11:14	0:29	2:13	0:10	—	—	—	—	1:95	—	—	—	—	100:06
51.	35:03	0:47	17:44	Sp.	5:14	2:64	31:25	1:68	4:67	—	—	1:43	0:02	0:41	0:10	—	—	—	100:28
52.	64:86	—	18:65	—	0:41	—	Sp.	0:07	0:21	—	—	2:12	13:08	0:40	—	—	—	—	99:80
53.	37:94	0:04	24:80	—	11:50	0:90	0:02	0:50	22:40	—	—	—	—	2:01	0:12	—	—	—	100:23
54.	40:37	1:08	18:50	—	7:14	10:38	0:33	8:25	10:11	—	—	1:80	1:01	0:99	—	—	—	—	99:96

* = Cüthverlust.

VERZEICHNIS DER MITGETEILTEN ANALYSEN.

1. *Staurolith-Granatglimmerschiefer*, Cristesti.
2. *Staurolithführender Granatglimmerschiefer*, südlich von Steflesti.
3. *Magnetitaplitgneis*, Sebes-Tal.
4. *Muskovitgneis*, Stâna Malei.
5. *Augengneis*, Orlát.
6. *Dobragneis*, Dobra-Tal.
7. *Biotitgneis*, Graben zwischen Dealul Chioca und Vârful Chicei.
8. *Biotitgneis*, Frumoasa-Tal, etwa 1450 m ü. d. M.
9. *Biotitgneis* (Schiefergneis), Piatra alba.
10. *Schiefergneis* (Biotit-Muskovitgneis), Sebes-Tal, zwischen 48. und 49. km.
11. *Biotitgneis*, Frumoasa-Tal, etwa 1450 m ü. d. M.
12. *Biotitgranitgneis*, Frumoasa-Tal.
13. *Biotit-Muskovitschiefergneis* (Typus Şerbota), Stâna Şerbota.
14. *Hornblendegranitgneis* (*Cindrelgneis*), SW-Lehne des Cândreлу.
15. *Biotitgneis*, Kontakt mit *Pegmatit*, Frumoasa-Tal.
16. *Muskovit-Biotitschiefergneis* (Typus Auşel), Valea Auşelului-Tal, etwa 900 m ü. d. M.
17. *Biotit-Hornblendegneis* (Schiefergneis) (Typus Taja), Taja-Tal.
18. *Pegmatit*, Frumoasa-Tal.
19. *Zoisitamphibolit*, Valea Ditei, untere Strecke.
20. *Plagioklasamphibolit*, Piatra Alba, vom Gipfel, 2180 m ü. d. M.
21. *Epidotamphibolit*, Râul Mare, zwischen Măgura und Muncelul.
22. *Epidotamphibolit*, Râul Mare, Magura-Klause.
23. *Plagioklasamphibolit*, Salanele, 1710 m ü. d. M.
24. *Plagioklasamphibolit*, Stâna Gilei, 1274 m ü. d. M.
25. *Plagioklasamphibolit*, N-lich von Dus, zwischen 1153 und 1248 m ü. d. M.
26. *Granatamphibolit*, S-lich von Dus.
27. *Epidotamphibolit*, Râul Mare, S-lich von der Magura-Klause.
28. *Epidotamphibolit*, Cândreлу, Stâna Frumoasa.
29. *Eklogitamphibolit*, Pârâul Rescoalei, 950 m ü. d. M.
30. *Granatamphibolit*, Graben zwischen D. Cioaca und Muncelul Birailor, 1190 m ü. d. M.
31. *Zoisitamphibolit*, Valea Ditei, mittlere Strecke, zwischen 1100 und 1130 m ü. d. M.
32. *Pyroxenamphibolit*, Gyhan, 1411 m ü. d. M.
33. *Granatamphibolit*, Sebes-Tal, südlich von Tău.
34. *Zoisitamphibolit*, Valea Dobrei, 1390 m ü. d. M.
35. *Epidotamphibolit*, Tal des Dobra-Baches, am Fuss des Dealul Pogoana.
36. *Bronzilit*, Stâna din Poiana Ditei.
37. *Serpentin*, Stâna Gruiuşoara.
38. *Olivingrammatilit*, Dealul Clăbucetului, 2056 m ü. d. M.

39. *Serpentin*, Valea Dobrei, 1350 m ü. d. M.
40. *Serpentinsierter Olivin**grammatit*, Dealul Paltinei (Grosser Stock), 1647 m ü. d. M.
41. *Serpentin*, Gyhan, am Gipfel, 1411 m ü. d. M.
42. *Serpentin*, Poiana Ditei, zwischen 1400 und 1407 m ü. d. M.
43. *Serpentin*, Bistra, Runcul Cailor, 1378 m ü. d. M.
44. *Serpentin*, Dealul Negru, 1866 m ü. d. M.
45. *Serpentin*, Dealul Paltinei (Kleiner Stock), 1647 m ü. d. M.
46. *Serpentinsierter Granat-Bronzitperidotit*, Foltea (zwischen Frumoasa, 2205 m ü. d. M. und Foltea, 1971 m ü. d. M.).
47. *Quarzporphyrit*, Sebes-Tal, 21 km.
48. *Quarzporphyrit*, Sebes-Tal, südlich von Kápolna.
49. *Serizit-Chlorit-Albitphyllit*, Resinár.
50. *Staurolith*, Cristesti.
51. *Spessartin*, Runcul Cailor.
52. *Mikroclin*, Şurianu.
53. *Epidot*, Kudsir-Bach.
54. *Hornblende* aus *Amphibolit*, vom Gipfel des Titianul.

LITERATUR.

- ACKNER, M. J.: Mineralogie Siebenbürgens, mit geognostischen Andeutungen. Hermannstadt, 1855.
 — Reisebericht in einem Theile der Karpathen. Schullers Archiv, Hermannstadt, 1848.
- ADAMS, F.: On the origin of the amphibolites of the Laurentian Area of Canada. Journ. of Geology, Vol. XVII, 1909, p. 1.
- ALOISI, P.: Studio di alcuni rocce del Mte Corica (Calabria). Proc. verb. Soc. Toscana die Sc. Nat., 4. Juli, 1909.
- ALLEN, E. T.—CLEMENS, J. K.: The rôle of water in Tremolite and certain other minerals. Amer. Journ. of Science, Vol. XXVI, 1908, p. 101.
- ANGEL, F.: Gesteine der Steiermark. Graz, 1924. Herausg. vom Naturwiss. Ver. f. Steiermark.
- ARZ, G.: Geographische und naturhistorische Verhältnisse Mühlbachs und seiner Umgebung. Programm d. evang. Untergymnasiums in Mühlbach. Schuljahr 1864—1865.
 — Geographische und naturhistorische Verhältnisse der Stadt Mühlbach und ihrer Umgebung. Verh. u. Mitteil. des Siebenbürg. Ver. f. Naturwissenschaften, 1866.
- ATHANASIU, S.: Geologische Studien in den nordmoldauischen Karpathen. Jahrb. d. K. K. geol. Reichsanstalt, XLIX, 1899, p. 429.
- BARBOUR, G. P.: Origin of the Bedford Augengneiss. Amer. Journ. of Science, Fifth series, Vol. XIX, 1930, p. 351.
- BAUMGÄRTEL, B.: Über Quarzinjektionen in der Umgebung der vogtländisch—westerzgebirgischen Granitmassive. Centralbl. f. Min., 1907, p. 716.
- BECKE, F.: Petrographische Studien am Tonalit der Riesenferner. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, Vol. XXVIII, 1909, p. 369.
 — Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. Congr. géol. internat. Vienne, 1903. C. r. IX, p. 553.
 — 1. Über Mineralbestand und Struktur der kristallinen Schiefer. 2. Optische Untersuchungsmethoden. 3. Zur Physiographie der Gemengteile der kristallinen Schiefer. Denkschriften d. k. Akad. d. Wiss., Vol. LVII, Halbband I, Wien, 1913.
 — Über Kristallisationsschieferung und Piezokristallisation. C. R. Internat. Geol. Congr. Mexico, 1906.
 — Über Myrmekit. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, XXVII, 1908, p. 377.
 — Typen der Metamorphose. Geol. Fören. Förh., Stockholm, XLII, 1920, p. 180.
 — Zur Facies-Klassifikation der metamorphen Gesteine. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, XXXV, 1922, p. 215.
 — HIMMELBAUER, A.—REINHOLD, F.—GÖRGEY, R.: Das Niederösterreichische Waldviertel. Tschermak's Min. Petr. Mitteilungen, XXXII, 1913, p. 185.
- BEHAGEL, G.: Die Eisen- und Manganerze Osteuropas. Osteuropas Institut in Berlin. Berlin, 1922.
- BEREK, M.: Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universaldrehtischmethoden. Berlin, 1924.
- BERG, G.: Die Entstehung der Orthogneise, Zeitschr. d. D. Geol. Gesellschaft, Vol. LXII, 1910, p. 344.
 — Die kristallinen Schiefer des östlichen Riesengebirges. Abh. preuss. geol. Landesanstalt, N. F., 1912.
- BIELZ, A.: Beiträge zur geolog.—geognostischen Kenntnis von Siebenbürgen. Transylvania, 1833, 1834.
 — Verzeichnis der goldführenden Haupt- und Nebenflüsse Siebenbürgens u. s. w. Verh. u. Mitt. des Siebenb. Ver. f. Naturwissenschaften, III, p. 101.
- BOEKE, H. E.—EITEL, W.: Grundlagen der physikalisch—chemischen Petrographie. II. Aufl., Berlin, 1923.
- BÖCKH, J.: Auf den südlichen Teil des Comitatus Szörény bezügliche geologische Notizen. Földtani Közlöny, IX, 1879, p. 64.
 — Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1881 im Comitatus Krassó-Szörény. Földtani Közlöny, XI, 1881, p. 303.
 — Geologische Notizen von der Aufnahme des Jahres 1882 im Komitate Krassó-Szörény. Földtani Közlöny, XIII, 1883, Heft 4—6.
 — Daten zur geologischen Kenntnis des nordwestlich von Bozovics sich erhebenden Gebirges. Jahresber. d. königl. ungar. Geol. Anstalt für 1886, p. 135.
- BONNEY, T. G.—HILL, E.: Petrological notes on Guernsey, Herm, Sark and Alderney. Quart. Journal, LXVIII, 1912, p. 31.
- BOSSARD, L.: Petrographie der unterpenninischen Decken im Gebiete der Tessiner Kulmination. Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen, IX, 1929, p. 65.
- BOSWORTH, T. O.: On metamorphism around the Ross of Mull Granit. Quart. Journal, LXVI, 1910, p. 376.
- BOWEN, N. L.: The Reaction Principle in Petrogenesis. Journ. of Geology, Vol. XX, 1922.
- BRÖGGER, W. C.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge. I. Vidensk. Skr. mat. naturv. Kl., 1906, Heft 6.
 — Das Fengebiet in Telemarken, Norwegen. Vidensk. Skr. mat. naturw. Kl., 1920, p. 9.
 — VOGT, TH.—SCHETELIG, J.: Die Mineralien der südnorwegischen Granitpegmatitgänge II. Vidensk. Skr. mat. naturw. Kl., 1922, Heft 1.
- BUTUREANU, V. C.: Studii și compozitia chimică a minereurilor de fer și mangan din masivul cristalin Broșteni. Anal. științifice

- Jași, 1903. — Étude sur la composition chimique des minerais de manganèse et de fer qui se trouvent dans le massif cristallin de Broșteni. Ann.-Scient. Univ. Jassy, V.
- CANTUNIARI, ST.: Studii geologice in regiunea de la Sud de Reșinari. Dări de seamă ale ședințelor, IX, 1920–1921, p. 16–20, (1926).
— Studii geologice in Valea Sebeșului. Dări de seamă ale ședințelor, IX, 1920–1921, p. 66–71 (1926).
- CLARKE, F. W.: The data of Geochemistry. Washington, 1924.
— A pseudo-serpentine from Stevens County, Washington. Amer. Journ. of Science, Vol. 165, 1903, p. 397.
- CLOOS, E.: Tektonik und Parallelgefüge im Granit und Granitporphyr des nördlichen Schwarzwaldes, mit Spezialkarte. Abhdl. preuss. geol. Landesanstalt. N. F., 89, I, 1922.
- CLOOS, H.: Tektonik und Magma. Untersuchungen zur Geologie der Tiefen. Abhdl. preuss. geol. Landesanstalt, N. F., 89, I, 1922.
- CLOUGH, C. T.—CRAMPTON, C. B.—FLEET J. S.: The Augengneis and Moine Sediments of Ross-Shire, Geol. Magazin, Vol. VII, 1910.
- DITTLER, E.—KÖHLER, A.: Zur Frage der Enthemisbarkeit der Kali-Natronfeldspate und über das Verhalten des Mikroklinns bei hohen Temperaturen. Tschermak's Min. petr. Mitteilungen, Vol. XXXVIII, 1925, p. 229.
- DELHAYE, F.: La stratification et la schistosité des schistes argileux au voisinage des récifs de calcaire. Bull. Soc. Géol. Belgique, XXXV, 1909, p. 342.
- DUPARC, L.—REINHARD, M.: La détermination des plagioclases dans les coupes minces. Mém. Soc. phys. et hist. nat. Genève, 1924.
— MRAZEC, L.: Sur les phénomènes d'injection et de métamorphisme exercés par la Protogine et les roches granitiques en général. Arch. sc. ph. et nat., 1898.
- ERDMANNSDÖRFER, O. H.: Die Entstehung der Schwarzwälder Gneise. Geol. Rundschau, IV, 1913, p. 383.
— Über die Biotitanreicherung in gewissen Granitkontaktgesteinen. Centralbl. f. Mineralogie etc., 1910, p. 790.
— Über Mischgesteine von Granit und Sedimenten. Sitz.-Ber. Akad. d. Wissenschaften, Berlin, 1912, p. 478.
— Petrographische Untersuchungen an einigen Granit-Schieferkontakten der Pyrenäen. Neues Jahrbuch f. Min., BB. XXXVII, 1914, p. 739.
- ESKOLA, P.: On the Eclogites of Norway. Vidensk. Skr. mat. naturv. Kl., 1921, p. 74.
— The Mineral Facies of Rocks. Norsk. Geol. Tidsskr., VI, 1922, p. 143.
— On the Petrology of the Orijärvi region in Southwestern Finland. Bull. de la Commission géol. de Finlande, No. 40, 1914.
— On the occurrence of orthoclase and microcline in the finnish granites and pegmatites. C. R. Soc. géol. de Finlande, 1929, No. 1.
- FEHR, W.: Injektions- und Intrusionserscheinungen im zentralen Teil der südlichen Gneise des Aarmassivs. Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen, Vol. II, 1922, p. 331.
- FENNER, CL. N.: The mode of Formation of Certain Gneisses in the Highland of New Jersey. Journal of Geology, Vol. XXII, 1914, p. 594, 694.
- FETTKER, C. R.: Manhattan shist of southeastern New-York State and its associated igneous rocks. Annals of the New-York Acad. of science, Vol. XXIII, 1914, p. 193.
- FILTSCH, E.: Mineralogische Mitteilungen über Oláhpián. Verh. u. Mitt. d. Siebenb. Ver. f. Naturwissenschaften, II, 1851, p. 155.
- GOLDSCHMIDT, V. M.: Die Kontaktmetamorphose im Kristianagebiet. Vidensk. Skrift. Mat. Naturv. Kl., 1911.
— Die Injektionsmetamorphose im Slavanger-Gebiet. Vidensk. Skrift., I, Mat. Naturv. Kl., 1920, Nr. 10.
— On the metasomatic processes in silicate rocks. Economic Geol., XVII, 1922, p. 105.
- GRANDJEAN, M. F.: Sur une mesure du laminage des sédiments (calcaires et schistes) par celui de leurs cristaux clastiques de tourmaline. C. R. Acad. Paris, CLI, 1910.
- GRUBENMANN, M.: Die Kristallinen Schiefer. I. u. II. Berlin, 1910.
— NIGGLI, P.: Die Gesteinsmetamorphose. I. Berlin, 1924.
- HADINGER, W.: Der Pertschin von Oláhpián. Sitzungsberichte d. k. Akad. d. Wiss., Wien, XII, p. 480.
- HALAVÁTS, GY.: Die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Új-Gredistye, Zunkány und Hátszeg. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1898, p. 112.
— Geologische Verhältnisse der Umgebung von Kitid—Russ—Alsó-Telek (Comitat Hunyad.) Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1900, p. 91.
— Geologische Verhältnisse der Umgebung von Szászváros. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1901, p. 103.
— Der geologische Bau der Umgebung von Kudsir, Csóra, Felsőpián. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1904, p. 127.
— Geologischer Bau der Umgebung von Szászsebes. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1905, p. 82.
— Der geologische Bau der Umgebung von Szerdahely und Koncza. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1906, p. 134.

- Der geologische Bau der Umgebung von Kisenyed—Szelistye—Kereszténysziget. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt für 1907, p. 99.
- und v. ROTH, L.: Die Umgebung von Szászsebes. Erläuterungen zur geol. Spezialkarte der Länder der ungarischen Krone. Herausg. von d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt, 1910.
- und v. ROTH, L.: Geologische Karte 1:75000 der Umgebung von Szászsebes.
- HAMMER, W.—v. JOHN, C.: Augengneise und verwandte Gesteine aus dem oberen Vintschgau. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt, LIX, 1909, p. 691.
- HARKER, A.: Migration of Material during Metamorphism of Rock Masses. Journ. of Geology, I, 1893, p. 574.
- HAUER, F.: Geologie der Umgebung von Hermannstadt. Verhandlungen d. K. K. Geolog. Reichsanstalt, 1859.
- und STACHE G.: Geologie Siebenbürgens. Wien, 1885.
- HEIM, A.: Geologie der Schweiz. Leipzig, 1919, 1922.
- HEZNER, L.: Ein Beitrag zur Kenntnis der Amphibolite und Eklogite mit besonderer Berücksichtigung der Vorkommnisse des mittleren Oltzales. Tschermak's Min. petr. Mitteilungen, Vol. XXII, 1903, p. 437.
- Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthard (Tremolaserie). Neues Jahrbuch f. Min. 1908, p. 157.
- Über manganreiche kristalline Schiefer Indiens. Neues Jahrbuch f. Min., 1919, p. 7.
- VAN HISE, R.: Metamorphism of rocks and rockflowage. Bulletin of Geol. Soc. Amer., IX, 1898, p. 269.
- A treatise on Metamorphism. U. S. Geol. Surv. Monographs, XLVII, 1904.
- HOFMANN, K.—INKEY, B.: Geologische Karte (1:75000) von Petrozsény. Herausg. von d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt, 1885.
- — Geologische Karte (1:75000) vom Vulkanpass. Herausg. von d. Königl. Ung. Geol. Anstalt, 1886.
- HÖRNER, F.: Beiträge zur Kenntnis des Stauroliths. Inaug. Diss. Heidelberg. 1915.
- HRADIL, G.: Über einen Augengneis aus dem Pustertal. Verhandlungen d. K. K. Geol. Reichsanstalt, 1914.
- v. INKEY, B.: Geotektonische Skizze der westlichen Hälfte des ungarisch-rumänischen Grenzgebirges. Földtani Közlöny, XIV, 1884, p. 116.
- Die Transylvanischen Alpen vom Rotenturnpasse bis zum Eisernen Tor. Math. u. naturw. Berichte aus Ungarn, IX, 1891, p. 20.
- JAKOB, I.: Magmatische Injektionserscheinungen im Oberwallis. Diss. Zürich, 1919.
- JULIEN, A. A.: Genesis of the amphibole schists and serpentines of Manhattan Island, New-York. Contrib. from the geol. Dep. of Columbia Univers., XI, 1913, No. 99.
- KATZER, F.: Die geologischen Verhältnisse des Mangangebietes von Cesljanovic in Bosnien. Berg- und Hüttenm. Jahrb. der Montan. Hochschulen, LIV, 1906.
- KIŠPATIC, M.: Disthen-, Sillimanit- und Staurolith-führende Schiefer aus dem Krndijagebirge in Kroatien. Centralbl. für Min., 1912, p. 578.
- KOSSMAT, F.—v. JOHN, C.: Das Manganeisenerzlager von Macskamező in Ungarn. Zeitschrift für prakt. Geologie, 1905, p. 305.
- KÖNIGSBERGER, J.: Die durch Dislokationsmetamorphose ohne Intrusion entstandenen kristallinen Schiefer. Congr. internat. Géol. Stockholm, 1910, C. R., I, p. 667.
- Über Gneisbildung und Aufschmelzungszonen der Erdkruste in Europa. Geol. Rundschau, III, 1912, p. 297.
- KOZU, S.—ENDO, Y.: X-ray analysis of Adularia and Moonstone and the influence of temperature on the atomic arrangement of these minerals. Sc. report of the Tohoku imperial University, Ser. III, I, p. 1, 1921.
- KRÄUTNER, TH.: Die Spuren der Eiszeit in den Ost- und Südkarpathen. Verhandl. und Mitteil. d. Siebenbürg. Vereins. f. Naturw. zu Hermannstadt, LXXIX—LXXX, I, 1930, p. 10.
- LACKNER, A.: Bericht über meine im Jahre 1906 durchgeführte geologische Aufnahme in dem Hochgebirge bei Szászváros und Kudsir. Jahresbericht d. Königl. Ung. Geol. Anstalt für 1906, p. 151.
- LACROIX, A.: Les enclaves des roches volcaniques. 1893.
- Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. Bulletin Serv. de la Carte géol. de la France, LXIV, 1908, p. 302; LXXI, 1900, p. 9.
- LAHEE, F. H.: Crystalloblastic order and mineral development in metamorphism. Journ. of Geology, XXII, 1914, p. 500.
- LAITAKARI, A.: Einige Albitepidotgesteine von Südfinnland. Bull. Comm. Géol. de Finlande, Nr. 51, 1918.
- LANE, A. C.: The rôle of possible eutectics in rock magmas. Journ. of Geology, XII, 1904, p. 83.
- LEHMANN, P.: Die Südkarpathen zwischen Retezat und Königstein. Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin, XX, 1885, p. 325.
- Schneeverhältnisse und Gletscherspuren in den Transylvanischen Alpen. Jahresbericht d. Geogr. Ges. Greifswald, IX, 1905.
- LEITH, C. K.: Metamorphic studies. Convergence to Mineral Type in Dynamic Metamorphism. Journ. of Geology, XXIII, 1915, p. 600.
- Metamorphic Geology. A Textbook. New-York, 1915.
- LIFFA, A.—VENDL, A.: Beiträge zur Geologie von Kudsir und Szeben. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanst. für 1912, p. 74.

- Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Cindrel. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1913, p. 182.
- LOUGHLIN, G. F.: Primary gneises. Amer. Journal of science; XX, 1910, p. 447.
- MÄKINEN E.: Die Granitpegmatite von Tammela in Finnland. Bull. Comm. Géol. de Finlande, Nr. 35, 1913.
- Über die Alkalifeldspate. Geol. För. Stockholm, Förh. XXXIX, 1917, p. 121.
- MARCHET, A.: Zur Kenntnis der Amphibolite des niederösterreichischen Waldviertels. Tschermak's Min. petr. Mitteilungen, XXVI, 1925, p. 171, 229.
- DE MARTONNE, E.: Sur la période glaciaire dans les Karpatés méridionales. C. R. Acad., Paris, 1899.
- Contributions à l'étude de la période glaciaire dans les Karpatés méridionales. Bulletin Soc. Géol. France, XXVIII, 1900, p. 275.
- La période glaciaire dans les Karpatés méridionales. C. R. Congr. internat. Géol., Vienne, 1903.
- Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie, Paris, 1907.
- METTA, N.: Câteva analize și observatiuni asupra pegmatitelor din Muntii Lotrului. Dări de seamă ale ședințelor, XIV, 1930.
- v. MOGILNICKI, R.: Manganerzlagerstätten der südlichen Bukowina. Berg- und Hüttenm. Jahresbericht, 1917, Heft 1.
- MOREY, G.: The development of pressure in Magmas as a Result of Crystallisation. Journal Washington Acad. Science XII, 1922, p. 219.
- MERIAN, A.: Beobachtungen am Tridymit. Jahrb. f. Min. 1884, I, p. 193.
- MÖCKEL, K.: Petrographische Verhältnisse der Gebirgsgegend südlich von Resinár (ungarisch.) Diss. 1918.
- Hornblendegesteine aus der Umgebung der „Hohen Rinne“. Verh. u. Mitt. d. Siebenbürg. Ver. für Naturw. zu Hermannstadt, LXXI, 1921.
- MRAZEC, L.: Essai d'une classification des roches cristallines. Arch. des sc. phys. et nat. Genève, 1897.
- Despre clasificarea cristalinului din Carpathi meridon. Bucarest, 1899.
- Contribution à l'étude de la dépression subcarpatique. Bulletin soc. des sciences, Bucarest, IX, 1900, Nr. 6.
- Sur les schistes cristallins des Carpathes méridionales (versant roumain). C. R. IX. Congr. Géol. internat. Vienne, 1904.
- MURGOI, G. M.: Contribution à la tectonique des Carpathes méridionales. C. R. Acad. Roumanie, 3. Juli 1905.
- Sur l'existence d'une grande nappe de recouvrement dans les Carpathes méridionales. C. R. Acad. Roumanie, 31 Juli 1905.
- Sur l'âge de la grande nappe de charriage des Carpathes méridionales. C. R. Acad. Roumanie, 4. Sept. 1905.
- The Geological Synthesis of the South Carpatians. C. R. XI. Congrès internat. Géol. 1910, p. 871.
- NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. Bd. I, Berlin, 1923.
- Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig, 1920.
- Die chemisch mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinz am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. u. petr. Mitt. IX., 1929, p. 160.
- QUERVAIN, F.—WINTERHALTER, R. U.: Chemismus schweizerischer Gesteine. Bern, 1930.
- NOPCSA, F. (Baron): Zur Geologie der Gegend zwischen Gyulafehérvár, Déva, Ruszkabánya und der rumänischen Landesgrenze. Mitteilungen aus d. Jahrb. d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt, XIV, 1902—1906, p. 93.
- Geological and tectonical map of the county of Hunyad and its environments. Published by the Royal Geol. Surv. of Hungary, Budapest, 1929.
- OSANN, A.: Versuch einer chemischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Tschermak's Min. petr. Mitt., XIX, 371, XX, 399, XXI, 365, XXII, 322, 1900—1903.
- Petrochemische Untersuchungen. I. Teil. Abhdl. der Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. naturw. Kl. Nr. 2, 1913.
- Der chemische Faktor in einer natürlichen Klassifikation der Eruptivgesteine. Abhdl. der Heidelberger Akad. d. Wiss. Math. naturw. Kl. Nr. 8 und 9, 1919, 1920.
- PARTSCH, P.: Über die geognostischen Verhältnisse von Oláhpián. Sitzungsbericht d. k. Akad. d. Wiss. Wien, I, 1848, p. 35.
- PASCU, R.: Manganerzlagerstätten in der Region Broșteni, Bezirk Neamț. Anuarul Inst. Geol. al României, XI, 1925—1926, p. 77.
- PENFIELD, S. L.—STANLEY, C. F.: Über die chemische Zusammensetzung des Amphibols. Zeitschrift f. Krist., XLIII, 1907, p. 232.
- PHLEPS, O.: Studien an den Hochgebirgsseen auf dem Nordgehänge des Fogarascher Gebirges. Festschrift zur Wanderversammlung ungar. Ärzte und Naturforscher. Hermannstadt, 1914.
- PRIMICS, G.: Die geologischen Verhältnisse der Fogarascher Alpen und des benachbarten rumänischen Gebirges. Mitteilungen aus d. Jahrb. d. Königl. Ungar. Geol. Anstalt, VI, 1884, 9. Heft.
- QUIRING, H.: Über das Manganisenerzvorkommen von Macskamező (Masca) in Siebenbürgen. Zeitschr. f. prakt. Geol., 1919, p. 133.
- REINHARD, M.: Der Coziagneiszug in den rumänischen Karpathen. Bulletin Soc. Sc. Bucarest, XVI, 1906, Nr. 3 und 4.
- Die kristallinen Schiefer des Făgărașer Gebirges. An. Inst. geol. al României, III, 1909.
- Die granitisch-körnigen Gesteine der transylvanischen Decke. An. Inst. Geol. al Romaniei, V, 1911, Bukarest, 1914.
- REINHOLD, F.: Pegmatit- und Aplitadern aus den Liegendschiefen des Gföhlergneises im niederösterreichischen Waldviertel. Tschermak's Min. petr. Mitt., XXIX, 1910, p. 43.

- RINNE, F.: Über Mikroklinstruktur. Neues Jahrb. f. Min., 1890, II, p. 66.
 RITTMANN, A.: Die Zonenmethode. Schweiz. Min. petr. Mitt., IX, 1929, p. 1.
 ROSENBUSCH, H.: Elemente der Gesteinslehre (4. Aufl. von A. OSANN). Stuttgart, 1923.
 — WÜLFING, E. A.—MÜGGE, O.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. V. Aufl., I. 1. und 2. Hälfte. Stuttgart, 1921—1922.
 ROTMAN, D.: Les gisements de mica blanc (muscovite) de Roumanie. Ann. des mines de Roumanie, V, 1922, p. 1.
 — Note préliminaire sur le gisement de muscovite de Mănăileasa, Monts du Lotru (Alpes de Transylvanie, Carpathes méridionales.) Bull. Sc. Acad. Bucarest, 1920, Nr. 4/6.
 ROZLOZNIK, P.: Über die Verbreitung des Erzlagerstättentypus „Macskamező“ in Siebenbürgen. Földtani Közlöny, XLIX, 1919, p. 122.
 RÜGER, L.: Das Alter des Jungtertiärs im Altal (Siebenbürgen) und die jungen Hebungen der südöstl. Karpathen. Centralbl. f. Min. etc. 1931, Abt. B, p. 390.
 SANDER, B.: Über tektonische Gesteinsfazies. Verhandlungen d. Geol. Bundesanstalt, 1912, p. 249.
 — Über Zusammenhänge zwischen Teilbewegung und Gefüge in Gesteinen. Tschermak's Min. petr. Mitt., XXX, 1911, p. 281.
 — Über einige Gesteinsgefüge. Tschermak's Min. petr. Mitt., XXXIII, 1915, p. 547.
 — Zur petrographisch-tektonischen Analyse. Jahrbuch d. Geol. Bundesanstalt, 1923—1925.
 SAVUL, M.: Étude sur les schistes cristallins et les gisements de manganèse de la région Șarul Dornei (Câmpulung). An. Inst. Geol. al României, XII, 1927, p. 473.
 SCHAFARZIK, F.: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Orményes und Vercserova im Komitat Krassószörény. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1896, p. 108.
 — Kurze Skizze der geologischen Verhältnisse des Gebirges am Eisernen Tore etc. Földtani Közlöny, 1903, p. 402.
 — Reambulation in den südlichen Karpathen und im Krassószörényer Mittelgebirge im Jahre 1909. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1909, p. 69.
 — Geologische Reambulation der Umgebung von Berzászka. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1910, p. 125.
 — Über die Reambulation in der Umgebung von Berzászka und im Almásbecken im Sommer 1911. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1911, p. 150.
 — Revision der kristallinen Schiefer des Krassószörényer Grundgebirges in petrographischer und tektonischer Beziehung. Jahresbericht d. Königl. Ungar. Geol. Reichsanstalt für 1913, p. 195.
 SCHARDT, H.: Die Injektionsgneise und die tektonische Bedeutung der Aplitinjektion. Eclogae Geol. Helv., XII, 1912.
 SCHMIDT, W.: Statistische Methode beim Gefügestudium der kristallinen Schiefer. Sitzber. Akad. d. Wiss. Wien, CXXVI, 1917.
 — Die Gesteinsumformung. Denkschriften d. Ak. Wiss. Wien, 1924.
 SCHUMANN, H.: Über moldanubische Paraschiefer aus dem niederösterreichischen Waldviertel zwischen Gföhler Gneis und Bittescher Gneis. Min. u. petr. Mitt., XL, 1930, p. 73.
 SCHWENKEL, H.: Die Eruptivgneise des Schwarzwaldes und ihr Verhältnis zum Granit. Tschermak's Min. petr. Mitt. XXXI, 1912, p. 139.
 SEDERHOLM, J. J.: Om Granit och Gneis. Bull. Comm. Géol. de Finlande, No 23, 1907.
 — Über die Entstehung der migmatitischen Gesteine. Geol. Rundschau, IV, 1913, p. 174.
 — On Synantetic Minerals and Related Phenomena. Bull. Comm. Géol. de Finlande, No 48, 1916.
 — On Migmatites and Associated Pre-Cambrian Rocks of Southwestern Finland. I. The Pelling Region. Bull. Comm. Géol. de Finlande No 58, 1923. II. The Region around the Barösundsfjärd W of Helsingfors and Neighbouring Areas. Bull. Comm. Géol. de Finlande, No 77, 1926.
 SPEZIA, G.: Il Dinamometamorfismo e la minerogenesi. Accad. reale. sc. Torino, 1904—1905.
 STRECKEISEN, A.: Geologie und Petrographie der Flüelagruppe. Schweiz. Min. u. petr. Mitt., VIII, 1923, p. 87.
 — Geologische und petrographische Probleme in den Südkarpathen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt., IX, 1929, Heft 2.
 — Observațiuni geologice în Carpații Meridionali între Valea Oltului și Valea Jiului. Dări de Seamă ale Ședințelor, Inst. Geol., XVII, 29. April, 1929.
 — Profilul dela Vai de Ei (Carpații Meridionali. Jud. Gorj). Dări de seamă ale Ședințelor Inst. Geol., XVII, 15 Mai, 1929.
 STUR, D.: Bericht über die geologische Übersichtsaufnahme d. südwestl. Siebenbürgens im Sommer 1860. Jahrbuch K. K. Geol. Reichsanst., XIII, 1863, p. 33.
 SUNDIUS, N.: Zur Frage der Albitisierung im Kirunagebiet. Geol. För. Stockholm Förh., XXXVIII, 1916, p. 446.
 SUZUKI, J.: Über die Staurolith-Andalusit-Paragenesis im Glimmergneis von Piodina bei Brissago (Tessin). Schweiz. Min. u. petr. Mitt., X, 1930, p. 117.
 TERMIER, P.: Les schistes cristallins des Alpes occidentales. Paris, 1903.
 — Sur la genèse des terrains cristallophylliens. C. R. XI. Congrès internat. Géol. Stockholm, 1910, II, 587.
 TILLEY, C. E.: The Granite-Gneisses of Southern Eyre peninsula. Quarterly Journ. of Geology, LXXVII, 1921, p. 75.

- TÓTH, M.: Magyarország ásványai. (Ungarns Mineralien.) Budapest, 1883.
- TRENER, G. B.: Die Quarzgefügeregel. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanst. 1906, p. 469.
- TRUEMAN, J. D.: The Value of certain Criteria for the Determination of the origin of foliated crystalline Rocks. Journ. of Geology, XX, 1912, p. 228–300.
- VENDL, A.: Die geologischen und petrographischen Verhältnisse des Gebirges von Velence. Mitteilungen aus dem Jahrbuch der Königl. Ungar. Geol. Reichsanst., XXII, 1. Heft, 1914.
- A Surián környékének amfibolitjai. Matematikai és természettudományi Értesítő, XXXIII, 1915, p. 261. Und: Über die Amphibolite der Surián-Gebirgsgruppe. Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn, XXXIV, 1926–1927, p. 91.
- Beiträge zur Klassifikation der Amphibolite. Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn, XXXIII, p. 59.
- Magnetitgneis im Sebestal. Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn, XXIII, p. 96.
- Über einige gesteinsbildende Mineralien aus den Südkarpaten. Centralblatt f. Min., 1924, p. 1.
- VENDL, M.: Über Amphibolite aus den Südkarpaten. Centralbl. f. Min., 1922, p. 3.
- VERNADSKY, W.: La Géochimie. Paris, 1924.
- WAHL, W.: Analogien zwischen den Gliedern der Pyroxen- und Feldspatgruppe und über die Perthitstrukturen. Översikt af Finska Vet. Soc. Förh., 50, 1906–1907, Nr. 2.
- WALTER, B.: Die Erzlagerstätten der südlichen Bukovina. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt, XXVI, 1876, p. 314.
- WEBER, M.: Beispiele von Primärschieferung innerhalb der Böhmisches Masse. Centralblatt f. Min., 1913, p. 772.
- WILLIAMS, G. H.: On the paramorphosis of pyroxene to hornblende in rocks. American Journal, XXVIII, 1884, p. 259.
- The gabbros and associated hornblende rocks occurring in the neighbourhood of Baltimore. U. S. Geol. Surv. Bull., 28, 1886.
- ZERRENNER, K.: Geognostische Verhältnisse von Oláhpián in Siebenbürgen. Jahrbuch d. K. K. Geol. Reichsanstalt, IV, 1853, p. 484.

TÄBLAMÁGYARÁZATOK.

TAFELERKLÄRUNGEN.

