

Nagy Bélának barátai részére:

Jantsky

GEOLOGICA HUNGARICA

FASCICULI INSTITUTI GEOLOGICI HUNGARIAE
AD ILLUSTRANDAM NOTIONEM GEOLOGICAM
ET PALAEOLOGICAM

SERIES GEOLOGICA

TOMUS 10
1-170 PAGINAE

TABULAE I-XIV. TABELLAE I-XIII.

JANTSKY B.: A VELENCEI-HEGYSÉG FÖLDTANA
B. JANTSKY: GÉOLOGIE DE LA MONTAGNE DE VELENCE
Б. ЯНЧКИ: ГЕОЛОГИЯ ГОР ВЕЛЕНЦЕ



INSTITUTUM GEOLOGICUM HUNGARICUM
BUDAPESTINI 1957

Fordította:
VIDA TAMÁS
KERTÉSZ ÁRPÁD

Lektorálta:
PANTÓ GÁBOR
a föld- és ásványtani tudományok doktora
SZTRÓKAY KÁLMÁN
a föld- és ásványtani tudományok kandidátusa

Szerkesztette:
GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő: Hegedüs Ernő	Papíralak: A/0 Ívterjedelem: 21 ¹ / ₄ (A/5) Ábrák száma: 63+27 db. mell. Példányszám: 600	Azonossági szám: 40141 Megrendelve: 1957. VIII. 17. Imprimálva: 1957. XII. 16. Megjelent: 1957. XII. 31.
-------------------------------------	--	---

Ez a könyv a MSZ 5601-54 és 5602-50 Á szabványok szerint készült.

14662. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.
Felelős: Vértes Ferenc

A VELENCEI-HEGYSÉG FÖLDTANA*

Irta: JANTSKY BÉLA

I. BEVEZETÉS

Amikor a Velencei-hegység földtanáról beszélünk, meg kell állapítanunk, hogy a terület kiterjedése földtani értelemben sokkal nagyobb, mint amit a földrajzban e hegység fogalmán értünk.

A Székesfehérvár és Pázmánd között mintegy 20 km hosszúságban húzódó, Pátka és Pákozdtól 7 km-re kiszélesedő, földrajzi értelemben vett őshegység, fiatal fedőrétegek alatt földtanilag tovább folytatódik a Magyar Középhegység hossz tengelyében. Amikor a gránitnál idősebb képződményeit vesszük alapul, akkor ide kell sorolni a Balatonfelvidék ópaleozóos metamorf kőzeteiből felépített területet is. Ha pedig a gránitintrúzióhoz tartozó kőzetektől és a gránit felszíni megjelenésétől tesszük függővé, akkor Polgárditól Nadapig kell a hegység kiterjedését megállapítani.

De a földrajzi lehatárolás a szerkezeti viszonyokkal teljes összhangban áll. A terület minden égtáj felől nagy törésekkel lezárt földrajzi és szerkezeti egységnek tekinthető.

A következőkben e határokat csak általánosságban vesszük figyelembe. Az egyes képződmények tárgyalásakor azonban az Alsóörstől Pázmándig terjedő terület földtani és kőzettani képződményeire vagyunk tekintettel. Ily módon Ny-ról a móri árokkal, É-ről a zámolyi árokkal, K-ről a váli leszakadással, D-ről pedig a Velencei-tó—Balaton-töréssel határolt terület földtani megfigyeléseit nagyobb terület földtani és szerkezeti keretében értékelhetjük. E szerkezeti egységen belül sem beszélhetünk morfológiailag egyveretű területről. A Tomposhegy és a Sukorótól É-ra eső területek jellegzetes gránit-morfológiája merőben különbözik a hidrotermálisan elbontott területek, de különösen a Nadap—Pázmánd közötti hegység rész domborzatától (1. ábra).



1. ábra.

A Velencei-hegység ÉK-i részének látképe. Középen a Templomhegy, jobboldalon a Nyírhegy és Csúcsoshegy jellegzetes kúpja. (Foto: PELLÉRDYÉ)

Fig. 1.

Vue de la partie du NE de la Montagne de Velence. Au milieu le mont Templomhegy, à droite le mont Nyírhegy et le cône caractéristique du mont Csúcsoshegy. (Photo Mme PELLÉRDY)

* A föld- és ásványtani tudományok kandidátusa-fokozat elnyerésére benyújtott és 1957. február 23.-án a Tudományos Minősítő Bizottság előtt nyilvános vitában megvédett kandidátusi értekezés.

A hegység monografikus feldolgozásához szükséges anyaggyűjtést és vizsgálatokat 1949 novemberében kezdtem el. Azóta a kutatások és vizsgálatok évről évre gyarapodtak, több szakember és kisegítő munkatárs részvételével sokirányú, széleskörű vizsgálatokká fejlődtek. Az időközi eredmények a Magyar Tudományos Akadémia Földtani és Geokémiai Főbizottságai előtt, valamint a Magyar Földtani Társulat előadó ülésein kerültek megvitatásra.

A kutatásokban részletfeladatokat vállaltak és végeztek KISS JÁNOS, CSILLAG PÁLNÉ, GÖBEL ERVIN geológusok, KOMÁROMI ISTVÁN, VARGA KÁRÓLY, MOLNÁR KÁRÓLY, HAÁZ ISTVÁN geofizikusok, FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ, KOBLENCZ VERA (termikus és szinképelemzésekkel), SCHOLTZ TIVADAR és BERLÁSZ ISTVÁNNÉ geológusteknikusok és a M. Állami Földtani Intézet vegyészei, akik az elemzéseket készítették.

A továbbiakban a képződményeket keletkezésük genetikai sorrendjében ismertetjük. Ez látszik megfelelőnek még akkor is, ha egyes területrészekkel ily módon több fejezetben kell ismételtlen foglalkozni. Az egységes földtani kép kialakítását a befejező részben szerkezeti egységek szerinti csoportosításban tárgyaljuk az alpi-kárpáti terület szerkezeti keretében. A vizsgálatok elsősorban geokémiai vagy kőzetkémiai természetű földtani vizsgálatok. Azért történtek, hogy segítségükkel a földtani eseményeket vagy törvényszerűségeket igazoljuk. A jelenségekkel a földtani kép kialakításához megkívánt mértékben foglalkozunk. A részletek kidolgozása specialisták későbbi feladata lehet.

Hálás köszönetem illeti VADÁSZ ELEMÉR akademikust, munkám állandó ösztönzőjét és támogatóját. A kőzetmeghatározások szakmai ellenőrzéséért és nagymérvű segítségéért MAURITZ BÉLA ny. egyetemi tanárnak tartozom köszönettel.

II. KORÁBBI SZAKIRODALOM, AZ ÚJABB KUTATÁS TÖRTÉNETE

A Velencei-hegység már a múlt század hatvanas éveiben magára vonta a geológusok figyelmét. Az irodalmat jellege és beállítottsága alapján három szakaszra oszthatjuk:

1. „Első irodalom” 1914-ig.
2. VENDL A. monográfiája.
3. Az 1918 óta megjelent, részletkérdéseket fejtegető munkák.

1. „Első irodalom” névvel jelölhetjük azokat a munkákat, amelyek a hegység első megismerését, képződményeinek földtani leírását tartalmazzák. BEUDANT magyarországi útja alkalmával elkerülte a hegységet, HAUER térképén azonban már egységes gránitként jelöli. A múlt században és a századforduló után KOVÁCS—JOKÉLY (83), WINKLER B. (282), INKEY B. (76) és ID. LÓCZY L. foglalkoztak a területtel.

A felsorolt szerzők a gránitot, a gránit paleozóos köpenyét és a harmadidőszaki vulkanizmus közeteit ismertetik. A Nadap—Pázmánd közé eső területet a paleozóos palaköpeny tartozékának tekintik és mint a balatonfelvidéki fillitsorozat tagját, a devonba sorolják.

2. VENDL A. monográfiájában (270) a hegység első részletes földtani térképét közli és elkülöníti a földtani képződményeket, tagolja a magmás fejlődés egyes fázisait és azokat az ismereteket nyújtja, amelyek mindmáig a kutatások alapjául szolgáltak. Az azóta eltelt, több mint négy évtized alatt számos új feltárás, a háború alatt kiásott lövészárkok több ezer folyómétere, majd a bányászati kutatások és mélyfúrások számos új adattal bővítették ismereteinket. Földtani és közettani megállapításai, lényegüket tekintve, ma is érvényesek. Ismertetésükre az egyes fejezetek elején térünk vissza.

3. VENDL A. monográfiája után több mint két évtizeden át egyetlen földtani közlemény sem jelent meg a hegységről. Ez részben annak tulajdonítható, hogy a munka látszólag nem hagyott maga után megoldatlan kérdéseket. Igen jellemző, hogy a szerző ipari jelentőségű megállapításai, mint a fluorit-, baritelőfordulások, az ércesedés vagy a kaolinosodás kérdése, hosszú időn át további kutatásra nem ösztönöztek.

A két világháború között TELEKI G. gránittektonikai dolgozatában (244) korszerű módszerekkel mikrotektonikai jelenségekből igyekszik kimutatni a nagytektonikai hovatartozást. Ez a részletes külső és behatóbb anyagvizsgálat nélküli vizsgálat csak részben ért el eredményt. Az érintkezési palákat — VENDL A.-hoz és az előző szerzőkhöz hasonlóan — devon—alsó-karbonba sorolja. A szabadbattyáni kristályos mészkövet a gránitnál idősebbnek, de az érintkezési paláknál fiatalabbnak, ugyanakkor a somlóhegyi és balatonfelvidéki fillitnél idősebbnek tartja. A fillit és a fillitsorozat képződményeinek különböző szerkezetét szerinte a mezozóos és későbbi hegységképző erők idézték elő. Az érintkezési kőzetek ásványtani összetételében nem választja külön az elsődleges, regionális metamorf ásványokat az utómagmás folyamatok hatására ezekből származó ásványoktól. TELEKI G. felhasználja a székesfehérvári mélyfúrás 1228,20 m-es szelvényének kéziratosa adatait. Igen nagy kár, hogy ilyen fontos, nagy mélységre lehatoló fúrás anyagát csak bizonyos szakaszától dolgozták fel. Azóta a fúrásminták anyagának jó része elveszett és így szerzőnek sem állt módjában a szelvény teljes hosszúságában harántolt kőzeteket megvizsgálni.

A második világháború után 1947—48-ban, majd 1950-ben jelennek meg FÖLDVÁRI A. új irányú munkái a Velencei-hegységben végzett kutatásairól (51—55). Kutatásainak fontos ipari jelentősége van. Így a pátkai fluorit kutatása a későbbi érckutatásnak lett alapja. A velencei molibdenit és rádióaktív anyagok kutatásával pedig a későbbi ilyen irányú komplex vizsgálatokat vezette be. Nagy veszteség, hogy betegsége, később pedig egyetemi elfoglaltsága a velencei-hegységi kutatásokból kikapcsolták.

A hegység ásványvilágának egyes részleteivel SCHAFARZIK F. (191) majd MAURITZ B. (143), ERDÉLYI J. (39), VENDL MÁRIA (274), REICHERT R. (180) és HUNEK E. (73) foglalkoztak.

Ilyen előzmények után indultak meg kutatásaink. Az 1949 évi aplitkutatás után javaslatot tettem a hegység 25 000-es méretű újratérképezésére, ami 1950 nyarán meg is történt. Új elindulásként 1951-ben ércföldtani kutatást végeztem a hegységben, ami után javaslatomra még ugyanebben az évben a szűzvári malomnál, a pátkai Kórákáshegyen, a sukorói Ördöghegyen, a pákozdi Suhogó-dűlőben, 1952-ben pedig a velencei Gécsihegyen és a Meleghegy nadapi oldalán bányászati mélykutatás indult meg. 1951—52-ben az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet a hegységben mágneses méréseket, 1952—53-ban pedig radiológiai méréseket végzett.

1953-ban javaslatomra a Csekéshegy két pontján fúrást telepítettünk. Az ezekben feltárt pirités kaolin jelentős vastagsága alapján 1954-ben a Földtani Intézet a Templomhegyen 6, a Csúcsoshegy É-i oldalán 1, a Cseplekhegyen pedig 2 db, 60—95 m közötti mélységre hatoló fúrást mélyített. 1955-ben 6 kismélységre hatoló és 1 db 215 m mély fúrással folytattuk a Nadap környéki terület mélykutatását. A Templomhegy alá hajtott táró a pirités-kaolinos képződmény kiterjedését és mélységi viselkedését is tisztázta.

Az újabb kutatások részeredményeit három dolgozatban ismertettem (78, 80, 81). A Nadap környéki fúrások eredményeiről és a velencei fluoritkutatás eddigi eredményeiről 1955-ben zárójelentést készítettem, amelyek a M. Áll. Földtani Intézet adattárában találhatóak. Az új bányászati feltárások anyagát ásványtanilag és ércteleptanilag KISS J. (95), ZSIVNY V. (291) és ERDÉLYI J. (40, 42) dolgozták fel.

Mindezen kutatások eredményeit, tanulságait jelen összefoglaló munkában kívánom a tudományos nyilvánosság elé hozni (I., II. mell.). A jelenleg is folyamatban levő bányászati feltáró munkálatok eredményeként a kérdéseknek csak egy része lesz lezártnak tekinthető, a legfontosabbak közül néhány továbbra is nyitva marad. VADÁSZ E. Magyarország földtana c. művében (262) már az új kutatási eredményeket is felhasználja. Az ő szavai: „a problémák megismeréséig már eljutottunk” hegységünkre is érvényesek. A folyamatban levő mélykutatások újabb és újabb ismeretlen adatokat szolgáltatnak, amelyek nyomán mind nehezebb és szebb földtani kérdések kerülnek előtérbe. Dolgozatom célja, hogy a magyar földtan számára az eddig kiértékelt adatokat rendelkezésre bocsássa, a magyar varisztikum részletesebb megismerésével pedig a világirodalom számára is gyümölcsöző és megbízható ismereteket adjon.

III. A GRÁNIT PALEOZÓOS KÖPENYE

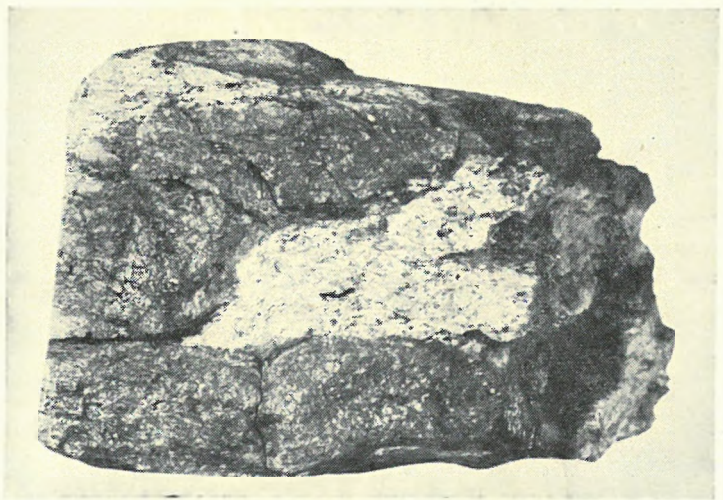
A Velencei-hegység gránitját burkoló eredeti palaköpeny megmaradt részei külszíni kibúvásban aránylag nagy területen láthatók.

LÓCZY L. (130) és VADÁSZ E. (262) a palaköpenyt a balatonfelvidéki fillitsorozat tagjának tekintik, míg VENDL A. (270) és TELEKI G. (244) — elismerve az érintkezési pala szerkezeti hovatartozását és a palaköpeny érintkezési átalakulását — egységes közettani jellegű képződménynek minősítik. Ásványos összetételének megállapításakor azonban nem tesznek különbséget az eredeti regionális metamorf, kontaktmetamorf és a későbbi pneumatolitos-hidrotermális elbontás folytán keletkezett alkotórészek között. Emiatt a palaköpeny közettani megismerése nem lehetett teljes. Az eddigi szerzők kivétel nélkül megállapítják a palaköpeny gyenge érintkezési metamorfózisát, bázisos, mészhén szegény agyagpala eredetét, csekély turmalintartalmát és a gránitplutonra reáboruló települését. Korát tekintve a terület legidősebb paleozóos tagjának tartják és a devonba—alsó-karbonba helyezik.

A gránit palaköpenye közettani és szerkezeti jellege alapján a balatonfelvidék-velencei paleozóos vonulathoz tartozik. Először tehát ennek tagjait kell részletesebben megismerni.

Az irodalom egyöntetűen megállapítja, hogy a balatonfelvidéki fillitsorozatban fillit, meszes fillit és ebbe belegyűrődött, helyenként palás szerkezetű kvarcporfir, piroklasztikum, diabáz és diabáztufa települ, Balatonfőkajáron kvarcítpala és búzapala vesz részt. A sorozat megismerésében az utóbbi időben a mélyfúrás, a bányászat és a külszíni kutatás révén jelentős mértékben előre jutottunk.

A szabadbattyáni 1., 2. és 3. sz. fúrás és a bányászat feltárásai, az úrhidai fúrásminék és felszíni kőzetanyag vizsgálata szerint a Balatonfelvidék lidites fillitsorozatában Lovas és Alsó-örs határában kloritosodott, helyenként dinamometamorfózist szenvedett, tufapadokkal váltakozó kvarcporfir, metamorf homokkő és kristályos mészkő jelenik meg. A kvarcporfir nem azonos a Mecsek hegységi alsó-permi lilás kvarcporfirral, amely a balatonfelvidéki permi konglomerátumnak is állandó összetevője. A balatonfelvidéki kvarcporfir a fillittel együtt gyürt, palás szerkezetű, világosszürke alapanyagú kőzet, amely tufás szintekkel váltakozik, míg az alsó-permi kvarcporfir metamorfózist nem szenvedett és ettől közettanilag is különbözik. Ezek az effúzív képződmények tehát VENDL A. szerint is a fillitsorozat szerkezeti egységéhez tartoznak és a fillittel együtt szenvedtek regionális metamorfózist. A kőzet palásodása, vagyis porfiroiddá alakulása kezdeti fokú. Ez az alsóörsi kőfejtőben látható legjobban, ahol a préseletlen közettömbök szabálytala-



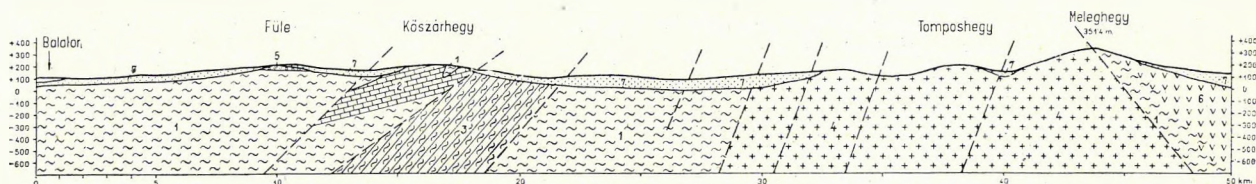
2. ábra.

Kvarcporfir dinamometamorfózisa. A kőzetben kihengerlödött, palásodott lencsék (világos) keresztmetszetei láthatók. Lovas, Csáki-dűlő. A természetes nagyság $\frac{3}{4}$ -e. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 2.

Dynamometamorphisme du porphyre à quartz. Dans la roche, on voit les coupes transversales des lentilles laminées (claires). Lovas, Lisière Csáki. $\frac{3}{4}$ de la grandeur naturelle. (Photo A. VIDACS)

nul váltakoznak lencsésen kihengerelt, palásodott szakaszokkal, és fillitörmelék tufapadokkal. Lovas alatt, a Csáki-dűlőben breccsás jellegű kőzetet találunk, ami a párhuzamosan haladó morzsolódás és kihengerlődés eredményének tekinthető. A palásodott, néhol vékonylevelű kőzet csak a dinamometamorfózis fokában különbözik az épen maradt tömbök kőzetétől. Mindkettő egyazon kvarcporfir-feltörés származéka (2. ábra). A fillitsorozatba tartozik a polgárdi-szabadbattyáni kristályos mészkő is. A szabadbattyáni 3. sz. fúrásban a mészkő selymesfényű fillittel váltakozik és ugyanez tapasztalható az ércbánya közelében lemélyített 4–5 m mély árkokban is, ahol a mészkőbe gyűrve tárták fel a balatonfelvidéki típusos lilásbarna, szecrites, selymesfényű fillitet.



3. ábra.

Földtani szelvény a balatonfelvidék – velencei paleozóos vonulat csapásában.

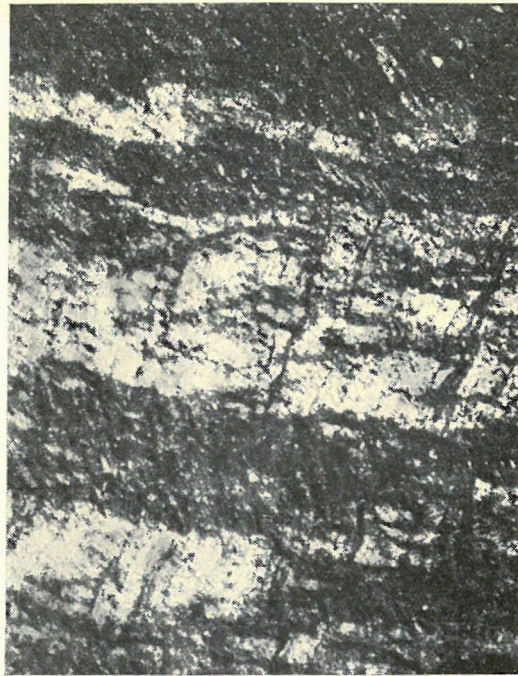
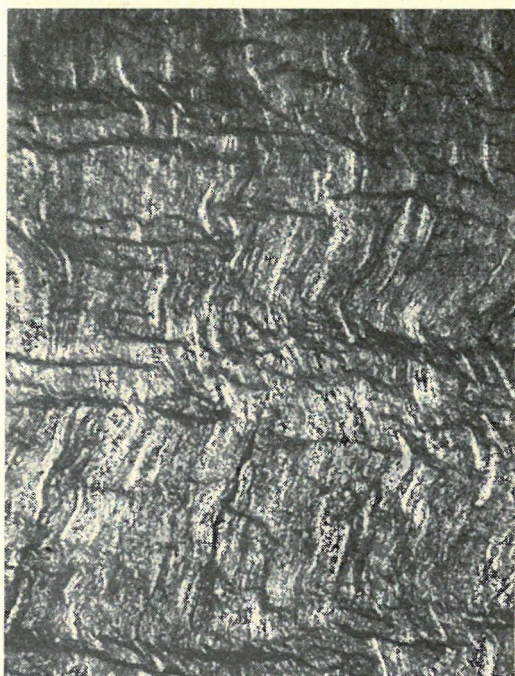
Jelmagyarázat: 1 Ópaleozóos fillitösszlet; 2 Kristályos mészkőszint a fillitösszletben; 3 Karbon palaösszlet; 4 Gránit pluton; 5 Perm homokkő; 6 Andezit vulkáni összlet; 7 Harmad–negyedidőszaki medenceüledék; — — — = vető

Fig. 3.

Coupe géologique suivant la direction de la chaîne paléozoïque de Balaton – Velence.

Légende: 1 Complexe de phyllite du Paléozoïque inférieur; 2 Horizon à calcaire cristallin dans le complexe de phyllite; 3 Complexe de schiste carbonifère; 4 Roches granitiques de profondeur; 5 Grès permien; 6 Complexe volcanique d'andésite; 7 Sédiments tertiaires et quaternaires; — — — = faille

A bányászat adatai szerint a szabadbattyáni fillit és kristályos mészkőösszlet rátolódott egy agyagpala-sorozatra (3. ábra és III. melléklet), amelyben mind a bányászat, mind a szabadbattyáni 1. sz. fúrás fekete mészkő- és homokkőköztelepüléseket harántolt. Ezt a sorozatot regionális metamorfózis nem érte és benne FÖLDEVÁRI A. (55) és KISS J. (94) vízei emeletre jellemző ősmaradványokat talált. A korallokat KOLOSVÁRY G. (104) dolgozta fel őslénytaniilag, azonban pontos kormeghatározást adni nem tudott. A meghatározott fajok az alsó-karibont csak valószínűsítik. Nyilvánvaló tehát, hogy a paleozóos képződmények két szerkezeti egy-



4 a-b ábra.

Karbonkori agyagpala. A ráncos gyűrődés (baloldali kép || Nik.) merőleges az eredeti rétegződésre (jobb oldali kép + Nik.). Úrhida, külszíni kibúvás. 40 ×. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 4a-b.

Schiste argileux du Carbonifère. Les plis ridés (à gauche, nic. ||) sont perpendiculaire à la stratification originelle (à droite, nic. +). Aaffleurement à Úrhida. 40 ×. (Photo A. VIDACS)

ségbe tartoznak: a nem átalakult alsó-karbon (vizéi emelet) agyagpalasorozat és az erre D felől rátolódott idősebb, porfiroidos, kristályos mészkőközbetelepüléseket tartalmazó balatonfelvidéki lidites fillitsorozat. A kettő közötti határ éles, tektonikus. Mivel a nem átalakult sorozat Úrhidán kerül felszínre, a későbbiekben *úrhidai sorozatnak* nevezem.

Az Úrhidán külszínre bukkanó pala hidrotermálisan kvarcosodott, palásodott, benne mikroszkóppal az eredeti rétegeződés és palásodás egymásra csaknem merőleges irányai (4a-b. ábra) jól kivehetők. Regionális metamorfózis azonban nem érte, nem változott fillitté. Három részletre különíthető el. Legfelső az agyagpala-csoport, amelyet főleg a bányászat tárt fel, alatta települ a sötétszürke, gyengén palásodott homokkő-csoport és legalul a fekete, világos kalciterekkel átjárt mészkő. A sárszentmihályi artézi kútfúrás 110 m-ben ugyancsak a balatonfelvidéki fillitbe jutott közvetlenül a pannon takaró alatt, tehát itt már a székesfehérvári fúrás fillitsorozatának területén vagyunk. Az úrhidai karbonsorozat inkább Berhida irányában terjed.

A székesfehérvári 1228,2 m-es mélyfúrás (8. ábra) a Velencei-hegység gránitjához igen közel, a pannon takaró alatt, egymással váltakozó szürke és barna filliten, Lovas határából ismert selymesfényű, barnáslila filliten, metamorf homokkővön, andaluzitos palán, diabázon és grauvakkén haladt át. Ebből következik, hogy a gránit palaköpenyében is ezeket a tagokat kell keresnünk a felszínen.

A gránitköpeny eredeti kőzetei egyeznek a Balatonfelvidék fillitsorozatával, tagjai a következők:

A velencei Gécsihegy palasorozatában két helyen található olyan diabáz, mint amilyent a székesfehérvári mélyfúrás 541 m alatt harántolt és amelynek tufája a Balatonfelvidéken Litérnél kibúvásban ismert.

Az Antóniahegy ÉK-i oldalán a lovasherény—nadapi út mellett kis kibúvásban olyan dinamometamorf kvarcporfir található, mint amilyen Alsóörsnél a fillitsorozatba gyűrődött (5. ábra).

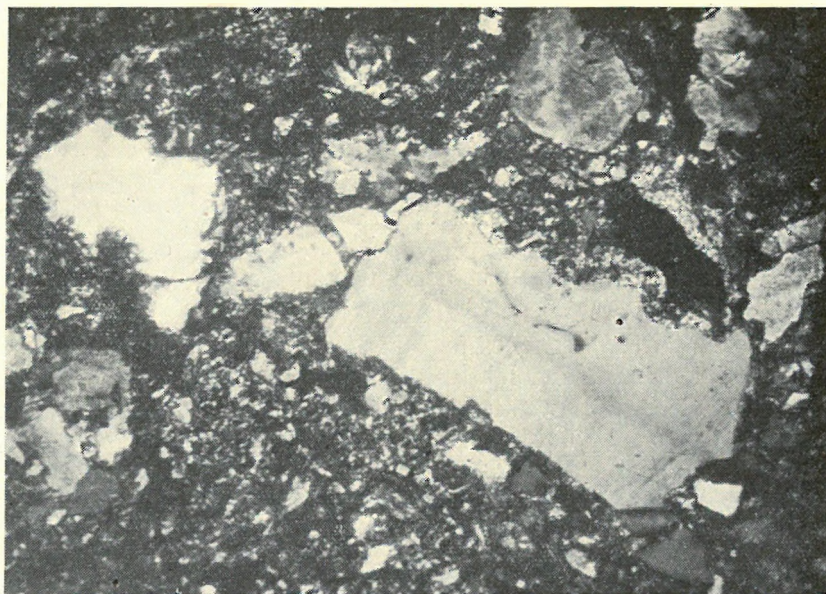
Pátka község D-i szélén a vasúti bevágáshoz közel kiásott lövészárkokban olyan világos, szericites, vékonyleveles fillit települ, mint amilyen Lovas és a balatoni műút között több helyen (Csáki-dűlő) és a székesfehérvári fúrás anyagában található.

„Búzapala”, amely a velencei gránit kontaktmetamorfózisának biztos jele. TELEKI G. szerint a balatonfőkapári Somlóhegyen is előfordul, bár ezt ott magam nem találtam meg. A Lovas—Alsóörs között gyakori fekete lidit a székesfehérvári fúrásban, a Vargahegyen; Vas-kapuhegyen és Sukorótól É-ra (a Meleghegy D-i oldalán) egyaránt ismeretes.

Mindebből következik, hogy a velencei gránit palaköpenye a Balatonfelvidék regionális metamorfózist szenvedett fillitsorozatának folytatása, azzal egyező genetikai és szerkezeti egység. *Az érintkezési metamorfózis tehát már a gránit előtt átalakult fillitsorozat tagjait érthette, amint erre VADÁSZ E. is rámutatott (262).* Tovább kell nyomonoznunk azonban az úrhidai karbon- (agyagpala-homokkő-mészkő) sorozat tagjainak elterjedését.

Felmerül a kérdés, hogy mennyiben volna felismerhető és elválasztható a gránitköpenyben az úrhidai sorozat regionális metamorfózis nélküli összelete. Közelebről milyen különbségeket eredményez, ha az érintkezési átalakulás nem „mészben szegény, bázisos agyagpala” sorozaton (270), hanem már előzetesen regionális metamorfózist szenvedett fillit, homokkő, grauvakke sorozaton érvényesült. Ez a kérdés a szepes-gömöri kristályos palák vizsgálata során ugyancsak felmerült.

KAMENICKY J. és KAMENICKY L. (88) a gömöri



5. ábra.

Porfiroid mikroszkópi képe. Alsóörs, kőfejtő. + Nik. 62 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 5.

Plaque mince de porphyroïde. Carrière à Alsóörs. Nic. + ; 62 ×. (Photo J. Kiss)

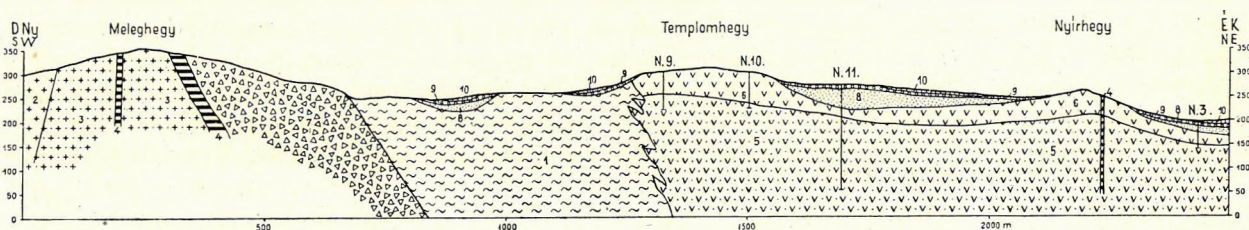
„fillit—diabáz-sorozat” érintkezési átalakulásában a gránit közvetlen kontaktusán földpátképződést, majd gránitosodást észlelt, epidot, zoizit stb. képződése mellett. Erre a Velencei-hegység területén csak egy bizonytalan támpontunk van. Nagyobb fokú átalakulás nyomait viselő kristályos palazárvány került elő a Meleghegy DK-i oldalán. E zárvány 25×12 cm-es nagyságú heverő darab és zoizit-, klinozoizit-, disztén, epidotos-, tehát mezozónabeli metamorfózisra utaló kőzet (151). Csakhogy a kőzet ágyúállásokkal feltárt területen hevert, s így nem tudni, hogy melyik hegységéről avagy távolabbi vidékről kerülhetett ide.

A felsorolt tények valószínűsítik a palaköpeny és ezzel együtt a Velencei-hegység szerkezeti hovatartozását. A következőkben áttérünk a palaköpeny részletes földtani és kőzettani jellemzésére.

1. A palaköpeny földtani helyzete

VENDL A. és a későbbi szerzők a palaköpeny megmaradt darabjait a következő egységekre osztották: A Csalai felsőmalom—Körakáshegy, Vargahegy, Vaskapuhegy, Meleghegy É-i oldala, Antóniahegy, Gécsihegy és a Paskom-szőlők csaknem összefüggő, félkörös elhelyezkedésű foltjai. Ezek helyzetéből a velencei gránitköpeny asszimmetrikus voltára, D-i szárnyának lezökkenésére következtettek.

Kutatásaink során a palaköpeny elhelyezkedésére vonatkozóan igen lényeges új megismerések birtokába jutottunk. A Meleghegy É-i, K-i oldalán és az Antóniahegyen található kontaktpalafolt a lovasberényi műúton túl a Templomhegy Ny-i oldalán folytatódik, ahol az ún. Balázs-féle 13 m mély aknában és a templomhegyi táró elején sötétszürke fillit képviseli. Ez azt jelenti, hogy a Meleghegy—Gécsihegy vonalában Nadap—Velence tengelyében a gránitpluton folytatása megszakad és arra érintkezési átalakulást szenvedett fillitsorozat borul ugyanúgy, mint a székesfehérvári oldalon (6. ábra). A külszínen csak a Polgárdi—Szabadbattyán között felszínen levő kristályos mészkő hiányzik a hegységnek ezen az oldalán. A velencei mélyfúrásból azonban FÖLDVÁRI A. ezt is említi (53).



6. ábra.

Földtani szelvény a Meleghegyen és Templomhegyen át.

Jelmagyarázat: 1 Érintkezési pala; 2 Gránit; 3 Kvarcosodott gránit; 4 Kvarctelér; 5 Kaolinosodott, piritesedett andezit vulkánit; 6 Andezit összlet felszínközeli oxidált öve; 7 Tektonikus breccsa; 8 Harmadkori medenceüledék; 9 Lejtőtörmelék; 10 Löss, alluvium; — — — = törés, vető; N.3—11 mélyfúrás

Fig. 6.

Coupe géologique à travers les monts Meleghegy et Templomhegy.

Légende: 1 Schiste de contact; 2 Granit; 3 Granit quartzifère; 4 Filon de quartz; 5 Complexe volcanique andésitique, kaolinisé et pyritisé; 6 Zone d'oxydation, près de la surface du complexe andésitique; 7 Brèche tectonique; 8 Sédiments tertiaires; 9 Ébouils; 10 Loess, alluvions; — — — = fracture, faille; Forages profonds de N.3 à 11

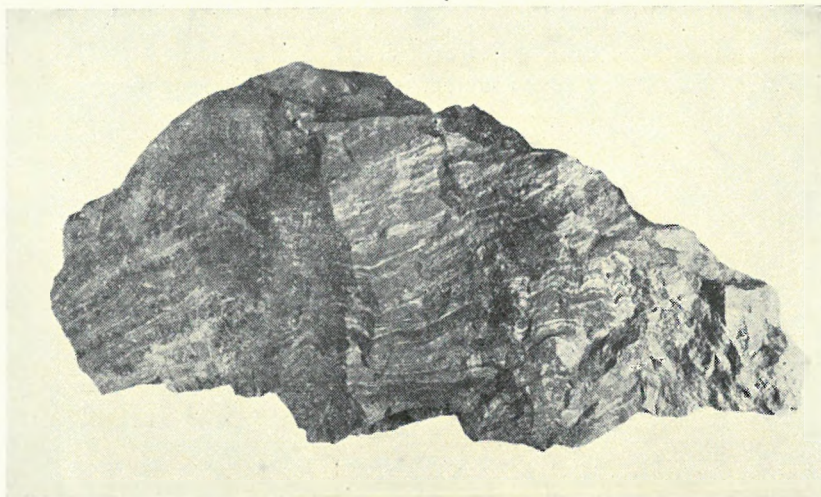
A hegység DK-i oldalát a Velencei-tó felől eddig nyitottnak ismertük. A VENDL A.-tól említett kontaktpalafoszlányt a Paskom-szőlőkben nem találtam meg. Ezzel szemben Sukorótól É-ra a Meleghegy D-i lejtőjén mintegy 50×100 m területen mérhető dőléssel települő lidites fillitre bukkantam, amely innen foszlányokban Ny-i irányban folytatódik, DK-nek pedig áthúzódik a sukorói belső szőlők területére is. Ez a lelőhely a hegység központi részén, a D-i szárnyon fekszik, vagyis harántirányban szimmetrikus helyet foglal el. Azt valószínűsíti, hogy a fillitsorozat tagjai a tó alatt a hegység D-i oldalán is megvannak, bár kétségtelen, hogy az É-i oldal teljes palaköpenye és a D-i oldal foszlányai féloldalas szerkezet következményei és ennek hegység szerkezeti okai vannak.

2. A palaköpeny földtani szerkezete

Az érintkezési palát — szerkezetét tekintve — VENDL A. és TELEKI G. mindenütt a gránit boruló településben látja. Ez csak nagy általánosságban érvényes, mert igen sok helyen utólagos torlódások következtében, a pala dőlése szinte méterenként változik.

Az érintkezési átalakulást szenvedett fillitsorozat a balatonfelvidékihez hasonlóan csak enyhén boltozódott, kaotikus gyűrődését nem sikerült eddig észlelni. Ráncos (ptigmás) gyűrő-

dés is csak itt-ott látható, a szűzvári malomnál (7. ábra), a Gécsihegy D-i oldalán és a székesfehérvári mélyfúrásban. A szűzvári kőfejtő kontakt-palájának kereszttrégeződését a pszammitos és pelites anyag váltakozása idézi elő. Ez mind makroszkóposan, mind pedig mikroszkóposan jól megfigyelhető. Az Antónia-hegy palába gyúrt kvarcporfirjának dinamometamorf palásodása $335/50^\circ$ dőlés irányú, csapása tehát csaknem párhuzamos a gránitpluton csapásával.



7. ábra.

Ráncosan gyúrt érintkezési átalakulást szenvedett pala. Szűzvári kőfejtő. A természetes nagyság $\frac{1}{2}$ -e. (Foto: Dömök T.)

Fig. 7.

Schiste plissé en rides, touché par le métamorphisme de contact. Carrière à Szűzvár. $\frac{1}{2}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. Dömök)

Az aránylag gyenge gyűrődéshez képest — amit elsődleges paleozóos eredetűnek kell minősítenünk — a később kialakult töréses szerkezet erősebben érvényesül. Ez vo-

natkozik elsősorban a gránit-pala érintkezés övére. A pátkai és velencei bányászati kutatások azt mutatják, hogy a palaköpenyt, főleg a nagy határoló törések irányában és erre merőlegesen sűrűn járják át vetődések. El kell tehát választanunk a gránitmagmatizmussal összefüggésben álló töréseket a későbbiekétől és az eocén andezitvulkánossággal kapcsolatosaktól, illetve az utániaktól. A varisztikus gránitmagmatizmus szakaszaival állnak összefüggésben azok, amelyek mentén — a gránitban, a Vargahegy fillitjében vagy a Vaskapuhegy kontaktmetamorf palájában — kvarctelérek képződtek. Ide tartozhat az a szerkezeti mozgás is, amely a meleghegyi gránit-pala érintkezés mentén dörzsbreccsát hozott létre. Ezek a törések egybeesnek a gránitporfirtelérek irányával, illetve ezekre merőlegesek. A későbbi törések, vetődések ezeket általában átszelik.

Ha a gránit palaköpenyének szerkezetét összehasonlítjuk a Balátonfelvidék fillitsorozatával, megállapíthatjuk, hogy a palásodás foka és a gyűrődés erőssége kisebb, mint amott. Ennek oka az érintkezési átalakulásban kereshető. Ez a gyengébb palásodás sem egyenlő, ami arra utal, hogy a későbbi mozgások révén különböző szerkezeti igénybevétel és metamorfózis hatásait eláruló szakaszok és övek kerültek egymás mellé.

3. A palaköpeny kőzetei

Közettanilag különbséget kell tennünk azok között a kőzetek között, amelyeket regionális metamorfózis, érintkezési metamorfózis, vagy mindkettő ért, továbbá amelyek ezután még pneumatolitos vagy hidrotermális átalakuláson is keresztülmentek.

Regionális metamorfózis bélyegét viselik magukon a székesfehérvári mélyfúrás teljes szelvényének kőzetei, a pátkai Vargahegy és a Templomhegy fillitje. Eredeti érintkezési kőzetek az Antónia-, Vaskapu- és Kőrakáshegy csomóspalái, az Antónia- és Vargahegy búzapalája, végül a Kányászvölgy és a szűzvári kőfejtő lidites, kontaktmetamorf, kereszttrégezett palája. Andaluzitos kőzetet a Gécsihegytől a pátkai Vargahegyig mindenhol találunk.

A biotitos-muszkovitos kőzetek a pneumatolitos hatás közelségének fokmérői, és mint ilyenek, csakis a greizenesedés jegyeit magánviselő gránit közelségében található a Gécsihegyen.

A gránitköpeny metamorf kőzETFajTái — a gránitintrúzió magmás utóműködése során — messzemenően elváltoztak. Ezekkel a folyamatokkal a pneumatolitos és hidrotermális képződmények tárgyalása során foglalkozunk. A palaköpeny utólagos átalakulásai között főleg a turmalinosodás, a piritesedéssel kísért szericitesedés és kaolinosodás terjedt el. Más típusú ércesedést és elváltozást a palaköpenyben a feltárások hiánya miatt nem ismerünk. Egyedül Szabadbattyánban fejlődött ki bányászat a gránit köpenyét képviselő kristályos mészkő metasomatikus, galenites ércesedésén.

4. A metamorf palaköpeny kőzeteinek ásványtani összetétele

a) A székesfehérvári mélyfúrás kőzettani szelvényét (8. ábra) 950 m-től Jugovics L. ismertette (84), aki a szelvényben 948—1104 m-ig fillit-fajtákat, alatta pedig grauvakke és fillit váltakozását írja le. Az általa 945—948,6 m-ből közölt dioritot nem találtam meg. Az ütvemüködő fúróberendezés csak apró törmeléket hozott fel, és a jelzett szakaszból rendelkezésre álló mintában csak andaluzitos pala található. Jugovics L. vizsgálati anyaga, vékonycsiszolatai a háború alatt elvesztek, így észleléseit nem volt módomban megismételni.

Nem találtam kalkopiritnyomokat sem, csak piritesedést. Szólnom kell az általa grauvakkenak leírt kőzetsorozatáról. ПЕТТЮН (170) szerint a grauvakke főleg bázisos kőzetek lepusztulásából származó, különböző szemcsenagyságú, általában sötét színű, tengeri eredetű polimikt pszammit. Az üledék részint grauvakkekonglomerátumba, részint grauvakkepalába válhat át. A jelek szerint a sorozat legmélyebb tagja inkább grauvakkepalának minősíthető.

A Földtani Intézetben őrzött fúrási anyag hiányos, mégis a fúrásszelvényről elég pontos képet kaphatunk. Ez a fúrás a Kárpát-medencében talán egyedüli, amely 165 m-től 1228,2 m-ig, tehát több mint 1000 m-en harántolta a kristályos alaphégyiséget.

A felső 165 m-ben 41 m-ig laza, artéri és eolikus úton szállított homok települ, ez alatt pannóniai homokos agyag következik, alján a pannóniai abráziós felszín törmelékével.

165 m-től kvarc- és kalciterekkel átjárt, szürke és vörösesbarna, selymes fényű, szericites, kloritos fillitösszlet következik 541,8 m-ig, amelyben egymást váltják a zöldesszürke kloritos és barnászürke limonitos sávok. Ebben az összletben vékony kőzetelepülésként szericites, palás szövetű, földpátos homokkő jelentkezik, amely kaolinosodott, piritesedett és kvarcosodott. Külön meg kell említenünk a 274—285,9 m közötti metamorf, szericites kvarcbreccsát. Ebben az eredeti kvarcsemeket másodlagos eredetű sugaras koszorú övezi, amely a kvarc és környezete között utólag végbement kémiai reakció folytán képződött. 521,5 m-ből andaluzitos palát hozott fel a fúró. Ez a vékony kőzetelepülés csaknem tisztára andaluzitból áll, amelyet gyéren kalciferek szelnek át. Az andaluzit-elegyrészek apró, oszlopos termetű kristályok.

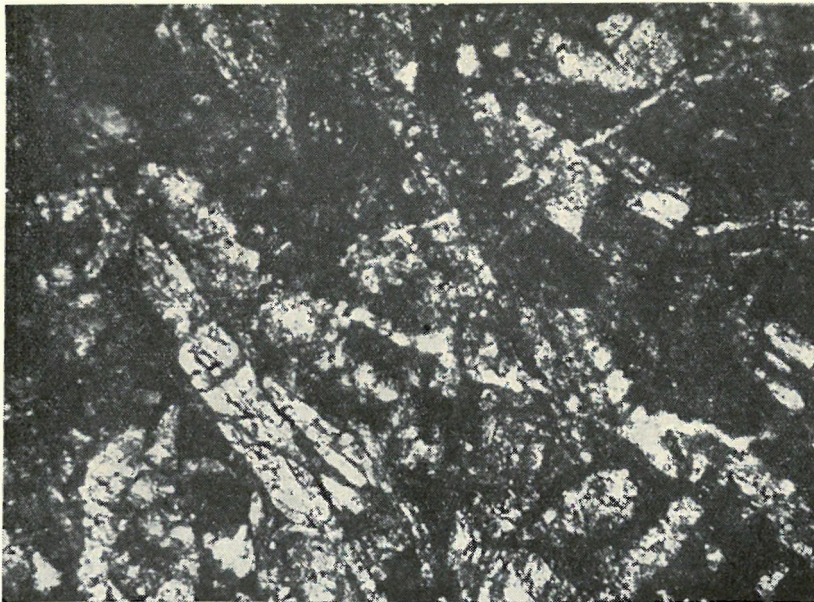
472,3—476,3 m között grafitos, kloritos, karbonátos liditet fúrtak át, amely a Balatonfelvidéken is igen gyakori.

A fenti rétegsorban több helyen élénk piritesedés, máshol jelentős rutil- és cirkondúsulás tapasztalható. A metamorfózist a biotit megjelenése is jelzi. A leukoxén hasonlóképpen igen gyakori. Különös figyelmet érdemel a 295,3 m-ből kapott metamorf homokkőben a járulékos turmalin, amely a homokkő elsődleges elegyrésze lehet. A kloritosodott fillitben epidot is található, egészen apró szemű átalakulási termék gyanánt.

A harántolt földpátos metamorf homokkő plagioklász szemcséi a szimmetrikus zóna kioltása (15°) alapján *ab* 70%, *an* 30%-nak felelnek meg (oligoklászandezin között), tehát közepesen savanyú eruptívumból származnak.

A piriten kívül egyéb szulfidos ércásványok is jelen vannak a fillitet harántoló vékony kvarcerekben. A kvarc hullámos kioltású.

541,8 m-től 553,8 m-ig a fúró erősen kloritosodott, elbontott diabáz törmelékét hozta fel. A jellegzetes ofitos szövetű diabáz fő elegyrésze az andezinföldpát és augit. Járulékos elegyrész: amfibol és ilmenit. Az igen erős karbonátosodás folytán másodlagos a kalcit és dolomit, továbbá klorit, ritkán albit és kvarc. A kőzetet átszelő kvarcercskek mentén (albit-kiválás kíséretében) különösen erős az elbontás. Az augit is igen erősen elbontott, kloritosodott. Az augiton kívül rombos piroxén is található, azonban pontosabb meghatározása a nagyfokú elváltozás folytán nem lehetséges.



9. ábra.

Andaluzitos pala mikroszkópi képe. A kőzet csaknem kizárólag andaluzitlécekből áll. Székesfehérvári mélyfúrás 950 m. + Nik. 62 ×. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 9.

Schiste à andalusite. La roche consiste presque entièrement en lattes d'andalusite. Forage profond de Székesfehérvár, 950 m. Nic. +; 62 ×. (Photo A. VIDACS)

553,8 m-től 657,6 m-ig, tehát csaknem 100 m-en át hiányzik a mintaanyag. Innen 945 m-ig igen hiányos mintákban továbbra is kloritos fillit váltakozik metamorf homokkővel. A homokkőben kevesebb földpát is található, *jelentős rutil- és cirkondúsulás mellett.*

945 m-től 1008 m-ig andaluzitos pala és csomópala következnek. Az andaluzitos pala csaknem egyedül oszlopos természetű és legyezőszerűen sorakozó andaluzitból áll (9. ábra). Itt tehát igen erős érintkezési átalakulás érvényesült, amely a gránit közelségére utal. A kőzet szerkezeti mozgások során kerülhetett más környezetbe. A leukoxén és klorit kevésbé gyakori.

1008—1094,8 m-ig ismét fillit és metamorf homokkő következik kalcitos kvarcerekkel átjárva.

1094,00 m-től a talpig, azaz 1228,2 m-ig egységesen, igen erősen elbontott, ércszemekkel hintett grauvakkeösszetétel következik sok klorittal és karbonáttal (10. ábra). A kőzet alapanyaga kvarc és földpát törmeléke, szericittel és klorittal, mellékes elegyrészek biotit, rutil, cirkon és turmalin.



10. ábra.

Grauvakkepala mikroszkópi képe. A legömbölyödött és éles kvarcsemek között kloritosodott színes elegyrészek maradványai és sok másodlagos érc kiválás. Székesfehérvári mélyfúrás 1209 m. + Nik. 22,5 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 10.

Schiste à grauwacke. Grains arrondis et anguleux de quartz, entourés par des restes chloritisés des composants fémiqnes et beaucoup de minerais secondaires. Forage profond de Székesfehérvár, 1209 m. Nic. +; 22,5 ×. (Photo J. Kiss) -

A szelvényből tehát kitűnik, hogy a magasabb szinteken a fillit, földpátos metamorf homokkő, középen a diabáz, andaluzitpala, a legmélyebben pedig grauvakke az uralkodó kőzet.

A grauvakke éppúgy, mint az előző kőzetfélések, erős kőzetelbontás, kvarcosodás jeleit mutatja. Az átszelő kvarcercskek közepén összefüggő ércitöltés látható, amely főleg piritből és — szinképelemzés alapján — Pb-ásványokból állhat.

A fúrás szelvényben nagyobb fokú átalakulásra valló jelenségeket nem találtam, ami az aktív gránit-magma távolabbi elhelyezkedésére utal.

b) A Csalai felsőmalom—Körakáshegy kontaktpalája mind települését, mind kőzettani jellegét tekintve különböző. A Császárpatak „áttörése” mindkét oldalon jól feltárja a kőzetet, amely lilásbarna, gyengén palásodott, megtorlódott, határozatlan dőlésű. Az ÉK-i oldalon levő kőfejtőben gránitporfir szeli át a sötét karbonátközbetelepüléseket tartalmazó kőzetet, amellyel együtt az is összetorlódott. A Császárpatak két oldalán létesített kőfejtőkben és a meredek bevágásban turmalinosodás nem tapasztalható, mindkét irányban a völgytől távolodva azonban turmalinos kvarcerekkel sűrűn átjárt kőzetet találunk. Innen az érintkezési pala összefüggően húzódik a Körakáshegy gránitkibúvásaig. Itt a kőzet települése nyugodtabbá válik, dőlése általában 330/45°, tehát köpenyként borul a közeli gránitra. Ez azonban csak általánosságban érvényes, mert a katonai lövészárkok feltárása szerint dőlése kisebb határok között gyakran változik és több helyen az elsődleges rétegzettség a kőzet másodlagos paláságától jól elkülöníthető. A bányászati kutatások három helyen tárták fel a palaköpeny érintkezését a gránittal. Mindhárom helyen az érintkezés tektonikus.

Az eredeti kőzet érintkezési átalakulást szenvedett homokkő, szericites kvarcitpala, amelyek gránitpneumatolízis hatására azonban turmalinosodtak, majd később kvarctelérek mentén hidrotermálisan is elbomlottak. A gránit érintkezéshez közel biotitosodás észlelhető és a sűrű

rutilbehintés erősebb kontakthatásnak minősíthető. A gránit közelében a kontaktpala hidrotermális átalakulása erősödik.

c) A pátkai Vargahegy eredeti kőzete szericites fillit; kvarcitpala és palásodott homokkő. Ebből a gránit érintkezési hatása következtében andaluzitos szericites pala keletkezett, amelyet pneumatolitos eredetű turmalinos kvarcerek járnak át. A Vargahegy csúcsát átszelő hidrotermális kvarctelér mentén az előbbiekből kaolinos, szericites pala keletkezett.

A szericites fillitet a Vargahegy É-i oldalán, a vasúti pályához közel, lövészárkok tárják fel. Itt a kőzet vékonyleves, világosszürke, selymes fényű, amelybe helyenként rozsdabarna-vöröses fészkek települnek. A fillitösszlet teljesen egyezik a Lovastól D-re, a Csáki-dülőben, a Kőszárhegyen, a kórakáshegyi ércbánya közelében mélyített kutatóárkokban feltárt, valamint a székesfehérvári fűrészban harántolt vastag fillitösszlettel. A lövészárkokban feltárt kőzet dőlése $220/50^\circ$, $180/65^\circ$, változó településű.

A Vargahegy tetején és ÉK-i oldalán szericites kvarcitpala, szericites metamorf homokkő, andaluzit-szericites pala, és helyenként kvarcerekkel átjárt grafitos lidit található.

Mindezen kőzetekben kezdődő biotitosodás figyelhető meg. A biotit apró, barna, pleokróos foltok és bizonytalan szélű pikkelyek alakjában jelenik meg. Apró szemekben járulékosan rutil fordul elő, amely egyes helyeken jelentősen feliszaporodik.

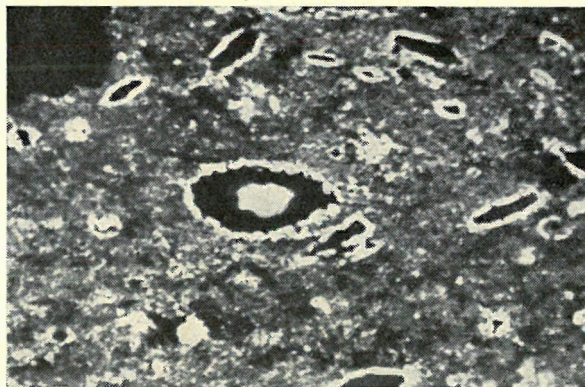
A Vargahegy legelterjedtebb kőzete a metamorf homokkő és kvarcitpala. Andaluzit is ilyen átalakult kőzetben található.

d) A szűzvári malom-Kányásvölgy összefüggő kontaktpalája aránylag kis területen igen változatos összetételű és településű. A két nagy fejtő megtorlódott, határozott dőlés nélküli kőzetet tár fel. A kis patak feltárássában gránitporfir és kvarcercskék harántolják.

Az eredeti kőzet keresztarégtett pala, amelyben homokos és agyagos rétegek váltakoznak. Az agyagos részek természetesen szericitté alakultak. A keresztarégtett palán kívül szericites fillit, andaluzitos kvarcitpala, andaluzit-sillimanitos pala, szericites-biotitos pala, muszkovitos-biotitos átalakult homokkő, a Kányásvölgyben lidites-szericites kvarcitpala, muszkovitos homokkő és csomópala fordul elő. Ezek a kőzettípusok egymással váltakoznak. Ez a hegység É-i peremének torlódott szakasza, ahol különböző erősségű metamorfózis termékei kerültek egymás mellé. A kvarcerekkel sűrűn átjárt, felismerhetetlen mikrofaunát tartalmazó lidit (11. ábra) nyilván az ópaleozóos fillitösszlet tartozéka. Ugyanúgy a szericites-biotitos pala és muszkovitos kvarcitpala vagy a homokkő is. Ezzel szemben a pszammitos és pelites anyagból keletkezett, keresztarégtett pala talán az úrhidai karbonsorozat tagjának is tekinthető. A kőzet eredeti anyaga túlnyomórészt homokkő lehetett agyagos közbetelepülésekkel.

Turmalinos kvarcereket ezen a területen nem találunk. A turmalin ellenben egyes helyeken szabálytalanul hintve a kontaktpala eredeti elegyrészeként jelenik meg. A turmalinon kívül rutil, cirkon és biotit fordul elő mellékes elegyrészként. A biotit itt is utólagos, metamorf eredetű és az érintkezési átalakulás jelzőjeként tekinthető. A gránit (és a hidrotermális kvarctelérképződés) közelsége a palaköpeny kőzetein éreztette hatását. Az átalakult kőzetek változatosságát, az andaluzit és csomópala jelenlétét vagy hiányát, a kezdődő turmalinosodást és biotitosodást az egymásra következő hatások érvényesülésével magyarázhatjuk.

e) A Vaskapuhegyen mérhető dőlésű, szálbanálló kibúvásban a Szorosi-völgyben található az átalakult pala. Települése általában nyugodt, egyenletes. Dőlése $360/40^\circ$, tehát enyhe szögben borul a távollevő gránitplutonra. Anyaga megegyezik az antóniahegy-csirkeházi kőzetekével, amelyekkel a fiatal fedőképződmények alatt összefügg. Kizárólag andaluzitos csomópala és lidites-szericites kvarcitpala. Teljesen hiányzik a turmalinos pala. Ezen a szakaszon találjuk a leggyengébb érintkezési metamorfózis nyomát, ami összhangban van a gránitplutontól való távolsággal. Benne ősmaradványokat eddig nem sikerült találni.



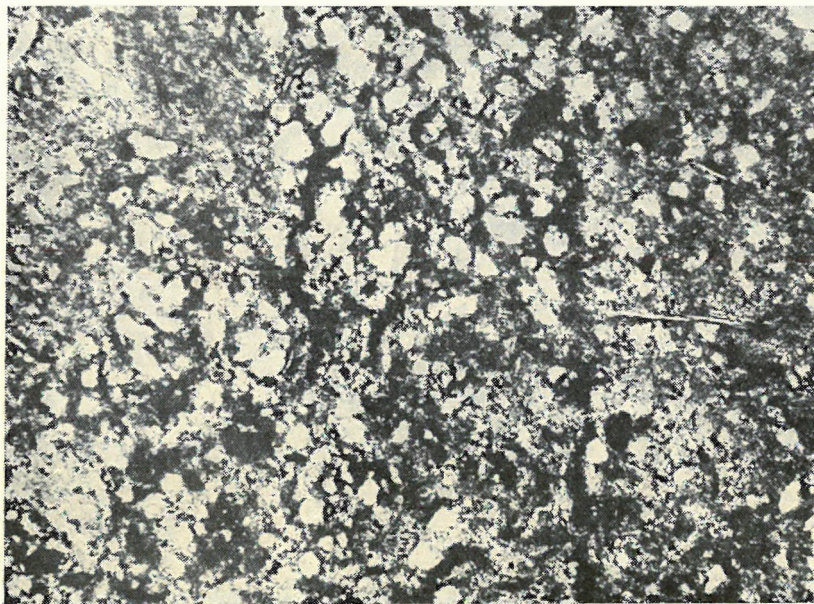
11. ábra.

Átkristályosodott mikrofaunát tartalmazó, grafitos lidit mikroszkópi képe. Világos: kvarc, sötét: grafitos kvarc. Kányásvölgy, a Velencei-hegység É-i oldala. || Nik. 35 ×. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 11.

Image microscopique de lydite à graphite recristallisée, contenant une microfaune. Clair: quartz, foncé: quartz à graphite. Vallée Kányásvölgy, partie N de la Montagne de Venence. Nic. ||; 35 ×. (Photo B. JANTSKY)

f) Antóniahegy-csirkeházi terület. Ezen a szakaszon igen sokféle metamorf kőzetet találunk, ami a terület rendkívül bonyolult tektonizmusában, különböző magmás és utómagmás folyamatokban, végül a közeli utóvulkáni tevékenységben leli magyarázatát. A Csirkeház melletti kis gránitkibúvás körül csomóspala települ, erősebb kontakthatás nélkül. A palaösszlet dőlése $5/20^\circ$, vagyis nem a kibúvás gránitjához, hanem a távoli Meleghegy gránitplutonjához igazodik. A jól kipreparált sziklákon kifejezett ráncolódás jelei láthatók, amelyeknek pontosabb rögzítése



12. ábra.

Szericitesedett, metamorf homokkő mikroszkópi képe. Antóniahegy. + Nik. $62 \times$. (Foto: Kiss J.)

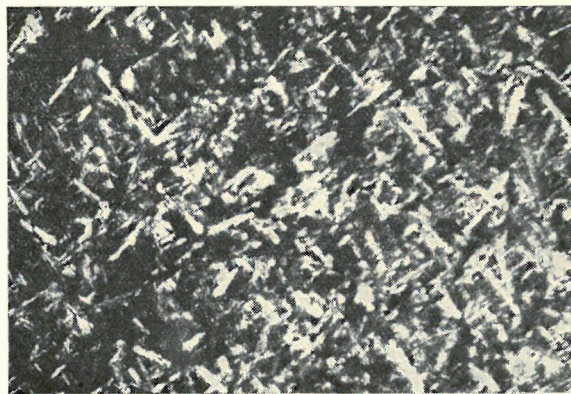
Fig. 12.

Grès métamorphique, séricitisé. Mont Antóniahegy. Nic. +; $62 \times$. (Photo J. Kiss)

(12. ábra), kvarcerekkel átjárt, szericitesedett andaluzitos homokkő és muszkovitos kvarcitpala fordul elő ezen a területen. A törmelékben a földpát oligoklásznak, illetve savanyú andezinnek felel meg. Az andaluzit jelenléte vagy hiánya a helyenként erősebb utómagmás folyamatok következménye. Az Antóniahegyen, kb. 120 m széles sávban, a Meleghegy É-i oldala felé turmalinos kvarcerekkel átjárt öv húzódik. A turmalinosodás az egész hegységben itt a legerősebb.

Az antóniahegyi palabánya K-i szélén található a hegység legtipusosabb búzapalája. A világosszürke, jó palásságú, szericites kőzet apró pácikákkal van telehintve. Ezek mikroszkóp alatt szericites foltoknak, csomóknak látszanak, amelyek kristálytanilag határoltak. Az átalakult, szericitesedett kőzet eredetileg valószínűleg andaluzitos pala volt. Az Antóniahegy kőzeteiben igen jól megfigyelhető a szericit-andaluzitarány. Ahol fogy az andaluzit, gyarapszik a szericit és fordítva (13. ábra). A pala dőlése $40/45^\circ$, $20/50^\circ$, $30/45^\circ$.

Az Antóniahegy DK-i oldalán a Cziráky-féle kőfejtőtől Ny-ra morfológiailag is kiemelkedő porfiroid kibúvást találtam. A sötétszürke palás kőzetben szabad szemmel is láthatók a



13. ábra.

Érintkezési átalakulást szenvedett szericites pala mikroszkópi képe. A szericit a bősor pneumatolízis után képződött a palában. Velencei községi palakőfejtő. + Nik. $70 \times$. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 13.

Schiste à séricite touché par le métamorphisme de contact. La séricite s'est produite dans le schiste après la pneumatolyse à bore. Ardoisière du village de Velence. Nic. +; $70 \times$. (Photo B. JANTSKY)

földpát és kvarc porfiros beágyazásai. Ehhez hasonló kőzet a Balatonfelvidéken, Lovastól K-re, a Csáki-dűlőben fordul elő a jól ismert alsóörsi kvarcporfirvonulat folytatásaként.

Az antóniahegyi kőzet palássági síkjának dőlése $335/50^\circ$, litoklázisai $40/75^\circ$ és $360/30^\circ$ dőlésirányúak. A kibúvást $130/55^\circ$ -os, 20 cm széles hasadék szeli át, amelyet andezitaggglomerátum tölt ki. Ezenkívül egy 10 cm széles andezittelér áttörés is látható. Az andezit szövete eltér a Cziráky-féle bánya amfibolandezitjétől, azonban megegyezik a Meleghegy D-i oldalán talált andezittel, amely ott is kontaktpalán tör keresztül. Az andezit ilyen közelsége is azt mutatja, hogy a porfiroid nem tekinthető autochtonnak, azonban mindenképpen hozzátartozik a kontaktmetamorf palaösszelethez.

A kőzet mikroszkópos vizsgálata alapján metamorf kvarcporfireredet volt megállapítható. Földpátjai ortoklász és oligoklász, amelyek törmeléke kvarcba ágyazódik be. A földpát gyakran szericitesedett, ami utólagos hidrotermális hatás következménye (erre a limonittal kitöltött kockaszerű üregek is utalnak). A kibúvás abba a kvarcosodási övbe esik, amely a Meleghegyet a Templomhegygel összeköti. A kőzet igen sok biotitot tartalmaz, ami erősen aprózódott, helyenként összetorlódva és kihengerlödve a kőzet palás szerkezetét



14. ábra.

Porfiroid mikroszkópi képe. Az ortoklász utólagos szericitesedés és piritésedés után limonitosodott. Antóniahegyi kibontás. + Nik. $22,5 \times$. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 14.

Porphyroïde. L'orthoclase fut limonitisée après la sérícitisation et la pyritisation ultérieures. Mont Antóniahegy. Nic. +; $22,5 \times$. (Photo B. JANTSKY)

okozza. Az érintkezési hatásra új ásványok nem képződtek (14. ábra). A dinamometamorfózis következtében a kvarctörmelékszemek hullámos kioltása tapasztalható. A járulékos elegyrészek közül az apatit és cirkon változatlanul megmaradtak. Valószínűleg az andezittel való érintkezési hatás következtében sok az opak érc kiválás, ami a kőzet sötétszürke színét okozza. A palásodás fokozódásával együtt jár a földpát, kvarc és biotit fokozottabb összemorzsolása és kihengerlödése. Kezdeti fázisában az eredeti karéjos, reszorbeált kvarc szemek még megfigyelhetők. A dinamometamorfózis erősödésével a kvarc- és földpát szemek mindjobban aprózódnak. Utóbbiakon a hajlítás és kihengerlés rendkívül szembetűnő. A biotit eleinte halmazokba torlódik, később — a palásodás erősödésével — mind jobban és jobban kihengerlödik, miközben belőle opak szemecskék sora csapódik ki.

A kőzet vegyelemzése a balatonfelvidéki kvarcporfir összetételéhez hasonlóan a típusos kvarcporfirnál bázisosabb kőzetre utal. Ennek tulajdonítható, hogy SCHAFARZIK F. és LÓCZY L. (130) a kőzetet egyszer kvarcporfirnak, máskor kvarcporfiritnek minősítette.

A kőzet erős dinamometamorfózisa csak szöveti változást idézett elő szericitesedéssel. A porfiroid elnevezést ilyen értelemben alkalmazom.

Az Antóniahegy D-i oldalán a tektonikus breccsaövényben kvarcosodott gránit és alunitos andezitdarabok hevernek, ami intenzív utóvulkáni hidrotermális tevékenységre utal ezen a területen. A kvarcosodott dörzsbreccsában a kvarcosodás miatt az eredeti érintkezési átalakult kőzetjelleg már nem ismerhető fel. Szericites kvarcit ez, benne kilugozott ércszemekkel, aprószemű hidrotermális eredetű kvarcba ágyazottan.

g) A Gécsihegy palaköpenye két különálló foltra osztható. A D-i rész a Retezi-kőfejtő vonalától D-re, míg a másik É-i irányban egy keskeny, részben lösszel fedett gránit szakasz után a hegy csúcson levő kőfejtőig tart. Az első területen főleg turmalinos kontaktpala, míg a másikon csak muszkovitos-biotitos kontaktpala fordul elő. Ez annál szembetűnőbb, mert az

előbbi rész alatt települő gránit turmalinmentes, míg a másik É-i szegélyén turmalinos gránit- és aplitöv húzódik. A két területen az érintkezési átalakulás eltérő jellegű kőzeteken érvényesült.

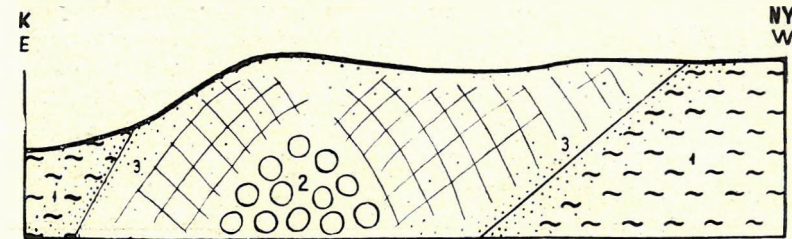
A D-i rész kőzettani leírását VENDL A. után FÖLDVÁRI A. (51) munkájában találjuk meg. FÖLDVÁRI A. a Retezi-fejtőtől a községi palabányáig szerkesztett szelvényében szericites palát, szericites metamorf homokkővet és kvarcitpalát különböztet meg. Ezek a kőzetek — mint az előző területeken is — valóban fellelhetők itt, azonban az egyes övek lehatárolása nehézségekre ütközik. A kőzet jellege pneumatolitos és hidrotermális kvarcosodás következtében messze- menően megváltozott. Ezért a D-i területen biztosan csak muszkovitos-biotitos palát, muszkovitos-biotitos metamorf homokkővet, szericites kvarcitpalát találunk. A kőzet a Gécsihegyre vezető mélyúton és a községi palabányában van feltárva. A palabánya turmalinos, szericites palája DK-nek dől. Ez azonban nem állandó, a bánya Ny-i falában már torlódás, breccsásodás jeleit találjuk.

A mélyúton az általában $75/40^\circ$ felé dőlő palaösszletet többször szakítják meg töréses, vetődéses szakaszok, különösen az É-i szegélyen. Igen fontos szerkezeti jelenség, hogy az általános palásodás mellett egy kevésbé tökéletes levelesség is látható, amelynek iránya $355/70^\circ$. Ez a kevésbé tökéletes levelesség muszkovitosodással kísért, jó hasadási lapok mentén fejlődött ki.

A biotit jelenléte a közeli gránit érintkezési hatásának tulajdonítható, ami különösen a Retezi-lejtősaknából indított 60° -os irányú vágattal feltárt palában igen erős. A pirites, helyenként molibdenites bevonatú válapokkal átjárt kőzet sötét, foltos-sávós betelepüléseket tartalmaz. A sötét részletek biotitdúsak, amit kőzetkémiaiilag Mg-dúsulás tükröz.

A csomópala teljesen hiányzik ezen a szakaszon, helyette olyan szericites palát találunk, amelyben szericitesedett, nagyszemű ásványok körvonalai láthatók. Az egykori ásványok négyzetes keresztmetszetű oszlopai arra utalnak, hogy a kőzet eredetileg andaluzitos pala lehetett.

Andaluzitos pala egyedül a



15. ábra.

A Szücs-féle kőfejtő földtani szelvénye.

Jelmagyarázat: 1. Érintkezési átalakulást szenvedett pala; 2. Gömbhéjasan málló andezit; 3. Kaolinosodott öv

Fig. 15.

Coupe géologique de la carrière de Szücs.

Légende: 1. Schiste touché par le métamorphisme de contact; 2. Andésite à exfoliation sphéroïdale; 3. Zone kaolinisée

Retezi lejtősakna 60° irányban haladó vágatában fordul elő, ez is jelentősen szericitesedett. Itt ezt a kőzetet 10–15 cm vastag aplittelér szeli át, amely a pala darabjait zárta magába és asszimilálta. Az aplit érintkezési hatása biotitosodásban nyilvánul meg, amely a telérhatár felületén vékony szegély alakjában jelentkezik. A vágatban a biotitos-muszkovitos kvarcitpala dőlése $70/45^\circ$, a gránittal hatalmas törés mentén érintkezik.

Az É-i palatakaró ugyancsak apliterekkel átjárt biotitos-muszkovitos szericít-pala, amelyben nagy kristályokban kifejlődött andaluzitot találunk. Az andaluzit narancssárga, pleokróos, szélein szericitesedett. Ezen a szakaszon alárendelten már a grafitos csomópala is előfordul.

A közeli gránit greizenesedésével függ össze a zöld, pleokróos, flogopitos pala megjelenése a Szücs-féle kőfejtő bejáratánál. Ez a kis kőfejtő egyébként is igen tanulságos. Itt a kontaktpalát andezit töri át és ez szegélyén a vele érintkező palával együtt kaolinosodott (15. ábra).

E palaköpenyrész ÉK-i szegélyén sötétszürke, apliterecskékkel átjárt, aprószemű palát találunk, amelynek egyes darabjain kereszttrétegződés jelei mutatkoznak. A kőzet jellegzetes biotitos-andaluzitos pala. Legtöbb andaluzit ebben a kőzettípusban található. A Gécsihegyen a kontaktpala tektonikusan érintkezik a gránittal. Az érintkezés tektonikus breccsájának darabjai mind az ÉNy-i, mind az ÉK-i lejtőn fellelhetők.

A Szücs-féle kőfejtőben a pala dőlése $30/45^\circ$. A kőzet jellegéből nem következtethetünk biztosan az eredeti üledék kőzettani jellegére. Az eddigi megfigyelések alapján a kőzet az érintkezési átalakulás előtt fillit és metamorf homokkő lehetett.

h) A Balázs-féle akna és a nadapi kaolintároló elejének kőzete azonos. Mindkét helyen a torlódott fillit-szericites kvarcitpalaösszletre andezitagglomerátum települ, amelyben fillit-, kvarcit-, telérkvarc-, gránit- és andezittörmelék található. A torlódott fillitösszletben mindkét helyen epidotos, szillimanitos fillit, kvarcerekkel átjárt, finomszemcsés, átalakult szericites homokkő található. A fészkekben és erecskében szétszórtan megjelenő epidot esetleg a

közeli andezit érintkezési hatására képződött. A szillimanitot apró, vékony tűk alakjában, egyenletesen hintve találjuk meg egyes szakaszokon.

i) Nadaptól K-re, a nadap-velencei országút mellett kis dombon foszlányokban epidot-szericitsávkokkal átjárt palatörmelék található a kvarcosodott grániton.

j) Sukorótól É-ra a Meleghegy D-i oldala felszabdalt éles gerincek alakjában esik a tó felé. Az É-i szélső hegygerincen $30/40^\circ$, $35/50^\circ$ dőléssel turmalinos kvarcerekkel átjárt palaösszlet települ, amelyet sötétszürke andezit tör át. A fillitösszletben lidites, biotitos kvarcit, lidites fillit és kvarcít-pala, kvarcosodott, átalakult, lidites homokkő és csomós-grafitos pala található. A palaösszlet a gránittal 4–5 m széles, tektonikus breccsával érintkezik. Ez jelentős elmozdulásra, esetleg pikkelyeződésre utal, ami az andezitfeltörés számára kedvező csatornák kialakulását készítette elő. A lelőhely rendkívül fontos a palaköpeny és a gránitpluton földtani helyzetének megítélése szempontjából. Igen jellemző, hogy míg a palaösszletet turmalinos kvarcerek járják át, a grániton pneumatolitos hatás nem mutatható ki.

A palaösszlet innen Ny-i irányban folytatódik és törmeléke a szomszédos gerincen is megtalálható. Ugyanígy K-i irányban a belső szőlők között szintén andezitfeltöréssel érintkező turmalinos, lidites érintkezési pala törmeléke borít nagyobb területet.

k) Kiemelve kell tárgyalni az érintkezési átalakulást szenvedett palaösszletbe tartozó diabáz előfordulását a Gécsihegyen. A kőzetről VENDL A. diorit szövetű andezitként tesz említést (270). A terület térképezése során először gabbródioritnak minősítettem, azonban a Retezi-lejtősakna 60° irányú vágatának feltárása tisztázta a palaköpenyhez tartozó teléres jellegét.

A kőzet három feltárását ismerjük, mégpedig a Gécsi-

hegy D-i oldalán a Cseh-féle borház pincéjében, ez alatt a Retezi-lejtősaknából kihajtott 60° irányú vágat végén és a Gécsihegy felső K-i szakaszán az Orczy-féle szőlőkben és a mélyúton. Típusos, eredeti jellegét a Cseh-féle borház udvarán heverő darabok tartották meg. Egyébként a Gécsihegy gránitjának greizenesedett jellegével összhangban mindenhol uralitosodottan, sőt a karbonátos talkosodásig hidrotermálisan elbontott állapotban találjuk. Az eredeti kőzet nagyszemű gabbróid-jellegű. Hasonló kőzetet ír le gabbródiabáz néven H. FLÜGEL és V. MAURIN (49) a K-i Alpok fillitövezetében a Gráci-medencéből, Arzberg mellől. Hasonló diabáz ismeretes a szepes-gömöri fillitisorozatból is. A diabáz a fillitösszlet jellegzetes tartozéka, azért a szlovák szerzők legújabb dolgozataikban (58, 59, 75, 88, 89) ezt „fillit-diabáz-sorozat”-nak nevezik és sztratigráfiailag a fillitösszlet felső tagjának tekintik.

Valószínűnek látszik, hogy a nagyszemű, gabbródiabáznak nevezhető kőzet a telér középső részén, az aprószemű, típusos diabáz pedig a szegélyén fejlődött ki.

A nagyszemű «gabbródiabáz» fő alkotórésze az augit, bázisos plagioklász, ilmenit és apatit. Másodlagos elegyrészei az uralit, epidot, klorit, szericit. Szövege ofitos, a labradornak megfelelő földpátlécek ugyanis automorfok a közöttük elhelyezkedő színes elegyrészekhez képest (16. ábra). A földpátlécek erősen szericitesedtek. A levegőn mállott kőzet felületén a jellegzetes ofitos szövet jól látható. A kőzet vegyi elemzése típusos diabázra utal. Hogy a diabáz és palaköpeny szerkezetileg összetartozik, azt a Retezi-lejtősakna 60° irányú vágatának szelvénye igazolja.



16. ábra.

Ofitos szövetű diabáz mikroszkópi képe. A földpátlécek között (világos) xenomorf piroxénegyedek (sötét) láthatók. Gécsihegy, Cseh-féle borház udvara. + Nik. $22,5 \times$. (Foto: KISS J.)

Fig. 16.

Diabase à texture ophiolitique. Entre les lattes de feldspath (clair), on voit des individus de pyroxène xénomorphe (foncé). Mont Gécsihegy, cour du débit de vin de Cseh. Nic. +; $22,5 \times$. (Photo J. KISS)

A gránit egyazon vetődés mentén érintkezik a kontakt palával és diabázzal. Az érintkezés mentén mindkettő egyformán szenvedett hidrotermális elbontást, egyformán piritisedett. A diabáz-érintkezési palahatár mentén kvarcér húzódik, de a határ elmosódott, szinte észre sem vehető, ami az elemzések ingadozó Mg—Ca-tartalmából is látható.

A palaköpenyre vonatkozó részletes vizsgálatok eredményeiből összefoglalásként a következőket vonhatjuk le.

A diabáz az érintkezési átalakulást szenvedett palaösszlet eredeti tartozéka, és azzal együtt tette meg a szerkezeti mozgások és az utólagos átalakulások többszakaszú útját.

Az, hogy a diabáz a Balatonfelvidéken, a székesfehérvári mélyfúrásban és a Gécseihegyen egyaránt megtalálható, a paleozóos vonulat egyveretűségét, a fillitsorozat szerkezeti egységét yítja.

A palaköpeny érintkezése a gránittal mindenhol tektonikus; a gránitporfir és aplit ellenben benyomul a palaköpenybe.

Kőzettani sokfélesége ellenére is egységes képződménnyel állunk szemben. Jellemzőnek tekinthetjük a liditet, amely a Vargahegytől kezdve a Sukorótól É-ra becsipett kibúvásig csaknem végig megtalálható. Az átalakult homokkő, fillit és kvarcitpala ugyancsak mindenütt megtalálható. Az andaluzit, szillimanit, biotit, muszkovit, epidot, klorit, szericit, különböző érintkezési átalakulás, valamint a pneumatolitos és hidrotermális átalakulás folyamatai során keletkeztek és így nem is egy, hanem többszöri átalakulás termékei.

A szűzvári kereszttrétegzett, szericites homokkőtől eltekintve, a palaköpeny eredeti kőzetét ugyanolyan fillitsorozatnak tekinthetjük, mint amelyet a székesfehérvári mélyfúrás tárt fel, vagyis még az érintkezési átalakulás előtt regionális átalakulást szenvedett fillitösszletnek, közbetelepült metamorf homokkővel, kvarcporfírral és diabázzal. Az összlet tagjai a Vargahegy, Vaskapuhegy és Antóniahegy É-i lejtőin megmaradtak, máshol érintkezési átalakulást szenvedtek és belőlük andaluzitos csomópala, andaluzitos-biotitos pala képződött a folyamat legerőteljesebb kifejlődéseként. Ez teljes összhangban van a palaköpeny szerkezeti helyzetével, azzal, hogy sehol sem található a gránittal eredeti, magmás érintkezésben. Az utómagmás folyamatok turmalinosodást, muszkovitosodást, szericitesedést és kvarcosodást idéztek elő, ami a gránit aureolájaként mind a mai napig megmaradt.

A Velencei-hegység palaköpenyét tehát szerkezetileg és kőzettanilag a balatonfelvidéki lidites fillitösszlet tagjának tekinthetjük. Az úrhidai agyagpala, homokkő-mészakőből álló karbonsorozat a jelenleg felszínen levő tagok között nem található meg. Ugyanúgy hiányzik a székesfehérvári fúrás legmélyebben harántolt grauvakkeösszlete is. A gránit ez utóbbinál magasabb szintben foglalt eredetileg is helyet.

A gránit palaköpeny üledékes eredetű tagjainak korát illetően — fauna hiányában — pontos adatokra nem támaszkodhatunk.

Kvarcporfíros fillitsorozatunkat a Szepes—Gömöri Érchegység kvarcporfíros fillitsorozatával párhuzamosíthatjuk. Ezek eredeti kőzetének képződését általában kambro-szilur korinak tekintik (50, 59, 147). Nálunk csak azt vehetjük igazoltnak, hogy az úrhidai — metamorfózist nem szenvedett — vízei (55) kövületes agyagpala-homokkő-mészakő-sorozatnál idősebb, és ugyancsak kambro-szilur korát valószínűsíthetjük.

Szólni kell még a Vargahegy K-i oldalán szőlőművelés közben felszínre került magnetit-hematit leletről, melyet PÁLFY M. írt le (158). Kétségtelen, hogy a magnetit és hematit a kontakt-palaköpeny tartozéka és az érintkezési átalakulás terméke. Valószínűleg a fillitösszletbe lencsésen települő mészkőben keletkezett, pneumatolitos hatásra.

A geofizikai mágneses mérések ezen a területen nem mutattak ki figyelemre méltó eredményt. Ennél azonban a vastag pannóniai rétegek árnyékoló hatásának is szerepe lehet. A törmelék minden bizonnyal a jelenleg letakart területről származik.

A 25 000-es méretű térképen az érintkezési átalakulást szenvedett pala különböző változatait feltüntetni nem tudtam, mert az egyes képződmények elhatárolása részben az elégtelen feltártság, részben pedig a makroszkópos megkülönböztetés nehézségei miatt nem lehetséges. Az andaluzitos csomópala fokozatosan megy át andaluzitos kvarcitpalába, majd szericites kvarcitpalába és lidites fillitbe, más oldalon pedig a muszkovitos-biotitos palába, ami a gránit-magma közelségével, esetleg pneumatolitos hatás érvényesülésével fokozódik.

* * *

FUSAN—KAMENICKY—KUTHEN (58), MAHEL (141), legújabban pedig KAMENICKY J. és KAMENICKY L. (86, 87, 88) a Gömöridák fillitösszletében a kvarcporfíros fillitsorozatot idősebbnek tartják a diabázos fillitösszletnél. Nálunk ilyen elkülönítés nem lehetséges. A székesfehérvári

fúrású szelvény pontos rétegtani felosztását mintaanyagának hiányos volta megghiúsítja. Annyit tekinthetünk csak bizonyítottnak, hogy legmélyebben grauvakke települ, fölötte pedig fillit-homokkőösszlet következik, amelybe effúzív diabázpadok települnek. Azt, hogy az Antónia-hegy kvarcporfiros összlete a Gécsihegy diabázos összlete fekéjének felelne meg, éppúgy nem lehet biztosan állítani, mint ahogy a Balatonfelvidéken sem tudjuk ma még a kvarcporfiros-diabáztufás fillitet rétegtanilag egymástól elhatárolni. A két sorozat különállóságára talán csak abból következtethetünk, hogy a diabáz a hegység D-i, míg a kvarcporfir annak É-i szárnyán található. Ez a kérdés a Gömöridákban sem tekinthető még teljesen eldöntöttnek, mint arra KAMENICKY L. és KAMENICKY J. (38) és FUSAN—MASKA—ZOUBEK (59) is rámutatnak. A két terület között feltűnő hasonlóság mutatkozik a kövületes alsó-karbon összletnek rétegtani és szerkezeti különállásában a kambro-szilúrkori kvarcporfiros fillit és a devonba sorolt fillit-diabázsorozattól. A lényeges itt is, ott is a regionális átalakuláson és a csak dinamometamorfózison átment paleozóos összlet elkülönítése.

IV. A GRÁNITMAGMATIZMUS FŐKRISTÁLYOSODÁSI SZAKASZA

A magmatevékenység bevezető szakaszának a diabáz feltörést tekinthetjük, amely valószínűleg nálunk a K-i Alpokéhoz és a Gömöridákéhoz hasonlóan fejlődött ki (39).

A gránit intrúzióját — eddigi ismereteink alapján — a felső-karbonba, illetve a varisztikus gyűrődés szudétai szakaszába illeszthetjük, mert az úrhidai sorozat vízei emeletbeli karbonpalája az utómagmás folyamatok révén már elkvarcosodott.

Más meggondolások alapján VADÁSZ E. (262) a gránitintrúziót szintén a szudétai — asztúriai orogén fázisba sorolta. A fillisorsozat ezt megelőző regionális metamorfózisát a bretoni hegységképződési szakaszba kell sorolni.

A gránittömeg fejlődésmenetében az előkristályosodás termékeit nem ismerjük. Valószínűleg azért, mert csak a gránit központi kupolája, tehát legutolsó és legsavanyúbb differenciációs terméke jutott felszínközébe. A gránit magmás fejlődését ezért csak a főkristályosodástól kezdődően lehet nyomon követni.

1. A gránittömeg alakja és térfoglalása

A gránittömeg a hegység négy oldalról való szabályos szerkezeti lehatárolása ellenére is szabálytalan alakú. DNY-on lencsésen elvékonyodik, ÉK-en pedig a Vaskapuhegy—Meleghegy—Gécsihegy vonalában diagonális irányban kiszélesedik és eltűnik a tektonikusan érintkező kontaktmetamorf fillitösszlet takarója alatt. Ez azonban már a gránittömeg másodlagos alakja. Elsődleges alakját, vagyis a gránitmagma által elfoglalt teret az elsődleges gránit-tektonikából, az elsődleges hasadékok irányából állapíthatjuk meg, amelyeket gránitporfir és aplit töltött ki. Ezek csapása-lefutása ÉK—DNY-i irányban ovális alakra formált elsődleges gránittest kialakulására utal.

Ezt jelzik a mikrotektonikai elemek és a porfiros szövetű gránit szemének irányítottága, továbbá a peremi részekben a zárványok elrendeződése is.

Semmiképpen sem fogadható el TELEKI G. ezzel ellentétes megállapítása, amire még a hegység nagyszerkezeti hovatartozásának kérdésénél visszatérünk.

Figyelmet érdemel a gránittömeg körvonala, peremének alakulása. Morfológiailag egyedül a váli árok felé határolódik a hegység nagy leszakadással. A többi irányban mélyen benyúló völgyek morfológiailag nem keltik a fiatal törésekkel határolt hegység képét. A geofizikai gravitációs mérések is erről tanúskodnak. Különösen érdekes ebből a szempontból a Velencei-tóban levő kis gránitsziget — a Szúnyogsziget —, amelyet aplittelér szel át. Ez a sziget feltétlenül közvetlen kapcsolatban áll a Mélyszeg gránitjával és csak a felszíni törmelék fedi el az összeköttetést.

Az É-i oldalon, a Csirkeháznál kibukkanó gránit helyzete eltérő. Ez valószínűleg gránitpikkely, amely a palaköpenyre rátalálódott (II. melléklet). Hogy itt nem eredeti magmalehatárolásról — injekcióról — van szó, azt az bizonyítja, hogy a Meleghegy csúcsa alatt vastag kontaktbreccsaöv képződött az első felpikkelyeződés síkja mentén s hogy a csirkeházi gránit igen töredezett, repedezett, morzsalékos, míg a vele érintkező pala a csomópala-állapotnál erősebb átalakulást nem szenvedett. A Csirkeház felpikkelyezett gránitrögének folytatását a Vaskapuhegyen a murvabánya gránitkibúvásában találjuk. Ha a murvabánya gránitja autochton volna, akkor sokkal erősebb átalakító hatást kellett volna kifejtenie és a többi érintkezéshez hasonlóan itt is ki kellett volna fejlődnie a turmalinos övezetnek.

2. A gránit szerkezete

A gránit szerkezetében főleg a törések és vetődések érvényesülnek. A gránitplutón mai helyzetében nem tekinthető teljes mértékben autochtonnak. Mint már említettük, a palaköppennyel minden eddig feltárt helyen tektonikusan érintkezik. A kontakt hatás általában nem éri el azt a fokot, amely a gránit közvetlen érintkezési felületén várható volna.



17. ábra.

A gránitfennsík jellegzetes mállási formái. Sárhegy, Pákozdtól É-ra. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 17.

Formes caractéristiques d'érosion du haut plateau de granit. Mont Sárhegy, N de Pákozd. (Photo Mme PELLÉRDY)



18. ábra.

A gránitfennsík jellegzetes mállási formái. Sárhegy, Pákozdtól É-ra. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

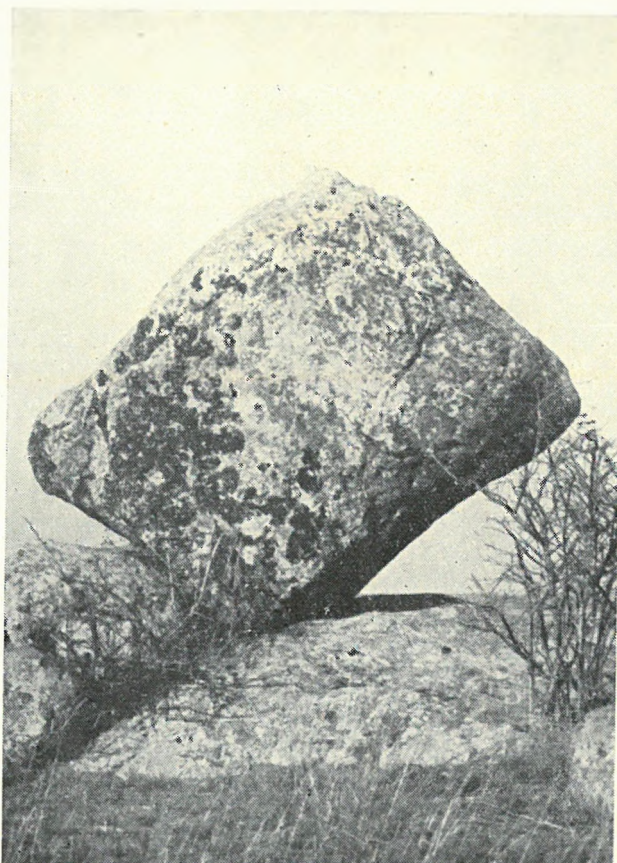
Fig. 18.

Formes caractéristiques d'érosion du haut plateau de granit. Mont Sárhegy, N de Pákozd. (Photo Mme PELLÉRDY)

A gránit tehát későbbi földtani korokban csökkent mértékben átalakított kőzetek környezetébe került, vagy pedig intrúziója a közettéválás olyan késői szakaszában ment végbe, amely az erősebb kontakthatást már eleve kizárta. Ekkor azonban a jellegzetes szöveti formáknak feltétlenül fokozottabb mértékben kellett volna kialakulniuk (folyásos szerkezet, sílres endogén zárványok stb.).

A gránit és gránitporfir intrúziója között hegyszerszerkezeti mozgás nem mehetett végbe, mert a gránitporfirtelére sokszor több kilométeres hosszúságban megszakítás nélkül, egységes szerkezeti irányokban futnak. A gránitmagma mozgásból eredő párhuzamos szöveti elrendeződése egyetlen helyen, a Sági-majorhoz közelfekvő kis fejtőben látható. Ugyanez látható egyes helyeken a berezitesedett gránitporfirokon, de itt a hidrotermális kvarcosodás idéz elő a telér csapásirányában utólagos folyásos elrendeződést.

A mecseki gránitéhoz hasonló dinamometamorfózist-kataklázist vagy milonitosodást a Velencei-hegység gránitjában eddig nem figyeltünk meg.



19. ábra.

Kockákra hasadozó gránit egyik élén álló ingóköve. A kocka minden éle a gránit jellegzetes litoklázisiránya. Sárhegy gránitfennsíkja, Pákozdtól É-ra. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 19.

Cube de granit debout sur une de ses arêtes. Chaque arête du cube représente une direction caractéristique de lithoclase du granit. Haut plateau granitique du mont Sárhegy, N de Pákozd. (Photo B. JANTSKY)



20. ábra.

A gránit jellegzetes mállási formái. Az elbontatlan gránit megőrizte az elsődleges szerkezeti formákat. Sárhegy gránitfennsíkja, Pákozdtól É-ra. (Foto: PELLÉRDYÉ)
 Fig. 20.
 Formes caractéristiques de l'érosion du granit. Le granit non altéré a gardé les formes primaires de la structure. Haut plateau granitique du mont Sárhegy, N de Pákozdtól. (Photo Mme PELLÉDRY)

A pneumatolitos hatások egyik termékeként jelentkező epidotosodás ugyancsak a hegység hossz-tengetelyével párhuzamos, öves elrendeződésű.

A Gécsihegy molibdenites kvarcercskéi közel azonos — 60-70°-os — csapásiránnyal, rajokban szelik át a gránitot. A hidrotermális képződmények szétnyíló hasadécai részben szintén csapásmenti és erre merőleges elrendeződésűek.

A szerkezeti irányok megegyeznek a Magyar Középhegységével, amelyet a hegység szegélyi törései is képviselnek. Így a zámolyi nagy töréshez igazodóan a szűzvári és pátkai bányavágatokban egymást követik a kisebb-nagyobb vetődések. Pátkán a nagyarányú mozgások következtében a gránit és az érces kvarctelér erősen összetorlódott.

A késői mozgások révén az egész hegység gránitja annyira összetöredezett, hogy egyik kőfejtőben sem lehetett a gránitot építkezésre alkalmas nagyságú tömbökben termelni. Szinte nem található dm³ nagyságú gránitkocka, amelyet egykét repedés át ne szelne. A szűzvári malomnál pl. a kaolinos vállapú vetődések 10–15 m-es vízszintes távolságra és legalább ugyanilyen mélységre dobták el a fluorittal egyes részeit. A pákozdi fluoritbányában a törések egymáshoz való viszonyában az ércesedés előtti törésektől kezdve az ércesedés alatti és utáni kaolinos vetődések bonyolult összevisszaságát lehet észlelni.

A móri és váli árokka párhuzamos nagy törések a hegységet is három nagy rögre osztják. A pákozdi fluoritbányához vezető hatalmas völgy azonban nem látszik tektonikusnak, mert a gránitporfirtelerek megszakítás nélkül szelik azt át.

A Retezi bánya pirittel és kaolinnal kitöltött egykori repedései nem követnek határozott irányt, bár a csatolt vágatszelvényen látható, hogy a kisebb törések és vetődések zöme 340° csapásban halad.

A kőfejtők közül a sukorói, un. olasz kőfejtőben szemléltethető legjobban a gránit szabályos litoklázisrendszere, amire a IX. fejezetben részletesen térünk ki.

A gránit elsődleges mikrotektonikáját legjobban ott tanulmányozhatjuk, ahol pneumatolitos vagy hidrotermális hatások nem érvényesültek. Ezek pedig azok a területek, ahol a gránit jellegzetes gypjúzsákszerű tömbökben mállik. Ilyen területek a Csalai-erdő, a Sárhegy teteje és K-i oldala (14–15), a Meleghegy Ny-i gránitfennsíkja, a sukorói legelő, a Mélyszeg és az Ördöghegy Ny-i oldala. Az ingókövek legnagyobb része határozott irányú kőzetrések szerinti elválásból keletkezett (17, 18. ábra). A sárhegyi élén álló ingókő (19. ábra) nemcsak morfológiailag érdekes és ritka jelenség, hanem az egész hegység gránittektonikai jellemzője is. Azok az irányok ugyanis, amelyek szerint a lapok a gránittömböt határolják, a hegység jellegzetes litoklázis irányai. Ilyeneket a Sárhegyen és a sukorói legelőkön több helyen találunk (20. ábra).

3. A gránit közettani jellege

A velencei gránit egységes típusú és csak helyenként alakultak ki a magmás elkülönülés fizikokémiai adottságainak megfelelően eltérő fáciesek. A főkristályosodás során kialakult gránitfáciesek a következők:

- a) alapgránit,
- b) a szegélyövek porfiros gránitja,
- c) aplitos telérgránit,
- d) autometamorf gránit.

a) Az *alapgránitot* közettanilag VENDL A. monografikus munkájában a legrészletesebben tárgyalja, ahhoz hozzáadnivalóknak kevés van. A bányászat azóta több helyen a mélységben is feltárta az üde kőzetet, amelynek vizsgálata módot nyújtott más magplutonok anyagával való összehasonlításra is.

Az alapgránit az ördöghegyi, meleghegyi és pákozdi bányákban azonos kifejlődésű. Különösen a meleghegyi bányászat hozott ezen a téren meglepetést, amennyiben a külszínen heverő, kvarcosodott lejtőtörmelék alatt 320 m hosszúságban, egészen a Meleghegy mellékgerincéig részlegesen berezitesedett gránitot harántolt. A Meleghegy tehát — a gránit-palaérintkezés közelében kifejlődött kvarcosodástól eltekintve — típusos velencei gránitból épül fel.

Az előbb felsorolt lelőhelyek egységes típusú gránitja nagyszemű ortoklász-oligoklász gránit. Az ortoklász halványrózsaszín-húspiros, az oligoklász halvány zöldessárga. A biotit helyenként dúsabb, máshol gyérebb, ami a kőzetnek slires jelleget kölcsönöz. Ez különösen az ördöghegyi bányában látható jól, ahol a biotitban szegény, ortoklászdús slírek pegmatitszerű kifejlődésűek.

Meg kell említeni a nagyszemű gránit helyenként felszaporodó miarolitos üregességét is. A nadapi meleghegyi táró egyes szakaszain, de több kőfejtőben is gyakoriak a kisebb-nagyobb üregek, amelyekben apró kvarc-, ritkábban albitkristályok fejlődtek. Ezek ásványtani vizsgálatával jelenleg ERDÉLYI J. foglalkozik. A miarolitos üregek gyakorisága gázdús magmára utal. A mecseki gránittól eltérően, a velencei gránitban mikroklin nincs; ABDULLAJEV szerint (1) ez a jelenség a gránit hipabisszikus jellegével magyarázható.

A gránit igen szép, diszitókőnek beillő, hasonló az északszudétai gránithoz. Kár, hogy igen nagyfokú töredezettsége miatt falburkolatnak használni nem lehet.

b) A hegységperem *porfiros szövetű gránitját* a Sági-major környéki és a szűzvári porfiros földpátú gránit képviseli. Jellemző erre a kőzetre a porfiros földpátbeágyazások közel egyirányú elhelyezkedése.

A porfiros földpátok gyakran zónás szerkezetűek. A zónák befelé egyre bázisosabbak. A biotit fészkekben, halmazokban jelenik meg. A biotitfészkeket gyakran vörös földpátaszegélyek veszik körül, amelyek a kőzet foltos színeződését okozzák. A sötétzöld biotiton kívül ezekben a fészkekben megjelenik az epidot is, amit már a pneumatolitos képződmények közé sorolhatunk (KUREK, 119). A kőzet vegyelemzése szerint ez a Velencei-hegység legbázisosabb gránitfácies. Ez a gránittípus a Sági-majoron kívül a nadapi táróban és a sukorói baritkutató tárókban is megtalálható. A D-i peremen viszont, az Ördöghegyen és Mélyszegben a hegység központi szakasának nagyszemű gránitját találjuk, tehát itt a gránittest peremétől távolabb vagyunk, semhogy szegélyfácies-kifejlődést találhatnánk.

A peremi típust nem tekinthetjük külön intrúciónak, hanem általában a velencei alapgránit szegélyfáciesének. A porfiros földpátbeágyazások nagysága 3 cm-t ér el, általában 1.5 cm átmérőjűek. A zónás földpátok belső, bázisosabb magja erősebben szericitesedett.

c) *Aplitos telérgránit.* Ezt a gránittípust a székesfehérvári községi kőfejtőben találjuk kibúvásban. A telérszerű képződmény csapása 135°, szélessége 150 m és hosszúsága 350 m a felszínen. Csapása a hegység aplit- és gránitporfirteléreitől eltérő.

A kőzet világos, aprószemcsés, aplitos jellegű. A kőfejtő részletes szelvényét FÖLDVÁRI A. írja le (52). A radioaktív szakaszok méréseink szerint teljesen egybeesnek a turmalinosodott övekkel, amelyeket VENDL MÁRIA írt le (274). Ez az aplitos gránit rendkívüli változékonyságával tűnik ki. Szinte méterről méterre váltakoznak a biotit nélküli turmalinos övek az aprószemű biotitos és a normális biotitos gránitra jellemző szövetű változatokkal. Ez a kőzet nem aplit, hanem teléres gránit. Bizonyítja ezt, hogy kerzantittelér szeli át, s hogy helyenként aprószemű alapgránitba vagy típusos rózsaszínű aplitba éles határ nélkül megy át. Szövege gyakran írásgránitos. A turmalinos övek kőzetének szövege granofiros, földpátjai pertitesek, ami autometamorf eredetre utal. A turmalin a kvarccal írásgránitosan összenőtt.

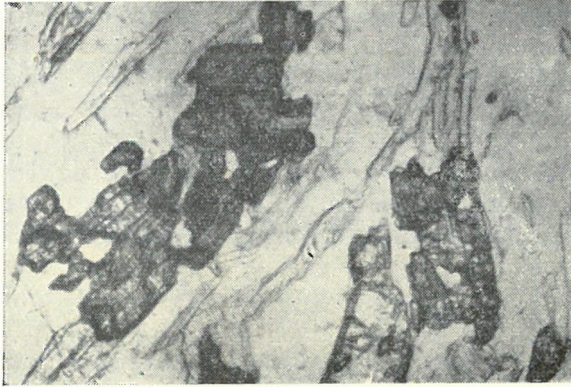
A kőzet részletes mikroszkópos leírását VENDL A. munkájában találjuk (270). A kőzetben pegmatitfészkek találhatóak és hidrotermális piritbevonatú vetőlapok szelik át. Turmalinos

szakaszait, amelyek biotitmentesek, vagy biotitban szegények, ma is fejtik kerámiai célra, a többit pedig építő- és útburkolóként értékesítik. Kőzetkémiaiilag teljesen különálló, amire a ZAVARICKIJ-diagramban elfoglalt helyzete is utal.

d) *Autometamorj gránit*. Típusai a Gécsihegy, Meleghegy, sukorói olasz kőfejtő greizenesedett, továbbá hidrotermálisan elbomlott, vagyis berezitesedett gránitjai. Ezekkel az utómagmás jelenségeket tárgyaló fejezetben foglalkozunk részletesebben.

4. Az alapgránit zárványai

A Tomposhegy tetején, a pákozdi fluoritbányától É-ra endogén, biotitban dús, aprószemű zárványokat — szegregációkat — találunk. Ez a kőzet nem tekinthető kerzantitnak, mert a biotiton kívül más színes elegyrészt nem tartalmaz. A velencei gránitban a slíres endogén zárványok, bázisos szegregációk igen ritkán találhatóak.



21. ábra.

Zoisit-klinozoisitos palazárvány mikroszkópi képe.
|| Nik. 35 ×. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 21.

Une inclusion de schiste à zoisite-clinozoisite. Nic. ||
35 ×. (Photo B. JANTSKY)

a gömöri gránitokkal (157), egyben megkülönböztető jelleg a mecseki gránittól (163, 79) és a tátragránitoktól (148, 176).

Az abisszikus gránitokra jellemző mikroklinföldpát hiánya teljes összhangban van a velencei gránitplutón alakjával, szerkezetével, kőzetének savanyú jellegével és a palaköpeny metamorfózisának fokával.

A 25 000-es méretű térképen a háromféle gránittípust elkülöníteni nem tudjuk, mert ezek pontos határok nélkül, fokozatos átmenetekkel egymásba olvadnak.

össze. Exogén zárványok találhatóak a Sági-major közelében és a sukorói Ördöghegyen. Ezek apró, fekete, reakcióudvaros, palás szerkezetű zárványok, sok biotittal, epidottal, amelyeket a gránit a mélyfeküből ragadott magával. Külön meg kell említeni a már ismertetett zoizitos-klinozoisitos-epidotos kőzetdarabot a Meleghegy D-i oldalának gránitjából. Kőzetanyaga a soproni leukofillitre emlékeztet. Ezüstfehéren fénylő, vékonylemezes, palás kőzet. Mikroszkóppal kvarc, muszkovit, zoizit, kevés klinozoisit, epidot és disztén ismerhető fel benne (21. ábra). Mint már említettük, a heverő darabot máshonnan is hozhatták, ezért földtani bizonyító adatnak nem tekinthetjük.

Összegezve a velencei gránitról szerzett ismereteinket, ki kell emelni annak csekély változékonyságát. Szerkezeti jellegében a dinamometamorfózis hiánya, kőzettani szempontból pedig a mikroklín teljes hiánya közös jellemvonás

V. A GRÁNITMAGMATIZMUS TELÉRKÖZET-KÉPZŐDÉSI SZAKASZA

1. A telérek elhelyezkedése és szerkezete

A kialakult gránitmagma térfoglalása, elkülönülései és megmerevedése után a magmás fejlődés köztelérképződési szakasza következett.

A Velencei-hegység magmás fejlődésének ez a szakasza rendkívül élénk volt, ami arra utal, hogy ez a folyamat felszínközeli, hipabisszikus körülmények között ment végbe.

A rendkívül nagyszámú, szétnyíló hasadékok közül a szélesebbeket kitöltő magma gránitporfirként, a vékonyabbakba benyomuló aplittként merevedett meg. A széles és hosszú telérek rajokban szelik át az alapgránitot. Irányuk jellegzetesen a hegység csapásával megegyező. Követik ezenkívül a gránittömög mai felszíni körvonalát, ami a gránittest szimmetrikus kifejlődésére utal.

Igen jellemző, hogy amíg a gránit a palaköpennyel szemben sehohsem jelentkezik aktív magmaként, addig a gránitporfirnak és aplitnak a palaösszlet hasadékaiba való benyomulását számos feltárásban megfigyelhetjük. A különbség akkor is jelentkezik, amikor a gránitot az aplittól vagy gránitporfirtól mindössze pár méter választja el.

Gránitporfir és aplittelérek képződtek a gránittest mai felszínén levő egész tömegében, azonban legsűrűbben mégis a Zsellérek legelőjén és Sukorótól ÉNy-ra fejlődtek ki. A gránitporfirtelérhajók területi elhatárolódása szerkezeti egységek kialakulására, illetve a gránittest részeinek utólagos elmozdulására utal. Ezek a hegység 25 000-es méretű térképén jól láthatók. Ilyen szerkezeti egységeket jeleznek pl. a Zsellérek legelőjén lefutó telérhajó, a kistaludpusztai, a karácsonyhegyi, sárhegyi, mélyszegi és a meleghegyi telérhajók. A Zsellérek legelőjének, de különösen a Mélyszeg teléreinek eltérő csapása nagyarányú elmozdulásokra utal a telérképződés után is. Mivel ez az eltérő irány a Mélyszeg összes telérére érvényes, fel kell tételezni, hogy a Mélyszeg tömbje egészben fordult el az andezitfeltöréssel kialakult «csukló» körül.

VENDL A. monográfiájában két gránitporfirtípust különböztet meg (270), ezek pontos különválasztása azonban a telérek berezitesedése miatt nem volt lehetséges. A telérek szegélyövében kialakult aplitos szövetű kőzetváltozatot külön képződménynek tekinti. Mivel az aplitos szegély csaknem minden vastagabb gránitporfirtelérben kialakult, ezeket nem tekintjük önálló teléreknek, hanem a gyorsabb lehülés folytán létrejött szöveti módosulásnak. Ez a jelenség különösen az Ördöghegyi lejtősaknában volt jól megfigyelhető, ahol a lejtősakna 30 m hosszú szakaszon harántolt gránitporfirtelért, mindkét oldalán aplitszegéllyel, amelyet fokozatos átmenet köt össze a telér közepének jellegzetes velencei gránitporfirjával.

Az aprószemcsés aplitszegély arról tanúskodik, hogy a gránitporfirtelérek képződésekor a kihűlt gránit már jelentős hőelvonóként szerepelt és finomszemcsés kristályosodást idézett elő az érintkezési övben.

A gránitporfirtelérek szerkezet szempontjából igen jellegzetes elrendezésűek. A pákozdi fluorit-bányában, a sukorói Ördöghegyen, továbbá a nadapi táróban harántolt gránitporfirtelérek egyaránt 60–70°-kal ÉNy-nak dőlnek. A Karácsonyhegy Ny-i oldalán, a székesfehérvári szőlőkben, Sukorótól K-re, a mélyszegi emlékmű mellett és számos más helyen a 30°-os hegységcsapásban futó gránitporfirtelérek átlagosan 70°-kal szintén ÉNy-nak dőlnek. A telérek ÉNy-i oldalán a morzsolt gránitot beöblösödő és limonitos, hajlott válllapok szabdalják föl. A székesfehérvári szőlőkben ugyanezen oldalon csaknem 1 m széles, morzsolt, összetört gránit kíséri a telért. Ezenkívül a Karácsonyhegyen a kőfejtőkkel feltárt telér uralkodó hasadási iránya egész hosszúságában megegyezik a telérfalak ÉNy-i dőlésével. Ez a telérszerkezet utólagos, és összefügg a velencei gránitpluton mai megbillent alakjával, ami a csatolt harántszelvényekből is megállapítható (II. melléklet).

Az utólagosan el nem bontott gránitporfir szerkezetében és szövetében elsődleges irányítottagságot nem tapasztalunk, ami arról tanúskodik, hogy a felnyomult magma minden irányú, egyenletes nyomás mellett hűlt ki. TELEKI G. megállapítása, hogy a gránitporfirtelérek hasadécai ÉNy—DK-i irányú nyomóerő hatására jöttek létre (244), nem látszik bizonyítottnak. A gránitpluton alakja szerint ezek elsődleges kihülési, összehúzódási formák, amelyek a nagy hőelvonó felület síkjára merőlegesen fejlődtek ki.

2. A kőzetelérek ásvány-kőzettani jellemzése

A Velencei-hegység telérközetei — amint VENDL A. munkájából is tudjuk — a gránitporfir, aplit és a kerzantit.

a) *Gránitporfir*. A hegység részletes térképezése során három fajta gránitporfirt tudunk megkülönböztetni.

Első a vörösbarna színű holokristályos, vastagabb telér esetén durvaszemcsés szövetű gránitporfir, amelynek porfiros beágyazásai között nem földpát (ortoklász, oligoklász), hanem inkább dihexaéderes kvarc a gyakori. Ez a típus tekinthető a hegység legáltalánosabb telérközetének, amely a székesfehérvári szőlőktől a Meleghegyig és a velencei szőlőkig mindenütt megtalálható. A telérek vastagsága néha 150 m-t, hosszúsága pedig több km-t is elér.

A telérek kőzettani jellege állandó, bár előfordulnak porfiros kvarcbeágyazásban szegényebb szakaszok is. Leírásukat VENDL A. monográfiájában megtaláljuk (270). A Sukorótól ÉNy-ra és DK-re levő gránitporfirfejtők kőzetében ritkán vörösbarna gránát (almandin) is megjelenik.

A másik típus sokkal ritkább és főleg Pákozdtól Ny-ra fejlődött ki. Ilyen található a Szt. Donát kápolna mellett, a Rác bányában és a Csalai erdőben. Ásvány-kőzetanilag VENDL A. monográfiája ezeket is ismerteti (270). Ezek az előbbieknél savanyúbb vegyi összetételű telérek. A Tomposhegyen, Sárhegyen, Ságipuszta környékén, Világos-majornál, Öreghegy és Csöntér-hegy között a VENDL A. leírta gránitporfirtelérek részben az első fajta berezitesedett, elbontott változatai, részben pedig egy harmadik fajta telérközetnek tekinthetők.

A harmadik gránitporfirfajtát az első kettőtől a porfiros kvarcbeágyazások csaknem teljes hiánya különbözteti meg. A zöldesszürke, felzites alapanyagban főleg nagyobb méretű biotitlemezek és nagy földpáttáblák mutatkoznak porfiros beágyazásként.

Ezeket a teléreket a Zsellérek legelőjének ÉNy-i oldalán, a Csalai kastélyhoz közel, a Sárhegy Pákozdtól felé eső fejtőjében, a Sági-majortól Ny-ra, a szűzvári malomnál és a sukorói Öreghegy és Kazalhegy közé eső szakaszon találjuk. A kőzetre a biotit kalcitosodása és az erős kloritosodás jellemző. A Világos-major gránitporfirtelére is ebbe a típusba sorolható. A hegység összes telérei közül ez tartalmazza a legnagyobb szemű porfiros beágyazásokat, csaknem kizárólag földpátot. Ez tehát a hegység egyetlen normális kifejlődésű gránitporfirtelérje. Ennek földpátlécei sem nagyobbak az 1—2 cm-nél.

A VENDL A. által leírt szferolitos, felzites alapanyagú aplittelérek már a kezdődő berezitesedés, vagyis hidrotermális elbontás folyamatának termékei, amelyek végső kifejlődésükben a VENDL A. által fehér porfiros szövetű aplitként leírt kőzetek képződéséhez vezettek. Ezek tárgyalására a hidrotermális képződmények részletezésénél kerül sor.

Felmerül a három fajta közötti összefüggés és kor kérdése. Erre igen nehéz feleletet adni. A különféle gránitporfirtelérek sehosem keresztezik egymást, területileg sem határolhatók el. Pl. a Csalai erdő környékén mind a három típus megtalálható.

Mind ez ideig azt sem lehetett megállapítani, hogy melyik fajta berezitesedett leginkább. Az első gránitporfirfajta berezitesedése a leghatározottabb, minthogy a fokozatos átalakítást ugyanazon teléren (pl. Karácsonyhegyen) végig nyomozhatjuk. A harmadik telér fajta kalcitosodása, kloritosodása szintén hidrotermális átalakulásnak, mégpedig kezdeti fokozatnak tekinthető. Valószínű, hogy mindhárom fajta egyaránt szenvedhetett lebontást, de az elváltozásra az első látszik leghajlamosabbnak.

b) *Aplit*. VENDL A. két aplitfajtát különböztet meg: a panidiomorf szemcsés és a porfiros szövetű aplitot. Az első fajtát két alcsoportra, a rózsaszín és fehér aplitok csoportjára, míg a másodikat három újabb csoportra osztja. Különösen a második fajta egyes változatainál a szerző folyamatosan utal a granofiros szövetre és átmeneti jellegre. Ezek alapanyaga szerinte kivétel nélkül fehér, és biotitot csak foszlányokban, rendkívül alárendelten, vagy egyáltalán nem tartalmaznak.

A képződmények részletes vizsgálata és a kőzetszövet újabb szempontok szerinti értelmezése alapján kitűnik, hogy a második típus mindhárom csoportja az előbbieken tárgyalt gránitporfirtelérek különböző fokú berezitesedése folytán keletkezett. Ugyanez vonatkozik az első

típus második, ún. fehér változatára is, amely messzemenően átalakult fluidális szerkezetűvé kvarcosodott gránitporfir, vagy pedig berezitesedett első típusú rózsaszínű aplit lehet.

Összegezve tehát azt állapíthatjuk meg, hogy a Velencei-hegység területén egyetlen önálló aplitfajta fejlődött ki és ez a rózsaszínű, aprószemű, biotitos aplit, amely rövid és 1 m vastagságot ritkán meghaladó telérek, erek alakjában jelenik meg. Ezek mindenkor ott találhatók, ahol a gránit is megmaradt eredeti állapotában, tehát nem kvarcosodott, nem berezitesedett. Ilyen aplittelérek a hegységben rendkívül gyakoriak. Különösen a Tomposhegy egyes szakaszain és a Gécsihegyen találhatunk igen nagyszámú aplittelért. A pneumatolitos hatásra a Gécsi-hegy telérei is átalakultak, elsődleges szövetük azonban még jól kivehető.

Az apliterek kapcsolata a pegmatiterekkel a¹ Gécsihegyen figyelhető meg. Így a Retezi-hegységben és a hegy csúcsának É-i oldalán levő kőfejtőkben az aplit vízszintes sírei húzódnak az autometamorf gránitban. Az aplit kifejlődése mikropegmatitos, s mint ilyen a greizenesedést bevezető, autometamorf képződményként tekinthető. Tárgyalására később visszatérünk.

Szerkezeti szempontból az aplittelérek a gránitporfirtelével azonos megítélés alá esnek. Részletes leírásuk VENDL A. monográfiájában található (270). Újabb adatokat a kutatások csak annyiban nyújtottak, hogy egyes helyeken turmalinos, rózsaszínű aplitot is találtunk, ezekre azonban az autometamorf képződmények tárgyalása során térünk ki.

Rendkívül érdekes az az aplittelér, amely a sukorói Paskom-szőlők és a legelő határa mentén, a falu szélétől K-nek húzódó hatalmas gránitporfirtelér közbeiktatásaként húzódik. A gránitporfirtelér a régi balatoni műútnál kezdődik és folyamatosan húzódik az olasz kőfejtő alatti nagy törésig, amelynek mentén mély árokvölgy alakult ki. A törés után már nem gránitporfir, hanem biotitban dús aplit a telér anyaga, amely helyenként egészen dús biotitos részeket tartalmaz. Ezt a telért kb. 300 m-en keresztül követhetjük, míg egy újabb törés után ismét gránitporfirként folytatódik tovább a Gécsihegyen át. Itt a hirtelen kőzetváltozás és tektonizmus feltétlen kapcsolatát láthatjuk, ami egyszersmind a gránitporfir és aplit genetikai kapcsolatát is igazolja.

Összetételét és szövetét tekintve ez a kőzet csak abban tér el a típusos aplittól, hogy a holokristályos alapanyagban sok a biotit és porfiroz ortoklász-kvarcbeágyazás.

c) *Kerzantit*. A VENDL A. által említett lelőhelyeken kívül FÖLDVÁRI A. a székesfehérvári kőfejtőből ír le kerzantitot (52). Térképezésünk során a kislaludpusztai kastélytól ÉNy-ra, mintegy 200 m-re találtunk piroxénes-amfibolos kerzantittelért. Vegyi összetétele teljesen megegyezik a már leírt kerzantittelével. A gránit bázisos telérekben — mint látható — igen szegény.

VI. A GRÁNITMAGMATIZMUS PEGMATITKÉPZŐDÉSI SZAKASZA

A Velencei-hegység pegmatitjaival az előző irodalom nem foglalkozik. Hegységünkben a pegmatitképződés igen csekély mértékű volt és valószínűleg ezért nem vonta magára a korábbi szerzők figyelmét.

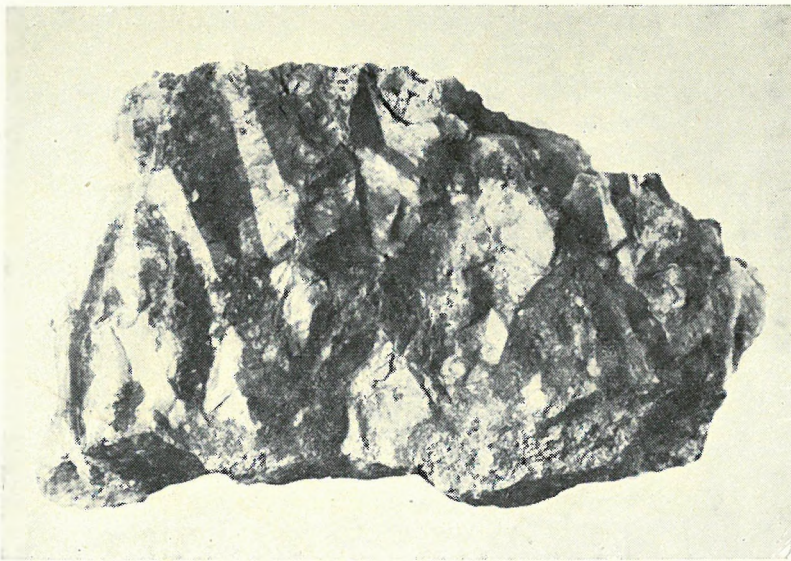
A pegmatitok szórványos megjelenése az aplit- és gránitporfirtelének uralkodó szerepével szembeállítva arra utal, hogy a gránittest ma felszinen levő területén nem volt lehetőség arra, hogy zárt rendszert képező, illó anyagokban gazdag telérek és fészkek kialakuljanak. Ez a szint a nyílt rendszerű teléres képződmények kifejlődésének kedvezett. Mindez a gránit hipabisszikus jellegét tükrözi. Ezzel összefüggésben áll az is, hogy a hegység pegmatitjai nem telérek, hanem kisebb terjedelmű fészkek alakjában fejlődtek ki.

A pegmatitok másik jellegzetessége az ásványszegénység. Fő ásványa a kvarc és földpát, csillám csak ritkán fordul elő, egyéb ásványi alkotórészek pedig még ritkábban találhatók benne.

Pegmatitot a hegységben az alábbi helyekről ismerünk: a székesfehérvári községi fejtőben, a Zsellérek legelőjének Ny-i oldalán a csordakútnál, Pákozdi község Ny-i szélén közvetlenül az út mellett, a pákozdi fluoritkölfejtés feletti domb tetején és a Tomposhegy több helyén, a Sárhegy K-i oldalán a szőlőkben, a sukorói Ördöghegyen, a sukorói legelőn a nadapi úton és ahhoz közel és végül leggazdagabb lelőhely a velencei Gécsihegy. A Gécsihegyen a Retezi-lejtősaknában több helyen, a Retezi-kőfejtőben, a hegy Ny-i gerincén és a központi rész legmagasabb szakaszán, a csúcs alatt levő kőfejtő környékén, ahonnan ÉNy-i irányban húzódva a nadapi legelőig számos helyen kisebb pegmatitmezőt találunk.

A felsorolt lelőhelyek közül a pákozdi fluoritbánya lejtősaknájában talált pegmatit érdemel külön említést, mert benne molibdenit, pirit és egyéb ércek mutatkoznak.

Ásvány-kőzettani és genetikai szempontból a Gécsihegy pegmatitjai azért érdemelnek figyelmet, mert mindenütt, ahol pneumatolitos képződmények vannak felszinen, pegmatit is található. Így a Retezi-féle lejtősaknában több helyen sűrű földpátos, írásgránitos pegmatitfészkeket harántoltak, amelyekben csillám (muszkovit), molibdenit, egy esetben pedig szfalerit volt található. A Retezi-kőfejtő nagyfalában több helyen ugyancsak láthatók a földpátot, kvarcot és kevés csillámot tartalmazó pegmatitfészkek. Több évvel ezelőtt FÖLDVÁRI A. a fejtő környékén pegmatitból kimállott 5–8 cm nagyságú kvarckristályokat talált.



22. ábra.

Nagyszemű írásgránitos pegmatit. Világos: kvarc, sötét: vörös földpát. Gécsihegy központi szakasza, pegmatitkibontás. A természetes nagyság $\frac{1}{3}$ -a. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 22.

Pegmatite graphique à grains gros. Clair: quartz, foncé: feldspath rouge. Au milieu du mont Gécsihegy, ouverture de pegmatite. $\frac{1}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo A. VIDACS)

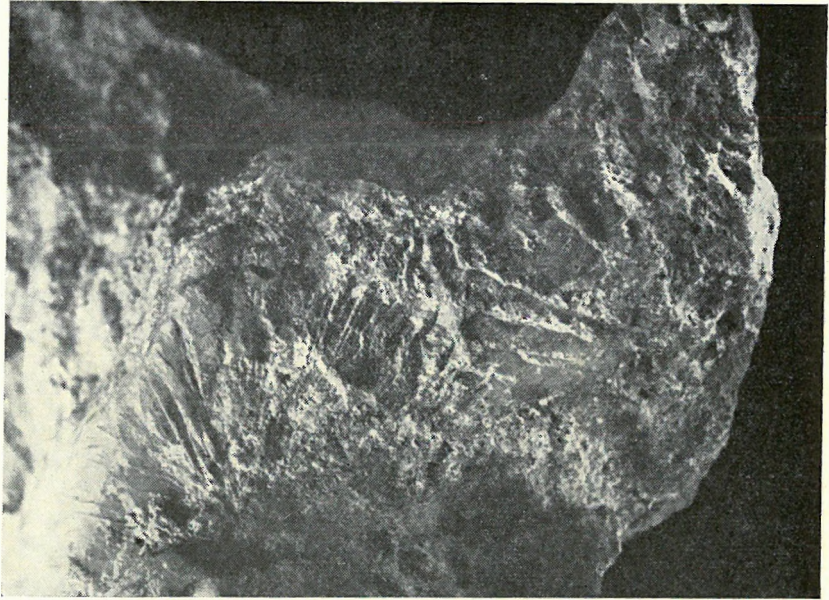
A Gécsihegy tetején, a Szücs-féle préháznál, aplitban, egymás alatt két, egyenként 0,5 m vastag, vaskos kvarcból és földpátból álló pegmatittelér ismeretes. Innen a nadapi legelő irányában a szőlők tele vannak pegmatitból származó kvarcdarabokkal. A Gécsihegy ÉNy-i oldalán kifejlődött kis pegmatitmezőben az Enyedi-féle préháztól ÉK-re találtuk a hegység legszebb pegmatitját. A hematitos, autometamorf gránitban, a turmalinos aplitfészkek K-i felében kb. 2 m vastagságú pegmatit fejlődött ki. A pegmatitfészkek kb. 2 m széles lehet, folytatása a kötőmelék alatt elvész.

A pegmatitban a gránittól az aplit felé öves elrendeződés látható. A gránittal apróbb szemcséjű szakasz érintkezik, utána nagyszemű, írásgránitos, vörösföldpátos öv (22. ábra), majd tömött, vaskos, tiszta földpát, muszkovitos földpát, végül pedig kristályos kvarcból álló öv következik. A kvarc-kristályok hatalmas termékek, saját alakúak, testükbe azonban írásgránitszerűen belenő a földpát. A kristályok csúcsukkal belenyúlnak az érintkező aplitba. A turmalinos aplit tehát fiatalabb a kvarckristályoknál, vagyis a pegmatitnál.

A pegmatit kvarckristályai β -kvarcok. Gyakori a kristályok széttörése és újból való összeforradása. Süveges kvarc is található. A kvarc és földpátöv üreges, az üregekben sejtszerű válaszfalak közé fekete kéreg rakódott le. Az üregeket a pegmatit fejlődésének zárószakaszán ércásványok tölthették ki s ezek oxidációja szolgáltatta a limonitot és piroluzitot. Amuskovit több centimétert is elérő lemezekben, a földpátos övben fejlődött ki és kissé kloritosodott. A földpát pertites, mirmekites, vörös vagy húspiros ortoklász, hatalmas, több kg súlyú darabokban, kristálytani határoló elemek nélkül. Vörös színét a hematiterek pókhálószzerű szövedékétől kapta.

Az aplit, amellyel a pegmatit érintkezik, lítium tartalmú. Mind a pegmatit hasadási lapjain, a kvarckristályok testébe ágyazódva (23. ábra), mind pedig az aplit közetrésein sárgás bevonat van, amelyben egykori sugaras kifejlődésű ásvány üregeinek lenyomata látható. A sugaras lenyomatok igen hasonlítanak az antimonit sugaras halmazaira, de a karfolit kristályhalmazaira is. Abból, hogy az aplitba ágyazva, vagy a pegmatit kvarckristályaiba mélyülve foglalt helyet az eredeti ásvány, arra következtethetünk, hogy nagy hőmérsékleten képződött pegmatitos-pneumatolitos ásvány lehetett. Turmalinnap nyomai ellen szól, hogy a lenyomatok szomszédságában a turmalinos fészkek érintetlenül megvannak. Ha antimonit lett volna, akkor az antimonokkért várhatnánk másodlagos ásványként az üregekben. Az üregeket kitöltő másodlagos ásványt ellenben ERDÉLYI J. (42) jarozitként $KFe_3(OH)(SO)_2$ határozta meg. (Ez származhatott esetleg más ásványok elbontásából.) Tekintettel arra, hogy a közelben lítium tartalmú közeteket találunk, inkább karfolitnak $MnAl_2[(OH)_4SiO_6]$ vagy asztrolitnak $(Na,K)Fe(Al,Fe)_2(Si_3O_{11})H_2O$ gyanítható az eredeti ásvány, amelynek sugaras üregei az aplitban és pegmatitkvarchan megmaradtak. Itt tehát nem annyira a pegmatit írásgránitos, magashőmérsékletű alakja, mint inkább a pneumatolitos-hidrotermális fázisba átmenő szakasza fejlődött ki.

Ha FERSMAN geofázisai (47) alapján akarnánk pegmatitjainkat osztályozni, akkor feltétlenül a kisebb hőmérsékletű érces kifejlődést kellene várnunk. A mi pegmatitjaink azonban



23. ábra.

Pegmatit-kvarckristály testében sugaras ásvány lenyomata. Gécsihegy központi szakasza, pegmatitkibontás. 2,5 ×-ös makroszkópos nagyítás. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 23.

Empreinte de minéral radial dans un cristal de quartz pegmatitique. Secteur moyen du mont Gécsihegy, ouverture de pegmatite. Grossissement macroscopique 2,5 ×. (Photo A. VIDACS)

nem hasonlíthatók össze az Ural vagy más, nagy mélységig lepusztult pluton pegmatitjaival. Ezek inkább a gránit egykori felszínközeli képződményei, amelyek a magmamaradék utánpótlásától elszakítva fejlődtek ki.

Keletkezésükre nézve a mi esetünkben ZAVARICKIJ elméletét sem vehetjük figyelembe (287). ZAVARICKIJ ugyanis a pegmatitképződésben átmenetet lát a folyósmagmás állapotból a hidrotermális ércesedéshez, vagyis a pegmatitképződést nyitott rendszerben képzei el, új anyagok feltörésével és részben a kialakult gránit anyagának újbóli átkristályosításával. Inkább SZMIRNOV elméletét fogadhatjuk el, amely szerint a pegmatit és típusos gránit között az a különbség, hogy a pegmatitfészkekbe szorult ásványképző gőzök hatására lassú kihűlés áll be, ami a környezettől eltérő, nagyméretű kristályok képződéséhez vezetett. Ezért állhatott elő az, hogy az ásványképző gőzök lecsapódása után a magma további része már aplitként merevedett meg.

A Gécsihegy pegmatitmezejének pneumatolitos kőzetek elterjedésével való egybeesése arra enged következtetni, hogy a pegmatitmező alatt esetleg komolyabb pegmatit, illetve pneumatolitos képződmények is lehetnek.

VII. A GRÁNITMAGMATIZMUS PNEUMATOLITOS SZAKASZA

VENDL A. monográfiájában (270) a fluorit megjelenéséből pneumatolitos folyamatokra következtet, és ezeket erőteljeseknek nevezi. Művének megírása idejében azonban a greizenesedés fokozatos kifejlődésének elmélete még nem volt olyan mértékben kidolgozva, hogy a pneumatolízis megfigyelt jeleiből következtetéseket vonhatott volna le és ezek a további kutatások irányításában is érvényesülhettek volna. A közlemény megjelenése után csak annyi történt, hogy VENDL MÁRIA (274) leírta a székesfehérvári aplitbánya turmalinelőfordulását.

Mielőtt a Velencei-hegység pneumatolitos képződményeinek tárgyalására térnénk, röviden tekintsük át a pneumatolízis-greizenesedés vizsgálatának legújabb eredményeit.

A Cseh—Szász Érchegeység Eibenstock—Nydek-i masszívumának autometamorf jelenségeit — greizenes képződményeit — TEUSCHER (249) dolgozta fel. Számunkra igen fontos megállapítása, hogy pneumatolízis a legkülönbözőbb összetételű gránitban kifejlődhet és a K-dús jelleg már a greizenesedést bevezető autometamorf átalakulás eredménye, amely az albitosodáson át a Na vándorláshoz és a K viszonylagos feldúsulásához vezet.

A világ greizenes telepeinek összehasonlítását CISSARZ (25) munkájában olvashatjuk. Az Eibenstock—Nydek-i masszívum csehországi részének petrológiáját V. ZOUBEK (289) dolgozatából ismerjük.

Legújabban a greizenesedés fokozatos kifejlődését N. N. KUREK ismerteti összegfoglaló művében (119). Középső Kazachsztánban, Kounrad környékén végzett kutatások alapján a greizenesedés fokozatos kifejlődésére nézve, a greizen ásványtársulásából a következő fácieseket állapítja meg.

1. *kvarcfácies*: kvarc, rutil (?)
járulékosan: kassziterit, wolframit, scheelit, szulfidok;
2. *kvarc-turmalinfácies*: kvarc, turmalin, rutil (?)
járulékosan: muszkovit, klorit, topáz, kassziterit, pirit, arsenopirit;
3. *kvarc-topázfácies*: kvarc, topáz, rutil (?)
járulékosan: muszkovit, fluorit, turmalin, kassziterit, wolframit, pirit, arsenopirit;
4. *kvarc-fluoritfácies*: kvarc, fluorit, rutil (?), pirit (?)
járulékosan: muszkovit, berill, wolframit, scheelit, Mo-, Cu- és Pb-szulfidok;
5. *kvarc-muszkovitfácies*: kvarc, muszkovit, rutil (?), pirit (?)
járulékosan: fluorit, Mo-, Cu-, Zn- és Pb-szulfidok.

A Velencei-hegység pneumatolitos jelenségeinek megítélésében az a figyelemre méltó, hogy nemcsak topázos, fluoritos, hanem turmalinos, turmalinos-érces, továbbá nemcsak Li csillámos, hanem muszkovitos pneumatolízis is lehetséges és mindezek a típusos greizenesedéshez hasonló ércesedést kísérhetnek.

A korábbi kutatók a greizent klasszikus kifejlődésében vizsgálták. A szovjet szerzők (119) véleménye szerint a greizen egy pneumatolitos folyamatnak, a greizenesedésnek végső terméke. A greizenesedés előrehaladó folyamat, amelynek menete a kiindulási közet jellegétől, az utómagmás rendszer hőmérsékletétől és a hatóanyagok tulajdonságaitól függ. KUREK (119) szerint fejlődésének kezdetén először a biotit változik el, majd a plagioklász és végül a káliföldpát. A greizenesedés legtávolabbi övében a biotitot szericit, klorit és rutil helyettesíti, míg a plagioklászból másodlagos albit, epidot és szericit képződik. A greizenöv közelében eltűnik a klorit, epidot és albit, a szericit pedig muszkovittá változik és megjelenik a fluorit és a pirit.

Ilyen értelemben a greizenesedés a pegmatitképződéshez egészen közeli hőmérsékleten autometamorf változásokkal, mégpedig a pertitesedéssel és albitosodással, vagyis a földpátok belsejében meginduló differenciálódással kezdődik. A fluor, bór hatását ekkor még nem látjuk. Ezután az áthúzódó gőzök tevékenységéeként indul meg az intenzív átalakulási folyamat, amely

a földpátok teljes felbomlásához, csillámok és új pneumatolitos ércásványok képződéséhez vezet. Az ércesedés nem feltétlen tartozéka a greizenesedésnek.

Igen érdekesek a greizenesedés tektonikai összefüggései. Amíg a hidrotermális ércesedés hasadékrendszerhez kötött, addig a greizenesedés kupolás szerkezettel áll összefüggésben, vagy pedig érintkezési övhöz kötött.

A Velencei-hegység pneumatolitos képződményeinek kutatására a palaköpenyben felfedezett turmalinosodás, valamint később a Retezi-fejtőben megvizsgált piritesedés és a gránit autometamorf elváltozása adtak ösztönzést. Az 1952-ben megindított Retezi-lejtősakna molibdenites ércesedése kutatásaink előtt új távlatokat nyitott.

A Velencei-hegység autometamorf pneumatolitos képződményei közé sorozzuk:

- a) a turmalinos palaszegélyt;
- b) a turmalinos gránitot, gránitporfirt és aplitot;
- c) a fluoritodott, turmalinosodott, muszkovitosodott, albitosodott gránitot;
- d) az epidotos gránitot;
- e) a molibdenites kvarcosodást gránitban, aplitban és kontaktmetamorf palában.

Ezek részletes vizsgálata során a következőket állapítottuk meg.

a) *A gránit turmalinos palaszegélye.* Már VENDL A. felismerte az érintkezési átalakulást szenvedett pala turmalinosodását, azonban az akkori feltárási viszonyok nem tették lehetővé a részletek továbbnyomozását.

Az 1950. évi térképezés és az ezt követő vizsgálatok folyamán vált ismeretessé, hogy a turmalinosodás felvezető útjai mindenkor a turmalinos kvarcerek, amelyek a leveles érintkezési paláig hatoltak. A turmalinosodott palaburok a gránitot teljesen körülveszi. A fekete kőzet igen hasonlít a liditre és azzal könnyen összetéveszthető.

A turmalinosodott metamorf palaszegély a Csalai felsőmalomnál kezdődik. Itt a kőfejtő feletti szántóföldeken törmelékben és palakibúvásokban mindenhol ilyen kőzetet találunk. Innen a Kőrakáshegy irányában a kontaktpalát több helyen 10–20 cm vastag turmalinos kvarcerek szelik át. Ezeket KISS J. is ismerteti (95). Az általa leírt kétféle turmalin genezise nem látszik elfogadhatónak. A vállapok és a kontaktpala turmalinja egyaránt kvarcerekből származik. Ez jól látható a Gécsihegy D-i oldalának érintkezési paláin, amelyben a fekete turmalin apró pontjai a kvarcerektől távolodva mind gyérbek, míg végül eltűnnek. A turmalint mindenütt muszkovit kíséri; pneumatolitos képződmény és nem hozható közvetlen genetikai kapcsolatba a galenites-szfererites hidrotermális telérekkel, különösen pedig nem az antimonitnyomokkal. A kőrakáshegyi lejtősakna irányvágata már belejutott a turmalinos övbe. A turmalinon kívül muszkovitosodást és erős rutilképződést lehet mikroszkópos vizsgálattal megállapítani.

A turmalinos öv a Vargahegyen keresztül tovább folytatódik. Szabad szemmel a turmalin csak ritkán látható, mellette más, vastartalmú ércásvány is lehetett, amire a limonitképződés utal.

A szűzvári malomnál és a Vaskapuhegyen csak elvétve találunk a palában turmalinos beszüremkedést és fekete turmalinos kvarcereket. A palaösszlet itt inkább lidites. Úgy látszik túl messze vagyunk itt a gránittól ahhoz, hogy turmalin képződhetett volna. Viszont a Meleghegy É-i peremén, a vadas kert kerítése mentén, az Antóniahegyen át a lovasberényi országúton keresztül nyomozható a Templomhegy irányában, ahol a fiatal képződmények alatt tűnik el.

Ez a legerőteljesebben turmalinosodott szakasz. A pala turmalinnal való átitatódása olyan nagyfokú, hogy az Antóniahegy K-i oldalán kifejezetten turmalin-szirt képződött 2–3 cm-es turmalintükkal. Ezen a szakaszon a turmalinosodott öv kb. 120 m széles. A turmalinon kívül muszkovit és rutil található egy vastartalmú ércásvány társaságában, amelyből limonit képződött. A turmalinszirtet 5–10 cm széles, turmalinfészkes fehér kvarcerek szelik át. A kvarcérpalahatáron muszkovitszegély képződött.



24. ábra.

Turmalinos kvarcér érintkezési átalakulást szenvedett palában. Vékony oszlopos egyedek: turmalin, Gécsihegy D-i oldala. + Nik. 35 ×. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 24.

Veine de quartz à tourmaline, en schiste de contact. Lattes minces: turmaline. Versant S du Mont Gécsihegy. Nic. +; 35 ×. (Photo B. JANTSKY)

A következő turmalinos sáv a Gécsihegyen fejlődött ki a Retezi-kőfejtő és a velencei községi palabánya között kb. 100 m szélességben.

A turmalinos kvarcerek a palaköpenyt a palásodásra harántirányban szelik át. Ezt a velencei községi bányában, továbbá a gécsihegyi mélyút bevágásában láthatjuk, ahol a 70/50—60° alatt dőlő palaösszletet 70°-os csapásban három, egymáshoz közelfekvő, 30 cm vastag turmalinos kvarcér szeli át. Ezek a kvarcerek turmalinon kívül rutil- és gránátszemeket tartalmaznak (24. ábra).

A turmalinos kvarcerek a Gécsihegy 5000-es méretű térképén feltüntettem. Vékony turmalinos kvarcerek a Retezi lejtőszakna 60°-os vágatának utolsó métereiben is harántoltunk.

A fenti lelőhelyeken kívül a turmalinosodás a Sukorótól É-ra, a Meleghegy D-i oldalán közbecsített palafoszlányokbar ugyancsak megtalálható.

A turmalinosodás mindenhol kvarcerekhez kapcsolódik, típusos pneumatolitos képződés, ezt igazolja a kvarcerek mentén keletkezett muszkovitszegély is. Képződésének szakaszairól az egymást átszelő turmalinos kvarcerek hálózata tanúskodik.

A turmalinosodás ráncos (ptygmás) gyűrődéssel járt együtt (25. ábra), és a későbbiek során a ráncosan gyűrt turmalinszírt darabok összetöredeztek, majd újabb turmalinos kvarcanyaggal breccsává cementálódtak. A turmalinosodás utolsó szakaszának termékeként csaknem tiszta kvarcerek szelik át a turmalinosodott palát.

A még későbbi hidrotermális folyamatok a turmalinosodott kőzetet elbontották. Ezt az Antóniahegyen talált kőzetdarabokon tapasztalhatjuk.

Az érintkezési átalakulást szenvedett palaszegély turmalinosodása során fekete turmalin (schörl) képződött. Csak a Csalai felsőmalomnál sikerült találni egy geodát, amelyben hosszú rubellitűk nyúltak befelé a geoda faláról.

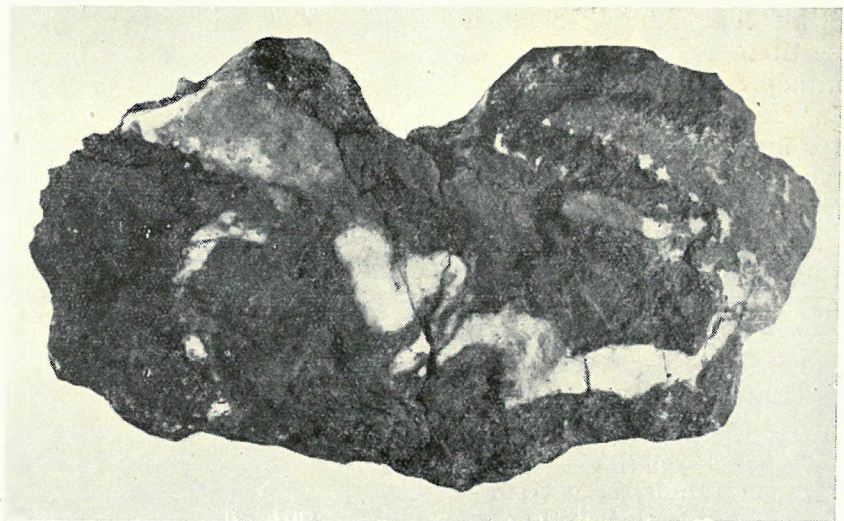
A turmalinon kívül muszkovit, szericit, ritkán gránát és ércásványok is képződtek, utóbbiak után limonit maradt vissza.

Összegezve az elmondottakat, a palaköpeny turmalinosodása a gránitpluton magmás fejlődésének pneumatolitos szakaszával áll összefüggésben és pneumatolitos kontakt-jelenségnek tekinthető. A KUREK-féle fáciesbeosztás szerint a második csoportba sorozhatjuk.

Azt, hogy a turmalinos pneumatolízis milyen viszonyban áll a pneumatolitos ércesedéssel, ez idő szerint még nem tudjuk. A Retezi-lejtőszakna 60°-os vágata molibdenites gránit után tektonikusan érintkező turmalinos palába jutott, amely a vállapok mentén muszkovittal kísért molibdenitpikkelyekkel volt behintve. A turmalinos kvarcerekben azonban molibdenit nem található. Eszerint a turmalinos kvarcerek nem állnak összefüggésben a molibdenites kvarcerek képződésével. Igen jellemző, hogy a turmalinos érintkezési palával tektonikusan érintkező gránitban turmalin nyomokban sem található. Ugyanakkor az alsó Retezi-bányában feltárt aplittelér turmalinos. Ezzel szemben a Gécsihegy tetején húzódó turmalinos gránit-aplitvonulat közvetlen érintkezésén, az érintkezési átalakulást szenvedett palaköpeny muszkovitos, de turmalinmentes.

A turmalinosodott palában, a hegység egész területén, hiányzik az andaluzit és sillimanit. Eltűnik a csomópala is és a kőzet sötét, turmalinos, muszkovit-szericites palába megy át.

b) *Turmalinos gránit és aplit.* A korábbi irodalom csak a székesfehérvári aplitbányából ismertet turmalint (274). Az 1950. évi kutatások folyamán a Gécsihegy központi szakaszán gránitban és aplitban egyaránt találtunk turmalint. Itt 280°-os csapásban turmalinos öv nyomozható a következő domb tetejéig. A

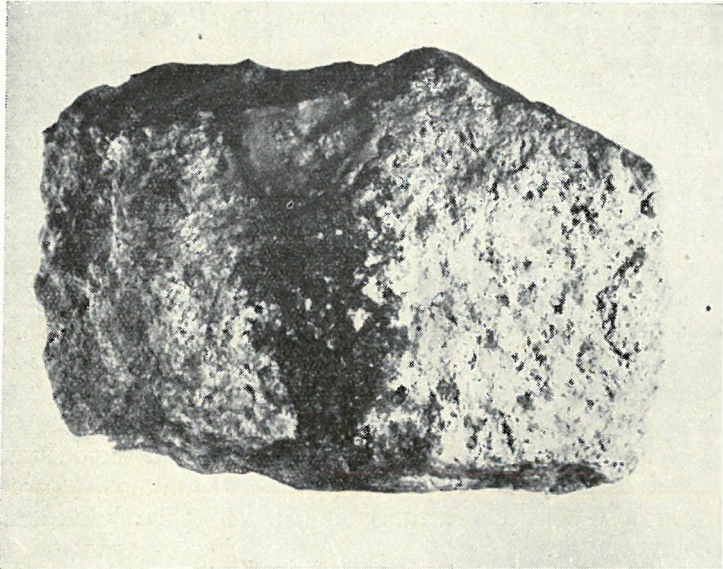


25. ábra.

Ráncosan gyűrt, kvarceres turmalinszirt. Antóniahegy csúcsa. A term. nagys. $\frac{1}{3}$ -a. (Foto: DÖMÖK T.)

Fig. 25.

Rocher à tourmaline, plissé en rides, à veines de quartz. Sommet du mont Antóniahegy. $\frac{1}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. DÖMÖK)



26. ábra.

Turmalinos ér aplitban. A fekete turmalin beszövődik az aplitba. Term. nagys. (Foto: Dömök T.)

Fig. 26.

Veine de tourmaline dans l'aplite. La tourmaline noire se tisse dans l'aplite. Grandeur naturelle. (Photo Mlle T. Dömök)

köpeny turmalinosodásától. A gránitban sehol sincsenek turmalinos kvarcerek, ehelyett a turmalinos fészkeket pegmatitszerűen kifejlődött földpát szegélyezi.

A turmalin színéből, természetből vagy pleokroizmusából genetikai különbségekre következtetni a mi esetünkben nem indokolt. Az alkati eltéréseket a kristályosodás különböző fizikokémiai viszonyaira és a különböző környezetre vezethetjük vissza.

c) *Fluoritosodott gránitot* találunk a sukorói ún. olasz kőfejtőben és a Gécsihegy több pontján, de különösen az Enyedi-féle gránitfejtő D-i sarkában. Apró fluoritfészkek ezek, amelyek mindenkor egyéb pneumatolitos ásványokkal kapcsolatosak. A fluorit színe élénk lila. Kísérő folyamatok albitosodás, pertitesedés, muszkovitosodás és molibdenitképződés.

Az olasz kőfejtő gránitjának kis miarolitos üregeiben a fluorit kvarccal együtt, fennőve és apró szemecskékben szétszórta található. A fluoriton kívül itt elvéve csak molibdenitet találtam apró fészkekben. Az autometamorfózis egyéb jelei itt még hiányoznak.

Az Enyedi-féle gránitfejtő D-i sarkában 3 m széles sávban lilásbarna árnyalatú gránit található, amely apró fluorit és molibdenitfészkeket tartalmaz. Egy kőzetpéldányban kis topázkristály is volt, amelyet MAURITZ B. határozott meg.

A lila fluorit szabálytalan körvonalú, mindenkor a lebontódó földpátszegélyen helyezkedik el, a molibdenit előzővel együtt elvéve, apró fészkekben, erekben található. A kőzetben ezenkívül intenzív a pertitesedés, albitosodás (28. ábra). A pertitesedés sokszor

turmalinos öv nagyjából egybeesik a pegmatitos mező kiterjedésével is. Turmalinos aplit fordul még elő az alsó Retezi-kőfejtőben, a Mélyszegen és végül az Ősihegy és Üveghegy között, Pákozdtól Ny-ra. A székesfehérvári aplitfejtőben pásztásan váltakozik a biotitos és turmalinos telérgránit. Az aplitokban a turmalin mindent a granofiros szövetű kőzetben jelenik meg, gyakran kvarccal írásgránitos összenövésben. A gránitban fészkeket, járatokat képez (26. ábra), gyakran nagyszemű halmazokban kristályosodik (27. ábra). A turmalinosodás velejáráói az autometamorfózis egyéb jelenségei: a muszkovitosodás, pertitesedés, albitosodás stb., ami az Enyedi-féle kőfejtőben és az alsó Retezi-kőfejtő aplitjában is tapasztalható. A turmalin színe fekete, mikroszkópban tintakék, barna, sárgásbarna.

A gránit és aplit turmalinosodását külön kell választani a pala-



27. ábra.

Turmalinos gránit makroszkópos képe. Sötét: turmalin, világos: földpát, kvarc. Gécsihegy központi, turmalinos szakasza. Term. nagys. $\frac{2}{3}$ -a. (Foto: Dömök T.)

Fig. 27.

Granit à tourmaline. Foncé: tourmaline, clair: feldspath, quartz. Secteur moyen, à tourmaline du mont Gécsihegy. $\frac{2}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. Dömök)

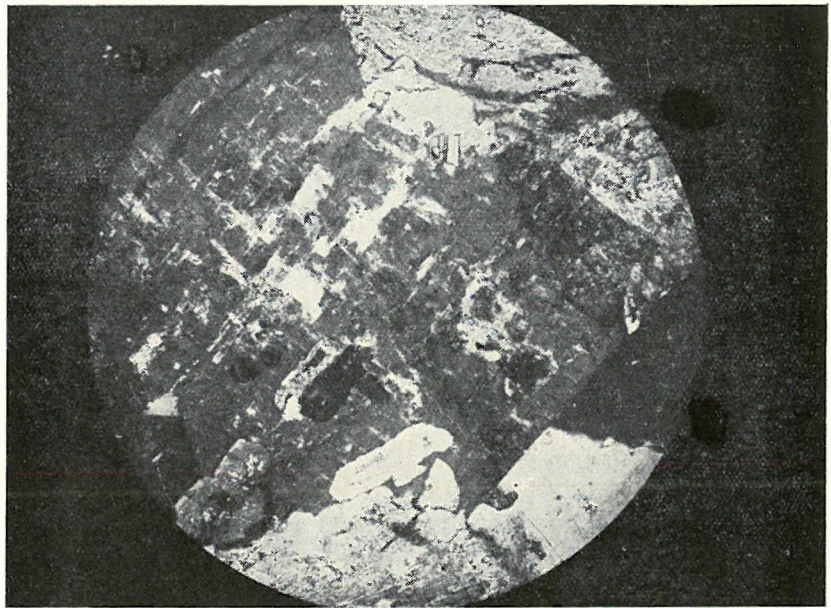
egyirányú szalagok alakjában fejlődött ki. Az albit azismert sakktablaszerű alakban, vagy pedig idősebb földpátszemek szegélyeként, köztes terek kitöltéseként jelenik meg.

A muszkovitosodás a földpátokat emészti fel, a fejlődő csillám előbb apró, szericitszerű szemekben, majd nagyobb lemezékké egyesülve foglalja el a földpátok helyét. Eközben másodlagos kvarc képződik, amely szabálytalanul helyezkedik el a megmaradt elegyrészek között.

Az előző fejezetben leírt pegmatitlelőhely környékén képződött aplitban flogopit található. Kvarcercskékkal átjárt földpátból keletkezett (29. ábra). A vegyelemzés ebben az aplitban 0,02% Li-t mutatott ki, ami valószínűleg a muszkovit-flogopit apró pikkelyeiben nyomelemként van jelen.

A Gécsihegy központi szakaszán jelentős kőzetlebontásból eredő teljesen kvarcosodott kőzetdarabokat találni a Szücs-féle prэшáz környékén és ÉK-i oldalán. Ezekben a mikroszkóp alatt csak rutil, kvarc és kilúgozott ércásvány utáni üregek találhatók kevés limonitmaradvánnyal. Kisérő jelenségnek tekinthetjük a hematitosodást is, ami ugyanezen a területen található. Az előző fejezetben említett pegmatit vörös földpátjainak hematitosodásához hasonlóan az ÉK-i oldal köfajtójében jól látható a hematitosodás alulról ható folyamata. A hematit, járatok mentén, a földpátszemekbe szűrődik be és pókhálószerűen járja azokat át. Hematitosodott autometamorf gránitot találunk az Eibenstock—Nydek-i masszívum több helyén is. Képződését feltétlenül a szulfidos ércesedés előtti szakaszra kell tenni, amely még az oxidos érc kiválásnak kedvezett.

A hematitosodás másik formáját a napapi andezithányától DNy-ra levő orom közelében láthatjuk. A széteső gránitporfir apró darabjainak mikroszkópi vizsgálata során megállapíthattuk, hogy a hematit kizárólag a földpátszemekben halmozódik fel és teljesen hiányzik a kvarczárványokból. Ezt te-

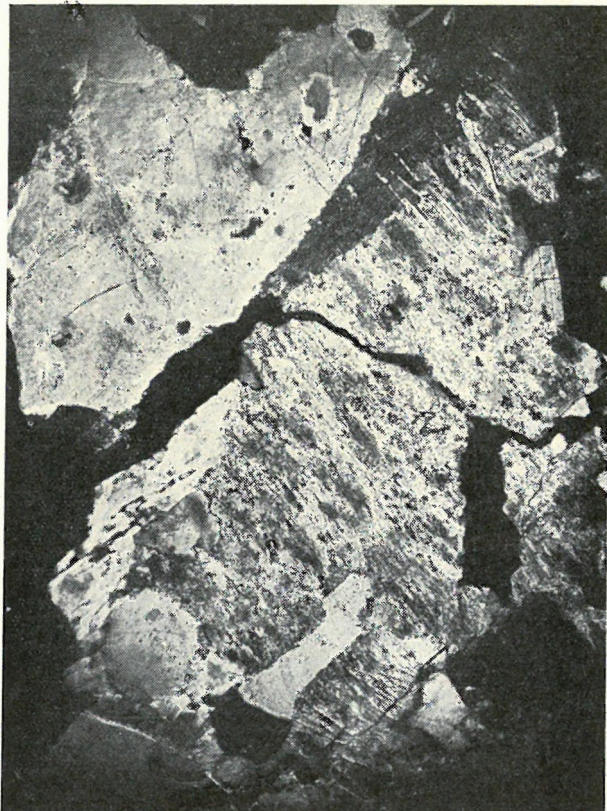


28. ábra.

Sakktablaszerűen albitosodott földpát autometamorf gránitban. Gécsihegy, Enyedi köfajtó. + Nik. 35 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 28.

Feldspath albitisé en échiquier, dans le granit autometamorphique. Mont Gécsihegy, carrière de Enyedi. Nic. +; 35 ×. (Photo J. Kiss)



29. ábra.

Flogopit képződése földpátból, greizenesedett gránitban. A flogopit csak a földpátból képződik és körülöleli a kvarcveinákat. Gécsihegy központi szakasza. + Nik. 30 ×. (Foto: Kiss J.)

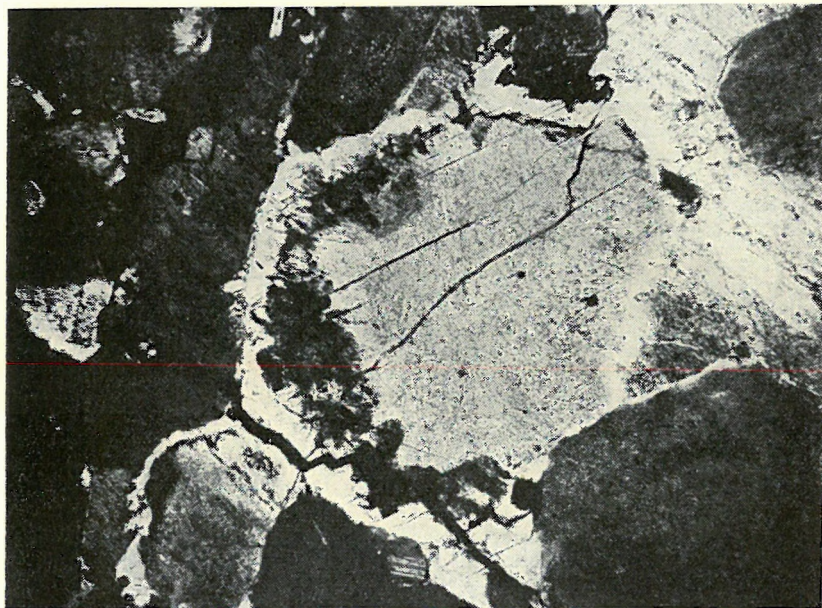
Fig. 29.

Formation de phlogopite du feldspath, dans le granit greisenisé. La phlogopite ne se produit que du feldspath et se tisse autour des veines de quartz. Secteur moyen du mont Gécsihegy. Nic. +; 30 ×. (Photo J. Kiss)

hát nem az andezit-vulkanizmus kontakt vagy utóvulkáni hatásának, hanem a gránitpneumatolízis képződményének kell tekinteni.

Autometamorf folyamat eredménye a Retezi-féle felső kőfejtő falában található aplitoid kőzet. Ez az aplitoid kőzet vízszintesen sávós és asszimilált sötét elegyrészek halmazait tartalmazza. Helyenként palás szerkezetű, rendkívül biotitdús, szürke, kristályos palához hasonló. Mikroszkóp alatt több kvarcszemen áthaladó, vékony biotitlemezek és kétféle földpátgeneráció tanúskodik az erős autometamorfózisról. Bár a lejtősakna a kőfejtő alatt halad át, a felszínen észlelhető kőzetfajtákat lent nem harántoltuk. Ehelyett a 60°-os vágatban muszkovitos, molibdenites aplit érintkezési átalakító hatása ismerhető fel a metamorf palán. Az aplit a felszínen ismert aprószemű, holokristályos aplithoz hasonló, csak a színe nem rózsaszín, hanem világosszürke. Elegyrészei biotit, ortoklász, kvarc: autometamorfózis során muszkovit halmazok képződtek, amelyekben molibdenitszemek is láthatók.

d) *Epidotos gránit*. A gránit epidotosodását is pneumatolitos jelenségnek kell tartanunk. A gránit erőteljes epidotosodása tapasztalható a Velencei-hegységben Sukorótól É-ra a meleghegyi gránitfennsík DNy-i szegélyén, a Kazalhegy és Öreghegy között, továbbá gyenge epidotosodást találunk a Sági-majornál, a szűzvári bányában és a pákozdi fluoritbányától ÉK-re. A meleghegyi fennsík gránitjában apró, helyenként sűrű miarolitos üregek vannak, sugaras, fűzőld, sárga vagy haragoszöld epidotkristályhalmazokkal kitöltve. Ezek körül minden esetben



30. ábra.

Klorit albitosodott földpátban a földpát-albitszegély között. Enyedi kőfejtő autometamorf gránitja. + Nik. 22,5 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 30.

Chlorite en feldspath albitisée, entre des bordures de feldspath et d'albite. Granit autométamorphique de la carrière de Enyedi. Nic. +; 22,5 ×. (Photo J. Kiss)

kívörösödött földpátgyűrű alakul ki, amelyben a földpát szemek nagyobbaknak látszanak, mint a típusos kőzetben. A három utóbbi lelőhelyen az apró epidotszemek nem legyező alakúak, hanem szabálytalanok, és zöld pleokróos biotittal együtt jelennek meg, azonban ezeket is vörös földpátgyűrű veszi körül. A földpátgyűrű és epidotos fészkek képződése feltétlenül másodlagos folyamat, keletkezésük azonban arra az időre tehető, amikor az epidotot létrehozó hatóanyagok még a földpát szemek növekedését is elősegíthették. A kőzet földpátjai az említett területeken mindenhol öves felépítésűek, ami a magma utólagos megváltozására utal. A belső övek házi-sosabbak a külsőknél.

Az epidotos gránit apróbb szemű, szürke, a három utóbbi helyen pedig porfirosozott kifejlődésű. Az epidoton kívül járulékosan zoizit látható a földpát intenzív szericitesedése mellett. Kloritosodást az Enyedi-féle bányában találunk. Itt a kőzetátalakulással kapcsolatban a földpátban is keletkeznek apró kloritszemek (30. ábra).

e) *Molibdenites kvarcosodás a gránitban, aplitban és érintkezési átalakulást szenvedett palában*. A molibdenit kutatásának történetéhez tartozik — amint már említettük —, hogy 1912-ben SCHAFARZIK F. (191) egy kirándulás alkalmával a nadapi alsó andezitbánya udvarának gránitfalában, a bejárat mellett, tízföldes nagyságú molibdenitfészket talált. 1952 telén a sukoró-ördöghegyi lejtősakna 50–70 m közötti szakaszából kikerült hányón a gránitban találtunk egy kis molibdenitfészket. Kb. két hónap múlva a Retezi-féle lejtősakna 45 m-éből hüvelykujnyi molibdenitkristályok kerültek elő, 5 cm vastag kvarcérbe ágyazva. Ezután a Retezi-féle felső és alsó fejtőben, majd a Gécsihegy csúcsától ÉK-re mélyített felszíni aknában is megtaláltuk. Előkerült ezenkívül a Meleghegy központi tömege alá hatoló, ún. nadapi tároban és a pákozdi lejtősaknában.

A molibdenitkutatást a hegységben először FÖLDVÁRI A. végezte a Földtani Intézet megbízásából 1946—47-ben. Ennek eredményéről 1947-ben a Földtani Intézet vitaulésén beszámolt (51). Rendkívül érdekes, hogy bár FÖLDVÁRI A. a molibdenit megjelenését andezithez kapcsolja, mégis abba a Climax-Mine típusba sorolja, amelybe az akkor még általa nem ismert molibdenites kvarcerek valóban tartoznak. Vizsgálatainak részleteredményei — nevezetesen, hogy a Meleghegy kvarcitjában és a Cseplekhegy kvarcitjában is kimutatta nyomelemként a molibdent — mint később látni fogjuk, a molibdenitkutatás elé távlatokat nyitott.

Amikor a Velencei-hegység gránithoz kötött nagyarányú kvarcosodása előttem ismertté vált, FÖLDVÁRI A. kutatásai alapján terelődött figyelmem a Gécsihegy felé, ahol a greizenesedés köztékei nyomait, továbbá a nagyobb hőmérsékletű ércesedés jeleit már ismertem. Ezek alapján javasoltam 1951. évi jelentésemben, hogy a „Gécsihegy Retezi-féle fejtőjében kibukkanó piritésedés mélyebb szintjét a velencei gránit nagyobb hőmérsékletű ércesedése szempontjából kutassuk meg.” 1951. év őszén az akadémiai főbizottsági ülésen tartott beszámolómat követő vita után a Főbizottság javaslatomat elfogadta és a Retezi-féle lejtősakna telepítéséhez hozzájárult.

A lejtősaknában 45 m-ben talált muzeális molibdenitkristályhalmazok után (31. ábra) folyamatosan jelentek meg a vékony molibdenites kvarcerceskék, amelyek a gránitot 60—70°-os csapásban szelik át.

1. A molibdenitesedés genetikai kapcsolatai

A Retezi-lejtősaknában minden harántolt pegmatitfészkek tartalmazott molibdenitet. A molibdenitképződés tehát a magmás fejlődés pegmatitos fázisában már megindult. Ezután képződtek azok a vékony, 1—2 mm-től 5 cm-ig változó vastagságú kékes kvarcerek, amelyekben kétoldali szegélyként a molibdenit



31. ábra.

Molibdenitfészkek a molibdenites kvarcban. Retezi-lejtősakna 45 m. A term. nagys. $\frac{1}{2}$ -e. (Foto: DÖMÖK T.)

Fig. 31.

Nid de molybdénite, en quartz à molybdénite. Descenderie de Retezi, 45 m. $\frac{1}{2}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. Dömök)



32. ábra.

Molibdenites, pirités ér gránitban. Mo molibdenit; P pirit. Retezi-lejtősakna 60°-os vágat. 3 ×. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 32.

Veine à molybdénite et pyrite dans legranit. Mo molybdénite, P pyrite. Taille à N 60° E dans la descenderie de Retezi. 3 ×. (Photo A. VIDACS)

kisebb-nagyobb leveles halmazai kristályosodtak ki.

A kékes kvarcerek ércásványai a molibdenit, alárendelten a pirit, ritkábban kalkopirit. A nem érces kitöltést egyedül a kvarc képviseli. Földpátot seholsem sikerült az erekben találni. Hasonló kifejlődés mellett tehát ebben különbözik előfordulásunk a Climax-Mine előfordulásától, ahol a kvarcerekben ritkán ortoklász is található.

A molibdenites, kristályos kvarcerekon kívül sötétszürke, kovás erek is húzódnak a gránitban. Ezekben főleg pirit van kevés szfalerittel és galenittel.

A bányászati munkálatok előrehaladásával olyan molibdenites kvarcerek váltak ismeretessé, amelyekben jelentős mennyiségben volt pirit is, viszont a sötét kovás erek között találtunk olyat, amelyben a piriten kívül gyér

molibdenittartalom is mutatkozott. Ilyen pl. az a fekete, kovás ér is, amely a felső Retezi-fejtő D-i falában a pirites gránit mellett húzódik. Végül a kutatás utolsó szakaszában, a 60°-os vágatban sikerült olyan kvarceret találni, amely egyik oldalán kékes, kristályos molibdenites, a másik oldalán pedig sötét, kovás, pirites (32. ábra). A molibdenites rész piritet, a pirites rész pedig molibdenitet is tartalmaz.

Ezzel igazolást nyert, hogy a pegmatitképződés után, földpátnélküli kvarcerekben indult meg a molibdenit kicsapódása és ekkor érte el optimális szakaszát is. A csökkenő hőmérséklettel gyarapszik a pirit és csökken a molibdenit, míg végül csak pirites hidrotermális, kovás erek képződése következik. Van egy hőmérsékleti szakasz, amikor mindkét ásvány együtt válik ki. E folyamat során a gránit szerkezeti viszonyai is változnak és az uralkodó 60–70°-os csapás helyett a kovás erek már határozott irány nélkül szelik át a gránitot.

A bányában megismert genetikai kapcsolat után a Retezi felső fejtőben, a nagy falon sűrűn találtam vékony kvarcereket, amelyek egy része molibdenites, másik pirites, harmadik típusban pedig mindkét ásvány megtalálható.

A radiológiai értékek azonossága alapján a Gécsihegy megkutatott ÉK-i részén, ahol a külszínen csak kovás erek voltak a gránitban és aplitban ismeretesek, felszíni aknában, kovás erecskéken kívül, apró fészkekben találtuk meg a molibdenitet. Ugyanígy elég sűrű hintésben jelenik meg a nadapi táróban a 70 m-nél húzódó, fekete, pirites kvarcérben és mellette a kvarcosodott gránitban.

A Gécsihegy mindhárom lelőhelyén a molibdenites kvarcerek mind a gránitot, mind pedig az aplitot átszelik, vagyis aplit utáni képződmények.

Ugyancsak megtaláltuk a molibdenitet az érintkezési palán áthatoló és azt átalakító aplitban is, amely muszkovitot is tartalmaz.

A kutatások alapján tehát nyilvánvaló a molibdenit gránitmagmából való származása s egyrészt a pegmatitokkal, másrészt pedig a pirites kvarcerekkel való genetikai kapcsolata. A molibdenitkiválás feldúsulásának nyomozásához a következő szerkezeti és hőmérsékleti feltételek megállapítása szükséges.

a) A molibdenit a greizenesedés kupolás szerkezetéhez vagy pedig a későbbi, szulfidos telérek haránthasadékrendszeréhez kötött-e?

b) Mélyreható különbség van-e a molibdenites és molibdenitmentes kvarcerek szerkezeti irányai között? Különálló szerkezeti változások-e ezek, vagy pedig átmenettel egymásba kapcsolódó, szerkezetileg is folyamatos kialakulásról, fejlődésről beszélhetünk?

c) A molibdenites erek a függőleges érceloszlás alapján várhatók-e a mélységben ott, ahol a külszínen csak kovás erek ismeretesek?

d) A molibdenit jelentkezése a palaérintkezéstől független-e, vagy pedig kontaktképződmény?

e) A molibdenitesedés az érintkezési palában milyen szerkezeti formában folytatódik?

f) A molibdenitesedés és turmalinosodás között milyen genetikai és szerkezeti kapcsolat áll fenn?

Az első kérdést két lelőhely dönti el, a Climax-Mine kupolás tölcészerű elrendeződése (71, 206, 265) és a krupkai előfordulás, ahol a pegmatitos, greizenes képződményt telérszerűen molibdenites kvarc töri át. A molibdenitnek e kvarcerekben feldúsuló típusa szerkezetileg a pneumatolitos ércesedés kezdeti szakaszán kupolás szerkezetet átszelő, vékony kvarcerekben, tehát hasadékkitöltésben jelenik meg. Szerkezetileg és ásványtanilag is átmeneti forma a greizenkitöltés és a kupolás szerkezet, valamint a szulfidos, hidrotermális telérkitöltés között. Ez a kettős jelleg a Gécsihegyen igazoltnak látszik. A Meleghegyen ezzel szemben már inkább a teléres, szulfidos kifejlődés az uralkodó.

A molibdenites kvarcerek szerkezeti irányai különállók és jellegzetesnek mondhatók, különböznek mind a porfir- és aplitereknek hegységcsapással egyező irányától, mind az erre merőleges iránytól. A Retezi-lejtősaknában a pirites erek iránya élesen eltér a molibdenites erekétől. A felső Retezi-fejtő homlokfalában a molibdenites és pirites erek viszont egymással váltakozva, de azonos csapásban haladnak. A pneumatolitos fejlődés során valószínűleg a molibdenites hasadékképződés is fejlődésen ment át és új, a hidrotermális hasadékképződésre jellegzetes irányok váltak uralkodóvá. A kettő között, akár lassú, akár hirtelen változás formájában, de tektonikai kapcsolat áll fenn.

Harmadik kérdésünk rendkívül fontos a molibdenit további kutatása szempontjából. Vajon a molibdenites kvarcerek egy bizonyos magasságon túl nem változtak-e át kovás-pirites erekké? Más szóval, a külszínen levő kovás erek nem alakulhatnak-e a mélység felé molibdenitesekké? A pirites, kovás erek szerkezeti megjelenése ugyanis teljesen egyezik a

molibdenites erekével és azokkal, amelyeknek hálózatát a Cseh-Szász Érc-hegységben zwitteresedésnek nevezik. Ha tehát időben és szerkezetileg nincs különbség közöttük, akkor a kitöltés eltérése csak a függőleges zonációból, vagyis hőmérsékleti különbségből eredhet. Ez a kérdés annál is inkább érdekes számunkra, mert a kovás erek övei a Retezi-lejtősaknában és Retezi-fejtőben, de különösen a Gécsihegy tetején gyakoriak, ahol pókhálószerűen járják át a greizenesedett kőzetet. A csökkenő hőmérséklet következtében a MoS_2 kicsapódása mind mélyebbre és mélyebbre szorulhatott, így bizonyos szinten felül már vegyesen, azon felül pedig kizárólag pirites ereknek kellett elméletileg képződniük. Tehát a pirites erekkel sűrűn átjárt — külszínen limonitos — gránit (Climax-Mineben is ez a külső ismertetőjel) alatt feltételezhetjük a MoS_2 -tartalom dúsulását.

Negyedik kérdésünk hasonló fontosságú. Eddigi ismereteink szerint a molibdenit apró előfordulások, nyomok alakjában Pákozdtól a Cseplek-hegységig szinte mindenütt fellelhető. Földdúsulása azonban úgy látszik, a hegység ÉK-i peremén, a pneumatolitos folyamatok erősödésével párhuzamosan következett be és ebben a szegélyi helyzetnek is szerepe van, mint ahogyan szerepe van a palaköpenyben kialakult turmalinos öv képződésében is. A Retezi-bányában a 60° -os vágat végén megjelenő molibdenitfészkes vállapú pala igazolja, hogy a MoS_2 képződése érintkezési jelenség. A molibdenitesedés átterjed a kontaktpalába is, bár a kettő között tektonikai érintkezés, hatalmas törmelékes, hidrotermális képződményekkel kitöltött vetődés húzódik. Hogy a molibdenitesedés itt is megvan, arra utal, hogy a tektonikus érintkezés a gránit és pala között már a molibdenitesedés előtt megvolt. Minthogy molibdenit található abban a muszkovitos aplittelérben is, amely a fenti áttöréstől 10 m-re a palát átalakítja és annak darabjait magabazárja, arra következtethetünk, hogy a gránit—pala tektonikus érintkezés, a molibdenitesedés és aplitfeltörés előtt alakult ki.

Ha a molibdenit kontakt szerkezeti kapcsolatát elfogadjuk, akkor a Retezi-fejtőtől a Meleg-hegység és a turmalinos öv mentén mindenhol lehet reményünk eredményes molibdenitkutatásra, különösen ott, ahol esetleg a gránit ópaleozóos mészkővel érintkezik. Ez esetben olyan molibdenittelep keletkezhet, mint pl. az azegouri (280). Erre a Gécsihegytől K-re eső lesüllyedt területen számíthatunk, mert a velencei Úttörő üdülő parkjában lemélyített fúrásból FÖLDVÁRI A. szerint (53) szabadbattyáni típusú ópaleozóos mészkőtörmelék került elő.

Mindenesetre a velencei gránit nagyfokú kvarcosodása a molibdenitképződésre kedvező előjel. Ez pedig különösen a hegységperemeken vált uralkodóvá.

Következő kérdésünk azért időszerű, mert az érintkezési palát a velencei községi bányában és máshol is, sűrűn járják át a molibdeniteshez hasonló, vékony kvarcerek. Ezek nagy része azonban a palássággal egyező és így laterális szekrécio eredménye, más részük harántolja a palás-ság irányát, de ezek zöldes árnyalású zavaros, nem kristályos kvarcerek. A Retezi-lejtősakna 60° -os vágatában harántolt érintkezési palában egyetlen kvarcér sem volt molibdenites vagy pirites. A harántolt uralitosodott diabázon keresztülhaladó kvarcér sem volt molibdenites, ehelyett az egyikben galenitszemecske volt látható. A palában a molibdenit kizárólag a palás-ságot átszelő hasadási lapokon képződött.

Nem találtam molibdenites kvarcereket a gécsihegyi mélyút bevágásában és a palafejtők közeteiben sem. Ebből azonban nem következik, hogy ilyen kvarcerekre valahol a kontakt-palaszorozatban rá nem akadhatunk.

Utolsó kérdésünkre teljesen határozott választ még nem adhatunk. Annyi bizonyosnak látszik, hogy a turmalinosodást nem kísérte egyidejű molibdenitesedés. Nem találunk molibdenitet egyetlen turmalinos kvarcérben sem, sem a bányákban, sem a fejtőkben. Valószínű, hogy hegységünkben a molibdenitesedés a pneumatolitos fejlődés más szakaszaiban lépett fel, mint a turmalinosodás.

* * *

Az eddigi jelek szerint a Velencei-hegység molibdenites kvarcerei nem a greizenesedés melléktermékei, mint a Cseh-Szász Érc-hegységben, hanem a greizenesedés és hidrotermális kvarcosodás közé eső folyamat, ami Climax-Mineben fejlődött ki eddig klasszikus formában. Ezért nincs nálunk szoros kapcsolatban sem a turmalinnal, sem pedig a fluoritosodással, hanem ehelyett csak az ereket kitöltő kvarccal és pirittel. Szerkezetében inkább a töréses, teléres, mint a kupolás szerkezethez van kötve.

2. A molibdenit ásványtani jellege

Az eddigi lelőhelyek molibdenitje pikkelyes, hajlottlemez. Kristálytanilag határolt egységeket nem találtunk. A mélység felé a kvarcerekben a molibdenit mennyisége szaporodni látszik, ugyanakkor kisebbek a pikkelyek és színük az erősen csillogó világosszürkéből a bágyadtabb sötétszürkébe megy át.

A molibdenitet kísérő piriten kívül csak kalkopiritet találunk egészen alárendelten, járulékosan. A Mo-n kívül a szinkép sem mutatott más elemkoncentrálódást.

* * *

A pneumatolitos hatások a palaköpeny érintkezési átalakulásával egyidejűleg átalakították a palaköpenybe tartozó diabáztelért is. Tekintve azonban, hogy a kőzet átalakulása a hidrotermális folyamatok hatása alatt egészen a karbonátosodásig és talkosodásig haladt, a gécsihegyi diabáz pneumatolitos átalakulását a hidrotermális folyamatok fejezetében egyszerre fogom tárgyalni.

VIII. A GRÁNITMAGMATIZMUS FEJLŐDÉSÉNEK HIDROTERMÁLIS SZAKASZA

A korábbi irodalom a Velencei-hegységben kétféle hidrotermális tevékenységet állapított meg. Egy gránit-hoz kötött, érces-fluorit kvarctelérképződést a hegység Ny-i felében és egy andezit-utóvulkáni szolfatáraműködéssel kapcsolt hidrotermális kvarcosodást a hegység ÉK-i végén, amelyhez a sukoró-ördöghegyi teléreket és a meleghegyi baritteléreket is sorolták.

Az új kutatások előző megállapításaimmal szemben (81) igazolták ezt a kétféle tevékenységet akként, hogy a hegység DNy-i részében és az Ördöghegyen kifejlődött ércüreges kvarcteléreket, fluorit- és baritteléreket utómagmás, míg részben a Meleghegyen — legteljesebben a Nadap és Pázmánd közötti területen — kifejlődött alunitos kvarcosodott képződményeket utóvulkáni tevékenység eredményének kell tekinteni. Ebben a fejezetben csak az elsővel foglalkozunk.

A velencei gránitmagmatizmus hidrotermális szakasza folyamatosan és fokozatosan fejlődött ki a pneumatolitos szakaszból és — a fokozatosan csökkenő hőmérsékletnek megfelelően — a baritos zárószakaszig tart. Ennek alapján a következő hidrotermális folyamatokat különböztethetjük meg.

A) A granitoid kőzetek hipo-mezotermális átalakulása

A gécsihegyi Retezi-fejtőben — a hegy központi szakaszán — ezenkívül a Ny-i oldalán és a Meleghegyen látható piritesedés és kvarcosodás a molibdenites kvarcosodásból fejlődött ki. E folyamat termékének kell tekinteni a kvarcosodást is, aminek következtében az eredeti gránitból csak a kvarcsemek maradtak meg s a kőzetet pókhálószerűen átjáró kvarcerceskék között a pirit és egyéb hintett ércásvány oxidált ürege jelzi a folyamat erősségét és egykori érces jellegét. A kvarcosodást szericitesedés és kaolinosodás kíséri. Ilyen kaolinosodással kísért piritesedés az Enyedi-bányában, a Retezi felső köfejtőben és több pásztában a Retezi-lejtőszaknában is megfigyelhető. Ezek piritjét TOKODY L. (253) vizsgálta meg és a pirit alakzatából az andezitfeltörést kísérő piritesedéstől eltérő, nagyobb hőmérsékletű hidrotermális tevékenységre következtetett.

A Gécsihegyen azonban a hidrotermális folyamatok fejlődése során a kisebb hőmérsékletű fázisok is lejátszódtak, részben új hasadékrendszeren át, részben pedig — a korábbiakat tetézve — azok mentén. Így a tisztán pirites ereken és teléreken kívül galenit-szfalerit-tetraedrites vékony erek és ezek mentén érces behintések is kifejlődtek. A gránit biotitja eközben teljesen elbomlott, földpátja pedig jelentős mértékben szericitesedett-kaolinosodott. Az átalakulásoknál a hőmérsékleti hatások változásának és ezzel a folyamatok jellegének fokmérőjéül a muszkovit-szericit-kaolinképződést lehet tekinteni. Pneumatolitos fokon a muszkovitosodás, hipotermális-mezotermális fokon a szericitesedés, epitermális fokon pedig a kaolinosodás a jellemző átalakulás. Ezenkívül a pneumatolitos kvarcosodásnál kristályos kvarcerek képződtek, míg a későbbi szakaszokon kovásodás, a szürkésfekete, kvarcos-pirites erek és telérek a jellemzők. Az epitermális folyamatok szalagos kvarctelérek képződését eredményezték.

Ilyen megfigyelés és értékelés alapján a meleghegyi palaérntkezés mentén a kvarcosodás és ércesedés ugyancsak ehhez a magasabb hőmérsékletű hidrotermális tevékenységhez sorozható. Ezt bányászatiilag a Sukoró I—II. táróban és a nadapi táróban fokozatos kifejlődésében ismerjük meg. A kőzetet teljesen átszővik a pirites hajszalerek, amelyek kíséretében a kőzet kifakult, biotitja elbomlott, szericitesedett, kloritosodott, kaolinosodott. Egy 20 cm vastag, fekete kovás telérben a nadapi táró 70 m-énél sűrű behintésként molibdenit jelenik meg. Ugyancsak molib-

denitnyomokat (0,01%) mutatott ki FÖLDEVÁRI A. (51) és FÖLDEVÁRI A.-NÉ (57) a Meleghegy tetején kibontott kvarctelér anyagában is.

Ha a Tomposhegy fluoritos, karbonátos kvarcteléreire mentén végbement kőzetelbontás erősségét és jellegét összehasonlítjuk a Meleghegy—Gécsihegy kvarcosodásával és kőzetelbontásával, a kettő között lényeges különbséget látunk.

Amíg a tomposhegyi nagytelérek élesen elhatárolódnak a gránittól, amelynek földpátjait a kőzetelbontás nem tudta eltüntetni, csak kezdődő kaolinosodást idéztek elő, addig a meleghegyi típusú kvarcosodás a kvarctelér mellett a gránit minden elegyrészét eltünteti, kvarccal és ércbehintéssel helyettesíti és csak az eredeti kvarcsemeket hagyja meg, ezeket is nagymértékben reszorbeálva. Ennek megfelelően a tomposhegyi és meleghegyi ércesedés között mennyiségi, minőségi és teleptani különbségek vannak.

A meleghegyi típusú kvarcosodást a Meleghegy központi szakaszán, a Gécsihegy csúcsa környékén, ennek folytatásában a Paskom-szőlők felé, a sukorói Ördöghegy ÉK-i oldalán és a Ny-i hegység részben a székesfehérvári Aranybullahegy és Kiszaludpuszta között találjuk. A kvarcosodás fokozatos kifejlődésére jellemző, hogy először a gránit nagyszemű kristályai között vékony csatornák képződnek, amelyeket aprószemű kvarc tölt ki, majd a csatornák sokasodnak és vastagodnak, a gránit nagyszemű halmazai mind kisebb és kisebb térfogatú szigetekként úsznak ebben a másodlagos, aprószemű kvarcban. Erősebb elbontás esetén már csak egyes elegyrészeket találunk a kvarcalapanyagban és végül a gránit kvarcmaradványai láthatók csak a másodlagos ércásványokon kívül, amelyeket a felszínen limonit jelez. Itt tehát nem egyszerű kőzetelbontásról, hanem a meglevő alkatrészek elszállításáról és jelentős SiO_2 -hózzászállításról van szó.

Ércesedés tekintetében mindenütt piritesedés utáni erős limonitképződés figyelhető meg a felszínen. Ezenkívül a Meleghegyen malachit- és krizokolla-nyomok láthatók az antimoniton kívül. Utóbbi sűrű behintés alakjában, vagy pedig a Meleghegy ÉK-i oldalán sugaras halmazokban fejlődött ki az aprószemű, tömör, teléres kvarcit elválási lapjain. Ez a kvarcit azonban — már szövetét tekintve is — különbözik az előzőekben ismertetett kvarcosodástól.

A Meleghegy e nagyobb hőmérsékleten elkvarcosított szakasza a kontakt palával is érintkezik. Ugyanazon kvarcosodás, amely a meleghegyi gránitot ilyen messzemenően átalakította, kvarcanyagával azt a tektonikus breccsaövet is cementálja, amely a két kőzet határán keletkezett. Az érintkezési breccsa tehát már e kvarcosodás előtt kialakulhatott. A kvarcosodással együtt piritesedés is lejátszódott, amit a limonitosodás, a palazárványok és a kvarc pirit utáni sejtes üregessége igazol. Meg kell azonban jegyezni, hogy az andezit utáni nagyarányú kvarcosodással kísért piritesedés is kihatással volt a tektonikus breccsazonára, amely egészen a Templomhegyig húzódik. A két kvarcosodást egymástól szétválasztani még nem tudjuk.

A nagy hőmérsékletű kvarcosodás meleghegyi övében figyelemre méltó a radioaktív anyagok felszaporodása. Ennek földtani kiértékelésére később térek ki.

B) A granitoid kőzetek piritesedéssel kísért berezitesedése

Az utómagmás hatások következő, még nagy hőmérsékletű szakasza a gránit, gránitporfir- és aplittelérek hidrotermális lebontódása, berezitesedése.

Igen jellemző, hogy turmalinosodást a gránitporfirtelésekben seholsem találunk, hidrotermális berezitesedésük ellenben erős.

A berezitesedés fogalmát először használjuk a Velencei-hegység kőzeteinek ismertetésénél, ezért részletesebben kell vele foglalkoznunk. A berezitesedés megjelölését először G. ROZE használta 1842-ben az urali Berezovszk környéki szericitesedett aplit és gránitporfir jellemzésére. E kőzetek metasomatikus jellegére később A. P. KARPINSZKIJ mutatott rá. Azóta mindjobban elterjedt ez a műszó a világirodalomban és ma már berezitesedés néven a savanyúbb kőzetek hidrotermális elbontódását, bereziteken pedig az ily módon keletkezett kőzeteket értjük.

A berezovszki klasszikus lelőhely alapvető, részletes feldolgozását legújabbán N. I. BORODAJEVSZKIJ és M. B. BORODAJEVSZKAJA (21) munkái ismertetik. Szerintük a berezitesedésnek mind a greizenesedés, mind pedig a hidrotermális teléres ércesedés felé kapcsolatai vannak. A lelőhelyen a szericitesedéssel kísért hipo-mezotermális kvarcosodás és ércesedés kíséri a berezitesedés folyamatát, ami értékes ásványi nyersanyagok ipari méretű felhalmozódásával járt együtt. A folyamat során a legteljesebb mértékben a gránitporfirtelések alakultak át. Az átalakulást szerzők három fokozatra tagolják.

A gyengén berezitesedett gránitporfirban a földpát változatlan marad. A biotit zöld színűvé

változik, leggyakrabban azonban muszkovitosodik. A másodlagos kvarc korrodálja a földpátot és azzal granofirosan összenőtt halmazokat képez (21—184).

A közepesen berezitesedett kőzetben a porfiros szövetnek csak maradványai mutatkoznak. A mikroklin- és kvarcbeágyazások változatlanok maradnak, a biotit azonban teljesen muszkovittá változik. A plagioklász fokozatosan muszkovitosodik.

A folyamat legerősebb fokán durva vagy aprószemű csillámból és kvarcból álló berezít képződik. Az eredeti ásványi elegyrészekből csak a kvarc-fenokristályok maradnak meg. A földpátból és biotitból muszkovithalmazok képződnek. A folyamatot piritésedés kíséri. Az átalakulást előidéző odatok nagyfokú változékonyságával függ össze, hogy a földpát egyes helyeken teljesen eltűnik és kvarccal-muszkovittal helyettesítődik, máskor néhány cm-rel távolabb változatlan marad.

Kőzetkémiaiilag a szerzők a folyamatot öt szakaszra osztják.

Az első szakaszban főleg az OH, CO₂, Na₂O és részben P₂O₅ hatásával számolnak. A szakasz jellemző folyamata az albitosodás. A második szakaszt a greizenesedéshez hasonlítják, lítiumtartalmú muszkovit és kvarc képződésével. A harmadik szakasz kifejlődésében közeláll az előzőhöz. A fő folyamat a muszkovit és kvarc képződése, azonban ez a muszkovit már nem tartalmaz lítiumot, ami kisebb hőmérsékletre utal. A negyedik szakasz az ankerites kvarctelének képződésében nyilvánul meg. A mellékkőzetben ugyanezen elegyrészek metasomatikus behelyettesítése történik. Az ötödik szakasz az ércesedés, a szulfidokkal való átitatódás szakasza és egyben a folyamat befejező mozzanata is.

A Berezsóvk környéki analógiák alapján az egész hegység magmás fejlődését is figyelembe véve, a hidrotermális működésnek hasonló folyamatoként kell tekintenünk az egész Velencei-hegység gránitporfirján, aplitján és gránitján érvényesült regionális hidrotermális elbontást. Vagyis azt, hogy nagy területeken biotit nélküli gránit, és fehér vagy zöldesfehér, porfiros, teléres kőzetek képződtek, amelyeket korábban VENDL A. az aplitok II. csoportjába sorolt. Ezek a telérek kifejlődésüket és belső szerkezetüket tekintve, eredetileg aplitszegélyű gránitporfirtelének, amelyek színes elegyrészei és földpátjai későbbi hidrotermális folyamatok hatására elbontódtak és szericitből-kvarcból álló, sajátos szövetű kőzetekké változtak.

Mint kezdeti hőmérsékletjelző körülményt kell megemlíteni, hogy a folyamat elején a kvarc is reszorbeálódik és az egyes kőzetfáciesekben csaknem teljesen el is tűnik. Itt tehát beszélnünk kell hidrotermális reszorbcioról is, ami főleg a folyamat kezdeti, legnagyobb hőmérsékletű szakaszán megy végbe.

A Velencei-hegységben a berezitesedés folyamata egyes helyeken teljes kifejlődésű, máshol kezdeti szakaszáig jutott csak el. Helyenként a telérek — belekerülve a hidrotermális övezetbe — csapásmentén fokozatos átmenettel berezitesedtek, úgyhogy a folyamatot minden részletében, kezdeti szakaszától a kifejlődéséig végigkísérhetjük. Fokozatos berezitesedést tapasztalhatunk egyes telérek csaknem érintetlen középső szakaszától a gránittal való érintkezés teljesen átalakult kőzetéig is, tehát a folyamatos átmenet mind csapásban, mind harántirányban ismert. Ismert nemcsak a felszínen, hanem bányászati feltárásban is. Így a karácsonyhegyi bányában típusos barna gránitporfir haránttörés után azonnal berezitesedett kőzetbe megy át és ugyanez tapasztalható az egyik következő teléren ellenkező, Ny-i irányú folytatásában is.

Harántirányú, fokozatos berezitesedést ismertünk meg a Meleghegy ÉK-i oldalán, a nadapi táró közelében, a sukorói Ördöghegyen telepített lejtősaknában, a sukorói Paskom-szőlőkben és végül a mélyszegi kibontásban.

A gránitporfirtelének és a gránit berezitesedésének vizsgálatát a következőkben foglaljuk össze.

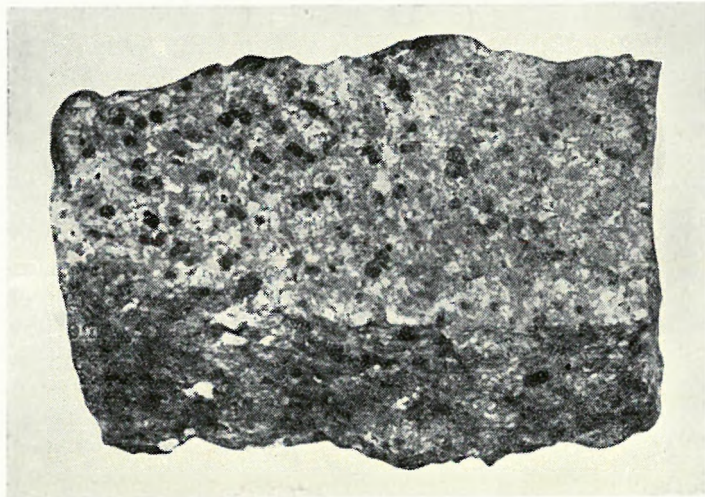
1. A berezitesedés földtani folyamata

A berezitesedés a hegység egész területére kiterjedt. A folyamat erősségében azonban területileg különbségek vannak. Legteljesebb a berezitesedés a legerősebb kvarcosodással kísért ércesedés területén. A berezitesedést az ércelének kifejlődése előtti hidrotermális bevezető szakasznak kell tekintenünk, amely mobilizálta a gránitporfir és gránit vízben oldódó alkotórészeit. Legteljesebben berezitesedett a székesfehérvári szőlők területe. Itt csak egyetlen gránitporfirtelér maradt meg eredeti, elbontatlan állapotában. Az összes többi, közte néhány hatalmas vastagságú telér is, teljes mértékben berezitesedett. Ez a vonulat egészen a Császárpatak völgyéig tart, amely a Zsellérek legelőjén telérrajt alkotva folytatódik.

Figyelemre méltó, hogy az ilyen berezitesedett telérrajban akad egy-két elbontatlan telér vagy fordítva, mint pl. a Karácsonyhegyen, ahol az elbontatlan telérrajban egy teljesen elbon-

tott telér húzódik. Ezt a jelenséget azzal magyarázhatjuk, hogy a gránitporfirtelének kialakulása után egyesek felvezető útjai még nyitva maradtak, aminek természetesen szerkezeti okai vannak.

A székesfehérvári szőlők és a Zsellérek legelője berezitesedett telérrajainak határozott csapása és irányváltozása a hegység nagyarányú szerkezeti mozgásait tükrözi, amelyek a telérek kialakulása után következtek be. A Zsellérek legelőjén egy helyen hidrotermális kvarctelér



33. ábra.

Esőcsepp-kvarcos gránit (fekete szemek). Tomposhegy, Pákozdtól É-ra. A term. nagys. $\frac{1}{3}$ -a. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 33.

Granit à quartz de goutte de pluie (grains noirs) Mont Tomposhegy, N de Pákoz. $\frac{1}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo A. VIDACS)

azonban eredete teljesen tisztázott. Csak ott fordul elő, ahol a biotit a gránitból eltűnik, ahol berezitesedés folyt le (33. ábra). Tehát ezt is a kezdődő berezitesedés eredményének kell tartanunk.

2. A berezitesedett gránitporfirtelének szerkezete

Általában a gránitporfirtelének egész hosszúságukban egyformán berezitesedtek és csak egy-két olyan telér van, amelyik egyik felében elbontatlan maradt.

A berezitesedés szerkezeti formái közé tartozik az egyes esetekben fellépő folyásos szerkezet is, ami különösen az erősen elbontott és nagyfokú kvarcosodást szenvedett telérekben van meg. A Sárhegy berezítjeiben azonban gyűrődésesnek mondható formák is vannak, ami a berezitesedés közben fellépő helyi, egyoldali nyomás hatásának tulajdonítható (34. ábra).

A mikroszkópi szerkezetvizsgálat kimutatta, hogy kvarcosodás közben fellépő folyásos szerkezet kialakulásáról van szó és nem dinamometamorf jelenségről. Ilyen folyásos szerkezet látható a Sárhegyen kívül a Mélyszeg, Ördöghegy, Paskom-szőlők és az Öreghegy környéki berezítettekben. A berezitesedett telérek belseje mindenütt porfirok, míg széle az eredeti gránitporfirtelének megfelelően aplitoid kifejlődésű. Ezt a kvarcok reszorpciója még szembetűnőbbé tette.



34. ábra.

Berezitesedés közben fellépő nyomás hatására gyűrődött gránitporfir. Sárhegy központi szakasza. A term. nagys. $\frac{3}{4}$ -e. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 34.

Granit porphyrique, plissé sous pression pendant la bérésitisation. Secteur moyen du mont Sárhegy. $\frac{3}{4}$ de la grandeur naturelle. (Photo A. VIDACS)

Másodlagos szerkezeti formák a törések és hasadékok képződése szerint keletkeztek. Ez minden berezitre nézve jellegzetes jelenség. Különösen a Zsellérek legelőjén, a Csordakút környéki telérek hasadozottsága feltűnő. Az itteni fejtőkben aprítás nélkül is szinte útépitésre alkalmas kőzúzalékot termelnek. A kőzet hasadozottságának szerkezeti irányai mindenkor hosszantiak és erre merőleges harántirányúak. A hasadékok, repedések mentén a kőzet limonitosodott, ami a mindenkor jelenlevő pirit oxidációjakor keletkező vashidroxid bevonatainak tekinthető.

Az aplitban a berezitiesedés hasonló elsődleges és másodlagos szerkezeti formákat idézett elő.

A gránitban a hidrotermális tevékenység hatásának tulajdonítjuk a kvarcosodás során keletkező merevebb tömeg töredezettségre való hajlamosságát. Ott, ahol a berezitiesedés bármilyen kezdeti szakasza megindul, eltűnnek a gránit mállásának jellegzetes formái, a gyapjúsákszerű, kiálló sziklák és ingókövek. A gránitfelszín morfológiájának változása a hidrotermális folyamatok biztos jele. Az elsődleges gránitmorfológiájának csak szórványosan megmaradt területei mutatják, hogy milyen nagyarányú kőzetelbontás ment végbe a magmás fejlődés hidrotermális szakaszában.

Berezitiesedett gránitporfir vagy esetleg a fillit sorozatba tartozó kvarcporfir az a telér is, amely a polgárdi mészkőbányában egy felpikkelyeződési sík mentén a mélységből felvonszolódt és összemorzsolódott.

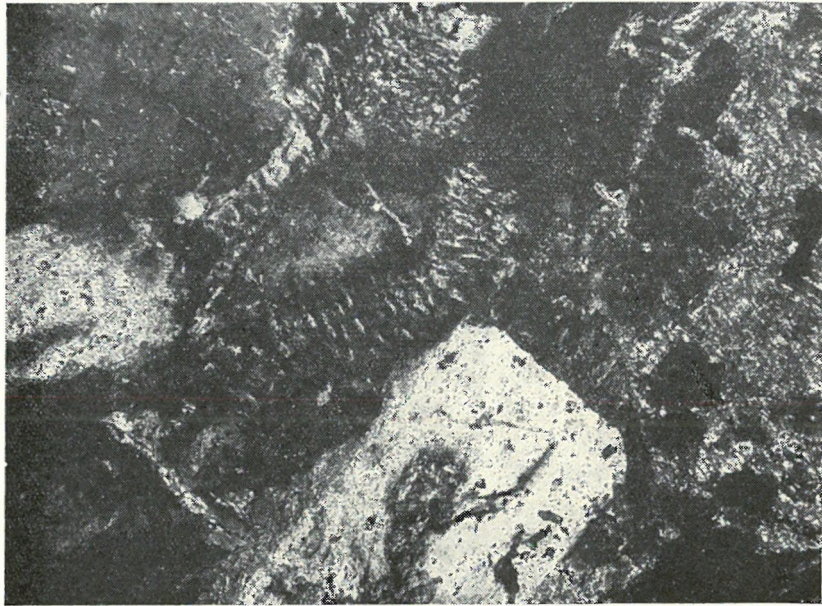
3. A berezitek ásvány-kőzettani összetétele

A berezitiesedés piritesedéssel, szericitesedéssel és kisebb mértékben kaolinosodással kísért kvarcosodás. A vegyelemzések alapján a berezitek és gránitporfirok között lényeges összetételbeli különbség mutatkozik, ami a Fe, Mg, Ca és Na-tartalmú ásványok elbontásáról, alkotóelemeik vándorlásáról tanúskodik. Lényeges, hogy a K százalékaránya csaknem változatlan, ami a K-nak a muszkovitba, illetve szericitbe történő beépülésével magyarázható. Ez a szilárd fázisban végbemenő folyamat tehát forró, kénhidrogénes gőzök, oldatok feltörésével járt együtt és muszkovit, szericit, kvarc és pirit képződését, ugyanakkor a színes elegyrészek és a földpát lebontódását idézte elő. Ennek különböző hőfoka és erőssége szerint változó a lebontódás és átalakulás termékének ásvány-kőzettani jellege. Tekintve, hogy hazai viszonylatban ilyen lebontódással foglalkozó irodalmat még nem ismerünk, ezért az előző fejezeteknél részletesebben foglalkozunk vele.

a) *A sukoró-ördöghegyi lejtősaknában harántolt gránitporfirtelér fokozatos berezitiesedése.* A lejtősaknában 50 m-től 31,6 m szélességben harántoltuk a külszíni kibúvásban ismert gránitporfirtelért. A telér részletes vizsgálata során a következőket állapítottuk meg.

A gránitporfirtelér mentén 1,4 m széles, berezitiesedett gránitszegély képződött, amelyben a biotit muszkovitosodása, a földpát szericitesedése, a kvarc reszorbcioja és másodlagos kvarc képződése figyelhető meg.

- 2,15 m-ben vastag, fehér, aprószemű aplitos jellegű öv következik, amelynek kőzete azonban mikroszkóp alatt porfiros szövetű. Itt is megfigyelhető a biotit muszkovitosodása, a földpát és az alapanyag nagyfokú szericitesedése, sok opak érckiválás és a kvarc igen erős reszorbcioja;
- 3,65 m-ben kevésbé bontott gránitporfir, amelyben csak a biotit gyenge muszkovitosodása figyelhető meg;
- 3,85 m-ben erősen szericitesedett kőzet, a biotit kevésbé kloritosodott és muszkovitosodott;
- 3,90 m-ben üde, elbontatlan gránitporfir, teljesen ép biotittal és földpáttal;
- 4,10 m-ben a biotit kloritosodása és erősebb szericitesedés tapasztalható;
- 5,50 m-ben a biotit erősen kloritosodott, a földpát csaknem teljesen szericitesedett;
- 6,75 m-ben az ép földpátlécek és porfiros kvarc között legyezőszerű kvarchalmazok képződnek, amelyek a porfiros beágyazásokat részben szegélyezik. A biotit teljesen klorittá alakult. Ezzel indul meg a berezitiesedés erőteljesebb szakasza;
- 8,20 m-ben erőteljes átkristályosodás tapasztalható, ami abban nyilvánul meg, hogy a földpát és kvarc-szemekből egyetlen gomolyaggá váló, két különböző fénytörésű anyag keletkezik (35. ábra). A kétféle anyag kvarc és földpát, ezért ezt a szerkezetet az eutektikus kiválással való hasonlósága alapján pszeudogranofiros szöveteknek tekinthetjük, amely az átkristályosodás közben keletkezik. A folyamatot a porfiros földpátok nagyfokú szericitesedése és a biotit teljes kloritosodása kíséri;
- 9,60 m-ben a kvarc- és földpátelagyreszek körül földpátból és kvarcból álló, tollszerű szegély képződik (36. ábra). A szericitesedés és kloritosodás az előzőhöz hasonló;
- 12,40 m-ben a porfiros beágyazásokat, földpátot és kvarcot egyaránt másodlagos koszorú veszi körül, amelynek anyaga főleg kvarc és szericit. Ez utóbbi szálas, sugaras elrendeződése idézi elő a szferolitos szerkezetet. A klorit teljesen eltűnik, helyette a biotit teljesen muszkovitosodott;
- 13,80 m-ben a földpát erős szericitesedése, a biotit kloritosodása tapasztalható kezdődő pszeudogranofiros halmazok képződésével;
- 15,20 m-ben kisebb fokú szericitesedés és pszeudogranofiros szövetű halmazok képződése tapasztalható. A biotit élénkzöld, a lebontódás egyéb nyomai nélkül;
- 16,80 m-ben a biotit kloritosodása és a kloritosodott részek muszkovitosodása látható. A földpát gyengén szericitesedett, pszeudogranofiros szövetképződés erőteljes. Az alapanyagban a szericitképződés gyenge;

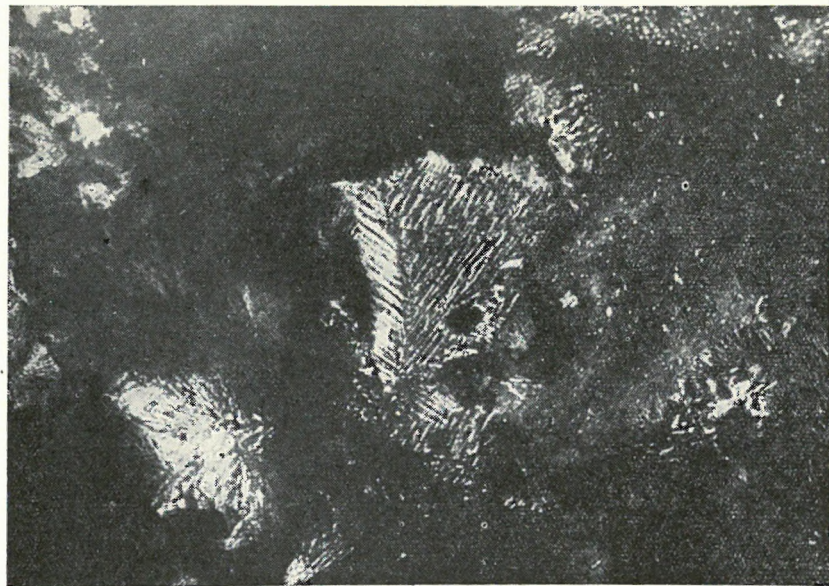


35. ábra.

A berezitesedés pszeudogranofiros állapota. A nagyobb földpát- és kvarcegyedek között és azok körül földpát (albit)—kvarc képződik, amely granofirosan nő össze. + Nik. 125 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 35.

État pseudogranophyrique de la bérésitisation. Entre et autour des grands individus de feldspath et quartz, se produit le quartz et le feldspath (albite) qui s'enchevêtrent d'une manière granophyrique. Nic. +; 125 ×. (Photo J. Kiss)



36. ábra.

Földpát (albit)—kvarc pszeudogranofiros, tollszerű összenövése a berezitesedés első szakaszában. Sukoró-ördöghegyi lejtősaknában harántolt gránitporfir. + Nik. 125 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 36.

Enchevêtrement plumiforme, pseudogranophyrique de feldspath (albite)—quartz, dans la première phase de la bérésitisation. Sukoró, granit porphyrique traversé dans la descenderie du mont Ördöghegy. Nic +; 125 ×. (Photo J. Kiss)

- 18,70 m-ben ugyanaz, mint előbb, a porfiros plagioklászelegyrészek fokozatos felemészése látható;
 24,50 m-ben zöld biotit kloritosodása és a kloritosodott részek muszkovitosodása, gyenge szericitedés és granofiros átkristályosodás látható;
 26,35 m-ben zöld biotit kevésbé kloritosodott. Szericitedett földpát, granofiros halmazok képződése, rutilképződés látható;
 28,00 m-ben biotit kloritosodása, muszkovitosodása, leukoxénkiválás, szericitedés, granofiros halmazok képződése;
 30,15 m-ben biotit kloritosodása, muszkovitosodása, leukoxénkiválás, erős szericitedés, granofiros kiválás nincs, helyét szericites kvarcszferolitok és halmazok foglalják el;
 30,60 m-ben szericit-kvarc felzites alapanyagban, szericites földpátok, porfiros kvarc és muszkovitosodott, kloritosodott biotit. Igen gyenge elbontás;
 31,10 m-ben apró, reszorbeált kvarc- és kisebb termetű, gyengén szericitedett földpátok a foltokban, csomókban elhelyezkedő aprószemű szericit-kvarc alapanyagban;
 31,60 m-ben ugyanaz, csak a kvarcot és földpátokat több rétegből álló szericit-kvarckoszorú veszi körül.

A szelvényből az látható, hogy a gránitporfirtelér elbontódása egymás utáni pásztákban különböző erősségű volt. Az elbontódás fokozatai a következők:

Először a barna biotit megzöldül, miközben apró Fe—Ti-ércszemek válnak ki. Megindul a földpátzárványok szericitedése.

Második fokozat a zöld biotit kloritosodása, a földpát erősebb szericitedése, függőnszerű kvarcszegély képződése.

A harmadik fokozatban a kloritból muszkovit képződik jelentős érc-kiválás mellett. Erős szericitedés és az alapanyagból kvarc- és földpát pszeudogranofiros halmazok és koszorúk képződnek.

A negyedik fokozatban a muszkovitosodás teljes, a szericitedés igen erős, az alapanyag pszeudogranofiros halmazai és koszorúi kvarc-szericitkoszorúkká alakulnak. Eközben a kvarc és a nagy földpátzárványok erős reszorbcíót szenvednek.

Itt az elbontás tovább nem ment. A Zsellérek legelőjén, a székesfehérvári szőlőkben és máshol azonban további elbontási fokozatokat is tudunk rögzíteni.

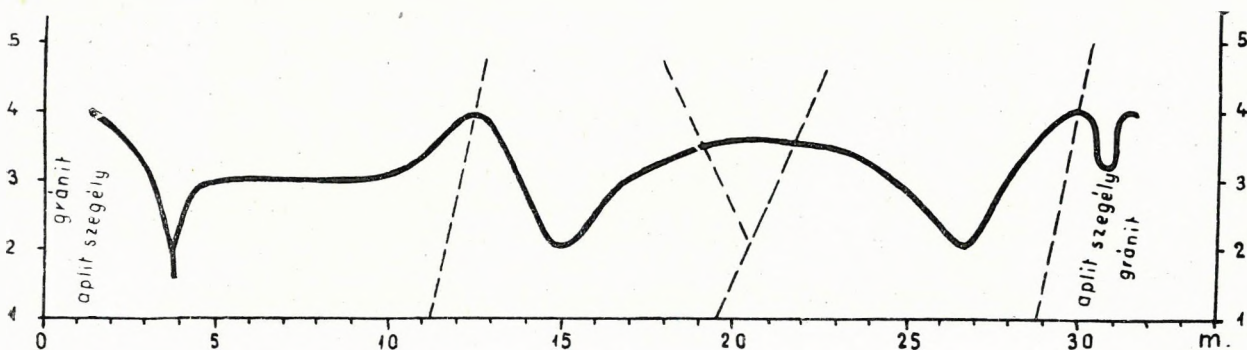
Így ötödik fokozatnak a muszkovit és a földpát teljes eltűnését vesszük. A kőzet csak kvarcból és szericitből áll.

Utolsó, hatodik fokozat a teljes kvarcosodás szakasza, aminek következtében kvarc-fenokristálymaradványokat tartalmazó folyásos szerkezetű klorit-szericit-mikrolitos másodlagos kvarcit képződik. A két utolsó szakaszhoz kapcsolódott a finom hintésű piritesedés is.

Ha a fenti szakaszos lebontást grafikusan ábrázoljuk és a vízszintesre a távolságot, a függőlegesre pedig az elbontás fokát vesszük rá, akkor a 37. ábrán látható görbét kapjuk.

Ebből az látható, hogy három pásztában gyengébb, négy pásztában pedig erősebb berezitedés ment végbe. A fokozottabb lebontódás a két szegélyövben és a telér közepén húzódó törési síkok mentén történt.

b) *A fokozatos berezitedés a hegység egyéb területein.* A berezitedés fokozatos kifejlődését a pákozdi fluoritbányában is láthatjuk. Itt a fluoritos kvarctelér harántirányban metszi el a gránitporfirt, amelybe a kvarctelértől távolodva, 40 m hosszú tárót hajtottak be.



37. ábra.

Sukoró—ördöghegyi lejtőszaknában harántolt berezitedett gránitporfirtelér elbontási szakaszai.

Jelmagyarázat: Vízszintes: telérvastagság m-ben. Függőleges: 1 elbontatlan gránitporfir; 2 zöld biotitos szakasz; 3 kloritos, granofiros szakasz; 4 muszkovitos szakasz; 5 szericites kvarc-szakasz; 6 fluidális kvarcképződési szakasz.
 — — — A telért átszelő törések.

Fig. 37.

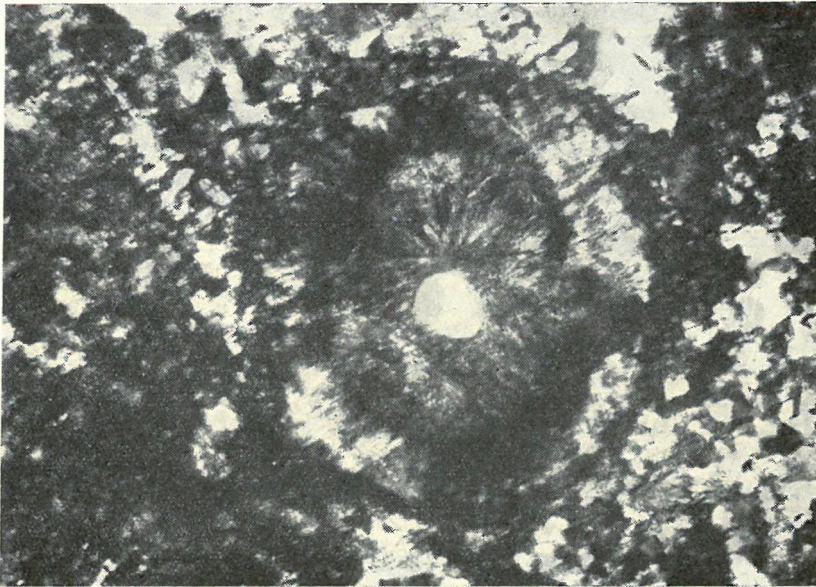
Phases de l'altération du filon de porphyre granitique traversé par la descenderie de Sukoró—Ördöghegy.

Légende: Horizontalement: épaisseur du filon (m). Verticalement: 1. porphyre granitique non altéré; 2. phase à biotite verte; 3 phase à granophyre chloriteux; 4 phase à muscovite; 5 phase à quartz sériciteux; 6 phase de la formation du quartz fluidal.
 — — — Fractures traversant le filon.

Az érintkezés közvetlen közelében teljesen kvarcosodott a kőzet, abból csak a porfiros kvarczárványok maradtak meg. Az érintkezéstől 3 m-rel távolabb a biotit teljes muszkovitosodását tapasztaljuk leukoxén kiválása mellett. A porfiros kvarcsezemeket szericit-kvarckoszorú veszi körül és az alapanyag is főleg szericit-kvarcszferolitokból áll. A földpát elegyrészek igen nagy mértékben szericitesedtek, nagy részük teljesen felemésztődött. Ettől az állapottól a bontatlan gránitporfirig hasonló átmenetek figyelhetők meg, mint az ördöghegyi szelvényben. A muszkovitosodást a kloritosodás váltja fel, azután a zöld biotitos, végül a bontatlan kőzet következik.

A megismert törvényszerűségek alapján osztályozzuk a többi lelőhely kőzeteinek elbontási fokát.

a A karácsonyhegyi kőfejtőben és környékén a telérek kőzete csapásmentén a fentiekhez hasonló, fokozatos elbontással változik meg. Bár kvarctelér a közelben nem húzódik, a karácsonyhegyi kőfejtőtől Ny-ra levő kis domb berezítjében a lehontás folytán a biotit teljesen eltűnt,



38. ábra.

Kimart porfiros kvarczárványt többretegű, sugaras kvarc-szericitkoszorú vesz körül. (Pseudoszferolitos szövet.) Székesfehérvári szőlők, berezítetett gránitporfirtelér. + Nik. 70 ×. (Foto: Dömök T.)

Fig. 38.

Inclusion de quartz porphyrique rongé entourée d'une couronne radiale multiple de quartz et séricite. (Texture pseudosphérolitique.) Vignes de Székesfehérvár, filon de granit porphyrique bérésité. Nic. +; 70 × (Photo Mlle T. Dömök)

lérek egy része a berezítés első fokozatában, csak a pseudogranofiros halmazok képződéséig jutott, egyes telérek azonban a földpát nélküli, teljes muszkovitosodást is elérték. Ezek csak kvarcból és szericitből állanak. A kvarcok körül másodlagos kvarc-szericitkoszorú helyezkedik el, az alapanyag pedig másodlagos, kövezetszerű kvarccá változott, amelyben apró szericítészkek különültek el. A kövezetkép fokozatos kialakulása a porfiros szövetű kőzetből igen jól követhető.

Az utolsó állapotban a kőzet porfiros elegyrészei közül csak apró, gömbölyű kvarcsezemek maradtak meg.

A Mélyszeg É-i végén a kloritosodásig jutott el az átalakulás. A Tomposhegyen a zöld biotitos pseudogranofiros fokozat fejlődött ki.

A székesfehérvári szőlők és Kisfaludpuszta területén tapasztaljuk a legerősebb kőzetelbontást. A kanászház és Kisfaludpuszta között a normális gránitporfir DNY-i csapásban haladva, mind élénkebb rózsaszínű lesz, mígnem kifehéredik. Berezítésének foka ennek arányában változik a zöld biotitfokozattól a muszkovitos fokozatig.

Földpát nélküli, szericit-kvarcszferolitos fokozatú elbontást a székesfehérvári szőlők területén találunk. Különösen a Bányatótól DK-re húzódó, aprószemű, fehér kőzet tanúskodik a nagyfokú kőzetlebontról, benne szabad szemmel csak porfiros kvarcbeágyazások és pirit

a muszkovitból is csak foszlányok maradtak, a reszorbeált kvarczárványok körül pedig több réteg kvarc-szericitkoszorú képződött. Az alapanyagban a másodlagos szferolitos kvarc elkülönül a szericittől, amely a köztes teret tölti ki.

A Zsellérek legelőjén a berezítés a muszkovitosodásig fejlődött, a porfiros kvarcok körül itt is széles koszorúk képződtek. A földpát elegyrészek kezdeti szakaszon szericitesedett állapotban, de eredeti természetükben láthatók. A lehontódás előrehaladottabb fokán azonban csaknem teljesen eltűnnek, felemésztődnek.

A csordakúttól É-ra zöld biotitos kőzet kloritosodásának kezdeti állapotában van, ugyanakkor a földpát és kvarc pseudogranofiros halmazainak képződése igen előrehaladt.

A Sárhegyen húzódó te-

utáni limonit látható. A szőlők területén és a szőlőktől ÉK-re fekvő legelőkön húzódó fehér berezitek mind a szericit-kvarcszferolitos szakaszig bontódtak el, amelyekből a földpát is csaknem teljesen eltűnt (38. ábra). A legömbölyödött kvarc szemek körüli koszorúban és a szferolitos alapanyag kvarcában apró, vékony lécek figyelhetők meg, amelyek fénytörése kisebb a kvarc fénytörésénél. Vastagságuk kisebb a csiszolaténál, ezért kettőtörésük és optikai jellegük nem állapítható meg.

A továbbiak során a muszkovit is eltűnik, helyette apró szericitszálak és halmazok hintik tele a kőzetet. Az elbontódás előrehaladottabb szakaszában a reszorbeált kvarc szemek körül nem egy, hanem többretegű, sugaras szövetű szericit-kvarckoszorú képződött (39. ábra). A kőzet eredeti szövege és alapanyagának szerkezete természetesen nagymértékben befolyásolja a berezitesedés folyamatát és az új kőzet szövetét.

Külön említést érdemelnek a folyásos szerkezetű, zöldes berezitek, amelyek a pákozdi alsó szőlőkben, a sukorói Öreghegy K-i oldalán, a Mélyszeg és az Ördöghegy D-i peremén, végül a sukorói Paskom-szőlők K-i részén fejlődtek ki. Itt az előrehaladott kvarcosodás részben eltűntette a berezitek másodlagos szerkezetét is. A kőzetben aprószemű, felzites kvarcsávok váltakoznak szferolitos, szericites sávokkal. Csak a fluidális alapanyagban úszó legömbölyödött kvarczárványok árulják el a kőzet egykori porfirok jellegét. Kvarcon kívül csak szericitszálak és klorit figyelhető meg. A kvarc szemek csipkézett széleikkel egymásba nyúlnak és ily módon a kőzet finomabb szerkezete hasonlít a metamorf kőzetek vakolatszerkezetéhez. Ez a kőzetátalakulás hegységünkben a berezitesedés legerőteljesebb kifejlődése (6. fokozat).

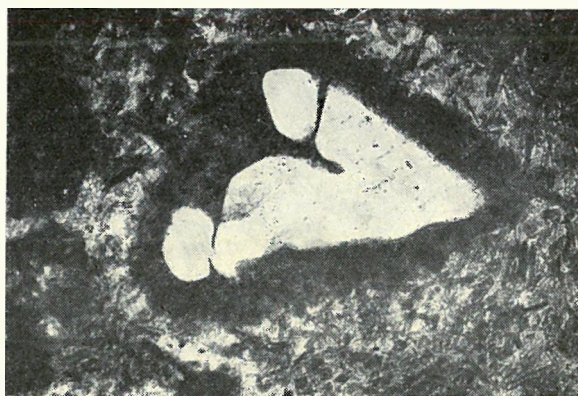
A nadapi táróval harántolt három berezitesedett gránitporfirtelér az átalakulás muszkovitszakaszát érte el. A legerőteljesebb elbontás sem tüntette el itt teljesen a biotitot, még kevésbé a muszkovitot.

Különös figyelmet érdemel az a berezitesedett gránitporfirtelér, amelyet a nadapi fejtők andezitje tört át és darabjait beolvasztotta. A telér DNy-i irányból a csúcson keresztül húzódik ide és valószínűleg azonos azzal a gránitporfirtelérrel, amely a Paskom-szőlők egyik vonulatát képezi. Itt azonban erősen kvarcosodott és kloritosodott. Az alsó köfejtő ÉK-i falában nagyszemű, szabályos dihexaéderes kvarcokat tartalmaz (40. ábra). A kőzet színe szürke, gyengén zöldes árnyalattal.

Alapanyaga felzites, amibe a kvarc 1 cm átmérőt is elérő dihexaéderei ágyazódnak. Mikroszkópban látható, hogy csak aprószemcsés kvarcból, szericitből és kloritból áll. A szericithalmazok földpátszemekből képződtek és elmosódott körvonalakat meg is tartják. A biotitok helyét részben muszkovit és opak ércszemcsék foglalják el (41. ábra). Ilyen berezitesedett gránitporfirdarabok a felső andezitbánya K-i falának üde andezitjében zárványok alakjában jelennek meg.

Külön figyelmet érdemel a polgárdi mészkőfejtőben tektonikusan elvonszolt berezít. Ez a telérszerű képződmény a mélyben valóban telér lehetett, azonban a későbbi, többször megismétlődő mozgásokkal a telér mentén történt felpikkelyeződés során elvonszolódott, eredeti környezetétől elszakadt. Innen ered, hogy az aplitban asszimilációt vagy a karbonátos mellékkőzetben érintkezési átalakulást nem észlelünk. A telérkőzet egészen összetöredezett, az eredeti litoklázisok és más szerkezeti formák teljesen eltűntek benne. A kőzet Vendl A. szerint aplit és megegyezik a Velencei-hegység fehér, porfirok szövetű aplitjaival. Kiss J. szerint szubvulkáni és nem hipabisszikus mélységben megmerevedett, inkább kvarcporfirnak nevezhető kőzet. A gránitporfirok berezitesedésének vizsgálata során megállapíthatam, hogy a telér kőzete a székesfehérvári szőlők igen erősen berezitesedett gránitporfirjához hasonlít.

A berezitesedés itt is eléri az utolsó előtti fokozatot, amit a földpát- és muszkovitelegyrészek teljes eltűnése jelez. A kőzet kvarcszericit-szferolitos alapanyagában legömbölyödött kvarcok helyezkednek el és azokat kvarc-szericitkoszorú veszi körül. Ez a kőzet az eddigiektől azonban



39. ábra.

Kvarc-szericitből álló koszorú kimart kvarcegyedek körül. Pszeudoszferolitos szerkezet, amely a kőzet fokozatos elbontása közben keletkezett. Kisfaludpusztai legelő, berezitesedett gránitporfirtelér. + Nik. 125 ×. (Foto: Dömök T.)

Fig. 39.

Couronne consistant en quartz-séricite, autour des individus rongés de quartz. Structure pseudosphérolitique, produite pendant l'altération graduelle de la roche. Pâturage de Kisfaludpuszta, filon de granit porphyrique bérésité. Nic. +; 125 ×. (Photo Mlle T. Dömök)

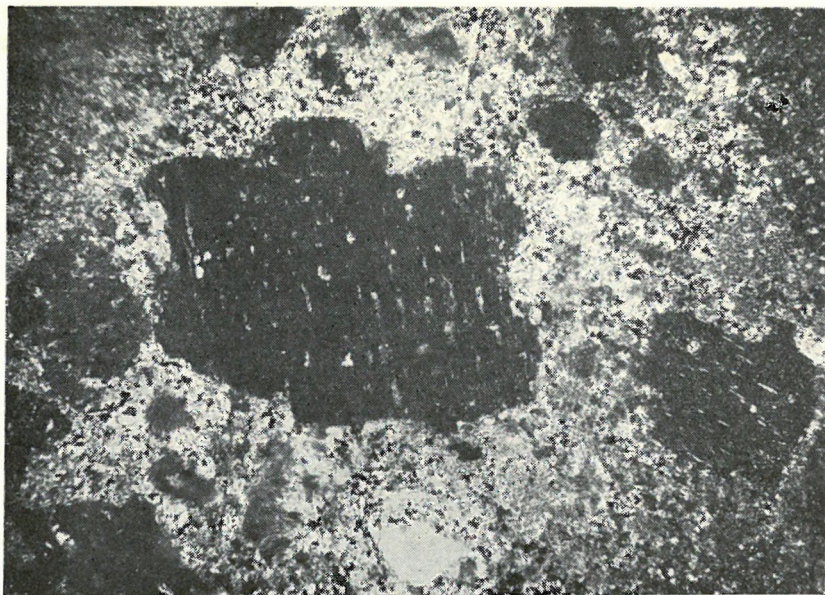


40. ábra.

Dihexaédres kvarc porfiros zárványai berezitesedett gránitporfirban.
Nadapi andezitbánya. 2,5 ×. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 40.

*Inclusions porphyriques de quartz dihexaédrique en granit porphyrique
bérésitisé. Carrière d'andésite à Nadap. 2,5 ×. (Photo A. VIDACS)*



41. ábra.

A biotit kezdődő muszkovitosodásának mikroszkópi képe. Sötét: biotit, benne világos foltok: muszkovit. Gécsihegy, nadapi andezitbánya gránitporfirja. + Nik. 35 ×. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 41.

Muscovitisation initiale de la biotite. Foncé: biotite, taches claires: muscovite. Mont Gécsihegy, granit porphyrique de la carrière d'andésite à Nadap. Nic. +; 35 × (Photo B. JANTSKY)

abban különbözik, hogy a koszorúk és szferolitok kvarcanyagába apró lécek ágyazódnak be, amelyek nagyobbak az előbb említetteknél. Egy-kettőnél sikerült tengelyképet megfigyelni és így megállapítani, hogy a kvarcnál kisebb fénytörése, ferde kioltása és tengelyképe alapján, valószínűleg albit földpát lehet (42. ábra).

Egyéb új ásványi elegyrész a karbonát (breunnerit?), amely szabálytalan halmazokban helyezkedik el az alapanyagban. A telér egyéb helyeiről vett mintákban a másodlagosan képződött földpát is teljesen szericitesedett, vagyis az átalakulás kvarcból és szericitből álló kőzet képződéséig tartott. Kiss J. szubvulkáni kőzeteredetet említ, mi viszont a fillitsorozatba tartozó berezitesedett kvarcporfirnak is tarthatjuk.

ZAVARICKIJ legújabb kőzettanában (2003) hasonló szövetű kőzeteket ír le kvarc-keratofir és kvarc-albitofir néven. Kőzeteinkben a Na-tartalom fokozatos csökkenése, a kvarctelérekkal való földtani kapcsolat és az autometamorf átalakulás megállapítható fejlődése kétségtelenül mutatja másodlagos és a hidrotermális folyamatokhoz kapcsolódó eredetüket.

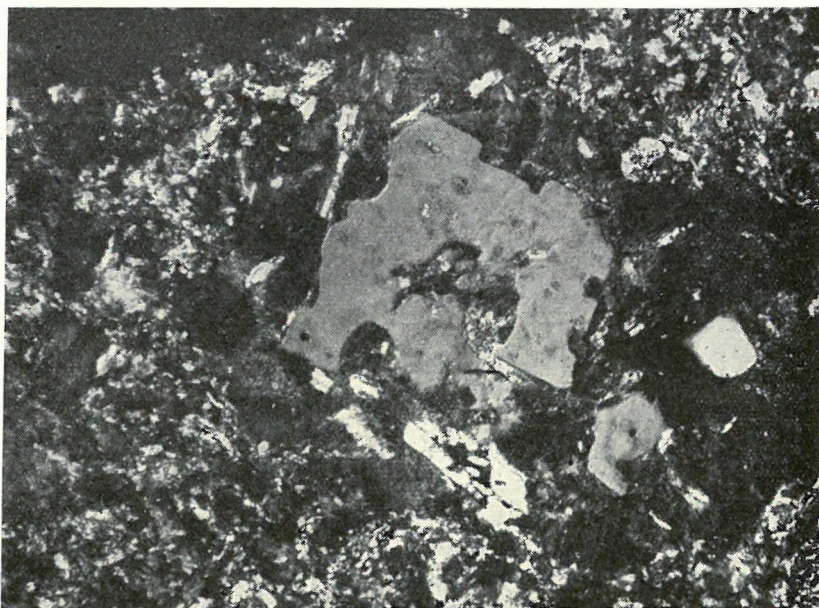
Meg kell azonban jegyezni, hogy az átalakulás kezdeti szakasza nagyobb hőmérsékleten valószínűleg pneumatolitoshoz közelálló, de a turmalinképződés után indul meg és mezotermális, gyenge piritesséssel kísért átalakulással végződik. A folyásos szövetű telérek esetében az átalakulás már epitermális jelleget is öltött.

A velencei gránitporfir és gránit berezitesedése mindenestre megelőzte és bevezette a teléres hidrotermális ércesedést, bár nem tapasztalható a berezitesedésből közvetlen átmenet az epitermális ércesedésbe. A berezitek, eddigi ismereteink szerint, a piriten kívül más ércesedést nem tartalmaznak. Mégis a berezitesedés és kvarctelérképződés földtani kapcsolata hegységünk Ny-i felében vitán felül áll.

A gránit berezitesedése az érces-fluoritós telérek mentén a biotit muszkovitosodásában és a földpátok szericitesedésében-kaolinosodásában nyilvánul meg. Ennél erősebb kőzetelbontást nem tapasztalunk.

Ha a Velencei-hegység gránitporfirtelérjeinek berezitesedését összehasonlítjuk a berezovszki gránitporfirtelérek berezitesedésével, akkor közöttük lényeges különbséget kell megállapítani.

Először a két területen a mellékkőzet ellentétes összetételű. Nálunk savanyú gránitba, ott talkos, karbonátos kőzetbe nyomult a gránitporfir. Másodszer: a berezitesedés a mienktől eltérő magmás fejlődésben nagyobb hőmérsékleten zajlott le. Ott muszkovit-kvarc, nálunk pedig szericit-kvarc a lebontódás végső terméke. Ezt kőzetkémiailag valószínűleg a Na-migrálással párhuzamosan haladó K-odaáramlás idézi elő. Nálunk a K helybenmaradása, illetve csak átépülése a jellemző folyamat. Az idézett munkában közölt négy elemzés adatai ezt a viszonyt hűen tükrözik. Ezekből az adatokból azonban nyilvánvaló, hogy a kőzetelbontás fokozataiban az eredeti kőzet és az utána következő között igen nagy ugrás van, amiből esetleg arra következtethetünk, hogy a berezitesedés kifejlődésében nem tudták a folyamat összes fokozatait kielemezni, ami nálunk mind ásványtanilag, mind pedig kőzetkémiailag lehetséges volt.



42. ábra.

Apró földpát- (albit-) kristályok a kimart kvarc körül képződött kvarcoszorúban. A pszeudoszferolitos szerkezetű kőzetből mikropeikilitos kőzet keletkezik. Polgárdi mészkőfejtő feltolódott, berezitesedett kvarcporfirja. + Nik. 62 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 42.

Cristaux menus de feldspath (albite) dans la couronne de quartz, formée autour du quartz. La roche pseudosphérolitique se transforme en roche micropoecilitique. Quartz porphyrique bérésité de la carrière de calcaire à Polgárdi. Nic. +; 62 ×. (Photo J. Kiss)

A berezitesedés másodlagos szöveti formáit POLIVINKINA és társszerzői (173) pszeudogranofiros, pszeudoeutektikus, pszeudografikus, pszeudoszferolitos és végül az albitlécekkal hintett kialakulást mikropoikilites szövetnek nevezik. Ezeket a megkülönböztetéseket mi is használjuk.

C) A gécsihegyi diabáz lisztvenitesedése

A Retezi-bánya környékén és a Gécsihegyen lejátszódó pneumatolizis és berezitesedés mind a gránitot, mind a gránitba beágyazódó vagy vele érintkező képződményeket, köztük az érintkezési palát és benne a diabázt is, messzemenően elbontotta.

Az újabb irodalom egy része a bázisos kőzetek hidrotermális elbontását lisztvenitesedésnek nevezi (16, 17, 119). Tekintve a folyamat berezitesedéshez kötött voltát, a továbbiakban mi is lisztvenitesedés névvel fogjuk jelölni.

A Gécsihegy diabázteléreinek kontakt-, továbbá pneumatolitos-hidrotermális elbontását nem tudjuk egymástól elválasztani. A Cseh-féle borház udvarán üde gabbródiabáz darabjai mellett uralitosodott darabok is hevernek. Az Orczy-féle szőlőben húzódó telér augítja csaknem teljesen amfibollá változott és a kőzet a kvarcosodás határozott nyomait mutatja. A Retezi-lejtősakna 60°-os vágata ezen is túlmenően aktinolit, talkosodott, karbonátosodott kőzetet tárt fel.



43. ábra.

Nagy földpátegyedekben aprószemű, zöld amfibollal kitöltött párhuzamos szalagok képződnek (pertites szalagokhoz hasonlóan). Ugyanakkor a nagy amfibolegyedek apró lécekre esnek szét. Gécsihegy D-i oldala, uralitosodott diabáz. || Nik. 22,5 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 43.

Des bandes parallèles, remplies d'amphibole vert, à grains menus, se forment dans les grands individus de feldspath (semblablement aux bandes perthitiques). En même temps les grands individus d'amphibole se désagrègent en lattes menues. Versant S du mont Gécsihegy, diabase uralitisée.
Nic. ||; 22,5 ×. (Photo J. Kiss)

sötétzöld, sugaras, zöld amfibollal kitöltött hajszalerek sűrű hálózata járja át. A hasadási felületet az erek mentén sokszor legyezőszerű, sötétzöld amfibolkéreg vonja be.

Az Orczy-szőlő palája és eközé nyomult diabáza közvetlenül pneumatolitos gránit és aplit mellett helyezkedik el, elváltozását tehát végső fokon a pneumatolizissal egyidejű és annak hőmérsékletére jellemző folyamatnak tekinthetjük.

A felszínen heverő darabok között néhol a jellegzetes, ofitos szövetű, augitos diabáz is található. A megvizsgált minták legtöbbjét azonban szabálytalan, zezugos erekben kvarc járja át. Ezek környezetében természetesen nincs már augit, az maradéktalanul némi alkáliát tartalmazó zöld amfibollá változott. A folyamat előrehaladtával a kvarcjáratok mentén a zöld amfibolból és a földpátból aktinolit-amfibol képződött. Az aktinolit kezdetben főleg apró hasadási rések mentén válik ki, később azonban felemészti a zöld amfibol és földpátszemeket és aktinolit-kvarc alapanyagú kőzet alakul (44. ábra).

teljesen amfibollá változott és a kőzet a kvarcosodás határozott nyomait mutatja. A Retezi-lejtősakna 60°-os vágata ezen is túlmenően aktinolit, talkosodott, karbonátosodott kőzetet tárt fel.

A Cseh-féle borház dombjának gabbródiabáz kőzete — mint ismertettük — durvaszemű, ofitos szövetű; augitból, labrador-hytownitból és ilmenitből áll. Az uralitosodás folyamán az augitszemeket hasadékok járják át, amelyek mentén zöld amfibol képződik. A földpátlécek ekkor még épek, szericitesedtek.

Az erősödő uralitosodás folytán jól kifejlett amfibolok képződnek. Ekkor már a földpát elhomlása is megindul és az idiomorf lécek körvonalai elmosódottá válnak és ezekben is megindul az amfibol-képződés (43. ábra).

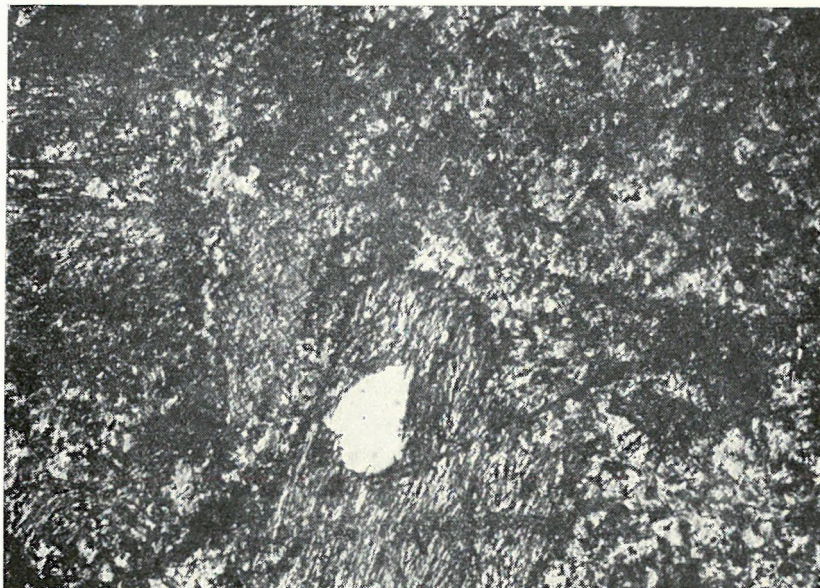
Az Orczy-féle szőlő felső végében kibúvó kőzet hasonló a Cseh-féle présház aprószemű kőzetéhez azzal a különbséggel, hogy világosabbra fakult,

A folyamat kezdetén az ilmenit körül biotitkoszorú képződik, ez azonban fokozottabb kvarcosodás esetén az ilmenittel együtt eltűnik.

Igen jellemző, hogy sem epidot, sem albit nem található az újonnan képződött ásványok között. Szaussuritesedés nem kísérte a pneumatolitos kőzetelbontást. Ezen a hőmérsékleten az aktinolit volt a legállandóbb ásvány.

A diabáz további átalakulását a Retezi-lejtősakna 60°-os vágatának végén láthatjuk. A diabázt a gránit-palaérintkezés mentén feltörő hidrotermális oldatok piritesedés kíséretében bontották el. A diabáz települését a 45. ábra szemlélteti.

A hidrotermális elbontás kifejlődésének nyomozására, a gránit érintkezéstől a kontaktpaláig, rövid szakaszonként mintát vettem és azokat vegyi és kőzettani vizsgálatnak vettem alá. Ily módon a kőzetátalakulás fokozatait szelvénytípusúan rögzíthetjük.

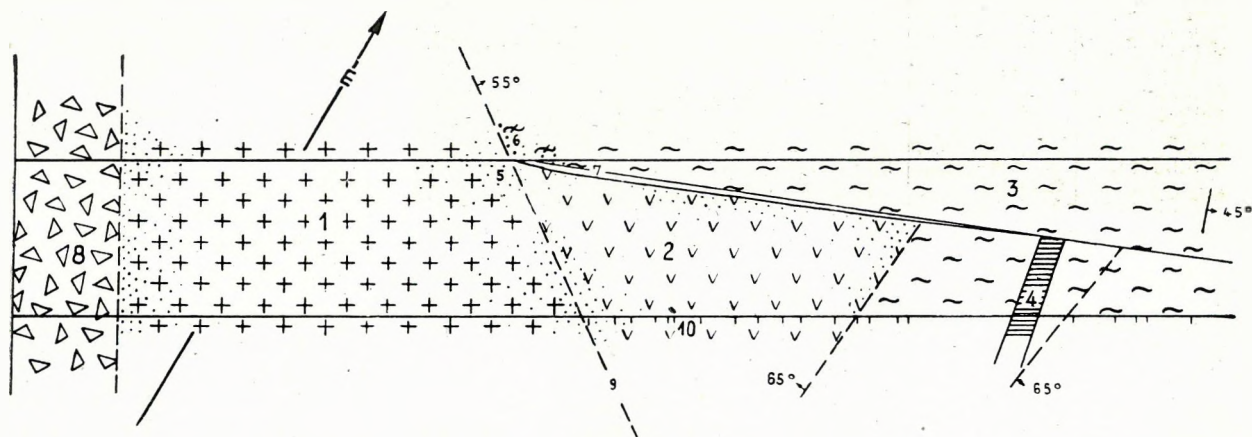


44. ábra.

Az uralitosodás előrehaladott állapotában kvarcerek nyomában aktinolit képződik. Az apró aktinolitlécek a kvarcosodott kőzetet sűrűn telehintik. A képen látható a széteső amfibol. Gécsihegy, Orczy-szőlő. || Nik. 62 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 44.

Dans la phase avancée de l'uralitisation, l'actinolite se forme, suivant les veines de quartz. Les lattes d'actinolites imprègnent la roche quartzifiée. L'amphibole désagrégée se voit à l'image. Mont Gécsihegy, vignes Orczy. Nic. ||; 62 ×. (Photo J. Kiss)



45. ábra.

A Retezi lejtősakna 60°-os vágat vájvégének földtani térképe.

Jelmagyarázat: 1 Gránit; 2 Diabáz; 3 Érintkezési átalakulást szenvedett pala; 4 Aplit; 5 Berezitesedés-lisztvenitesedés; 6 Kaolinizált, piritesedett érintkezési átalakulást szenvedett pala; 7 Kvarccér a diabáz-pala határon; 8 Tektonikus breccsa; 9 Vetődés, törés; 10 Mintavételi helyek

Fig. 45.

Carte géologique du fond à 60° de la descenderie de Retezi.

Légende: 1 Granit; 2 Diabase; 3 Schiste touché par le métamorphisme de contact; 4 Aplite; 5 Bérésitisation-listvénitisation; 6 Schiste kaolinisé, pyritisé, touché par le métamorphisme de contact; 7 Veine quartzifère au contact de la diabase et du schiste; 8 Brèche tectonique; 9 Faille, fracture; 10 Endroits d'échantillonnement

A pala-diabáz érintkezésen mindkét kőzet aprószemű, fekete, érintkezésük elmosódó. A gránit felé a diabáz mind piritesebbé és világosabbá válik, mígnem teljesen kifehéredik, kaolin, kvarcos, pirittel hintett, repedezett tömeggé alakul. A gránittal törés mentén tektonikusan érintkezik.

A szelvényen végighaladva, a következő átalakulást láthatjuk.

	Kőzet neve	Kőzet jellege
0,00 m		Közvetlenül a gránitérntkezésnél; kvarcerekkel átjárt, szericitesedett, kaolinosodott pirittel, leukoxénnal sűrűn hintett kőzet.
0,60 m		Palás szerkezetű, bontott kőzet. Zöld-amfibol- és földpátroncok. Aktinolit-képződés, leukoxénkiválás igen erős; piritesedés, kvarcosodás.
0,90 m		Nagy zöld-amfibol, földpát és ilmenitroncsok. A kvarcerek mentén erőteljes aktinolit és leukoxénképződés. Epidoterek, szericitesedés, kaolinosodás.
1,30 m		Nagy zöld-amfibolszemek, szélükön aktinolitá alakulnak, kloritosodnak. A földpát aktinolitósodott. Erős leukoxénképződés. Ofitos szerkezet még kivehető.
1,60 m		Aprószemű kvarcból és üde albitlécekből álló alapanyagban kloritfészkek. Sok leukoxén. Eredeti zöld-amfibol—földpátroncok nem láthatók.
1,70 m		Nagy plagioklász- és zöld-amfibollécek roncsai. A földpát biotittal hintett, a zöld-amfibolt biotit szegélyezi (46. ábra). A biotit sávokban helyezkedik el s így palásság látszatát kelti. Kloritá alakul át.
2,20 m		Földpátszemek, csipkézett szélű zöld-amfibolszemek maradványai. Nagy ilmenithalmazok. A zöld-amfibolszemet olykor biotit szegélyezi. A kőzet aktinolitál sűrűn hintett.
2,90 m		Földpátszemek maradványai. Sávokban kvarckiválás és klorithalmazok. A kőzetet epidot-ér szeli át. Foltokban leukoxén.
3,30 m		Zöld-amfibol-, földpát- és ilmenitszemek. Ofitos szerkezet. Kezdődő gyenge elbontás folytán az eredeti földpátléceket aprószemű albit szegélyezi. A zöld-amfibolszemek szélükön aktinolitá alakultak.
3,80 m		Földpátszemek elmosódott roncsait aktinolit és klorit járja át. Zöld-amfibol helyén klorithalmazok, klsfokú albitosodás. Erős piritesedés.
4,10 m		Szericit, karbonát és klorithalmazok. Erős ilmenit-leukoxénképződés. Helyenként aktinolit látható. Epidoterek. Az elbontás a talkosodásig fokozódott.
4,80 m	Diabáz— pala- érintkezés	Biotitból keletkezett klorit- (antigorit) halmazok, továbbá szericit, karbonát, kis mennyiségben ilmenit, leukoxén és pirit.
5,10 m		Biotithalmazok kezdődő kloritosodása. Ereben sávosan földpát aktinolitál. Erős piritesedés.
5,10 m		Andaluzitos, biotitos pala, helyenként aktinolitós, biotit-kloritfészkeket tartalmaz. A kloritosodás közben leukoxén vált ki.
5,50 m		Szericites kloritpala.
6,00 m		Biotitos, szericites kvarcpala.
6,20 m		Kloritpala biotitfoszlányokkal. Kevés kvarc- és érc kiválás.
8,10 m		Szericites pala.
9,40 m		Biotitos, szericites kvarcpala.
10,20 m		Biotit-muszkovit-szericitpala.
10,60 m		Biotit-muszkovit-szericitpala.
10,80 m		Biotit-muszkovit-szericitpala.
11,70 m		Szericites kvarcpala.

D
i
a
b
á
zDiabáz—
pala-
érintkezésKontakt metamorfózist szenvedett,
majd hidrotermálisan elbontott
fillit

A szelvényből először az állapítható meg, hogy a kőzet, amely a Retezi-lejtősakna 60°-os vágata felett, a Cseh-féle préháznál bukkan a felszínre, ofitos szövétű, augitos diabáz volt, azonban a szelvényben megfigyelt hidrotermális átalakulás már uralitosodott diabázon érvényesült. A kőzet olyan lehetett, mint amelyet az Orczy-szőlőben találtunk. Ez alakult át hidrotermálisan, s ez a folyamat a diabáztest két szélén, a kontaktpala és gránit érintkezésénél a legelőrehaladottabb, egymással azonban nem azonos.

Az epidot ereken való megjelenése annak késői, hidrotermális eredetét mutatja.

A gránit-diabázérintkezésen feltört termális oldatok hatására az uralitosodott diabáz elbontódásának további iránya a szericitesedés-talkosodás és karbonátosodás. A klorit a biotitosodott kőzet további elbontási terméke. Ez jól látható egyes átmeneti szakaszokon, ahol a klorithalmazokban az eredeti biotit maradványai még fellelhetők. A biotit viszont az aktinolitál

jellegűvé válik. Ugyanilyen amfibolitosodási folyamatnak lehet tekinteni a Cseh-féle prësház kőzetén megfigyelhető zöld-amfibol képződését a nagy földpátszemek belsejében.

A vágat túlsó oldalán az érintkezési átalakulást szenvedett palában a diabáz közelében szintén biotitosodást tapasztalunk, míg a diabáz oldalán a biotitosodás után kloritosodás volt az uralkodó folyamat.

A törés mentén érintkező gránitban erős berezitesedés fejlődik ki, kvarcosodással, kaolinosodással, szericitesedéssel és a biotit muszkovitosodásával.

Ebben a vágatban egyazon folyamat alatt két irányban haladó kőzetelbontás kemizmusának különbségeit tudjuk kimutatni.

Az epidot késő hidrotermális megjelenése indokolja hiányát az Orczy-szőlők uralitosodott kőzetében, illetve igazolja ennek a kőzetnek érintkezési hatásra bekövetkező, majd pneumatolízissel kísért, nagyobb hőmérsékletű átalakulását. Ebből a szempontból jellemzőnek kell tekinteni, hogy epidotos gránitunkban az epidot nem erekben, hanem a zöld biotitos fészkekben jelenik meg.

A Retezi-lejtősakna 60°-os vágatában tehát a diabáz a regionális metamorfózis, az érintkezési és a molibdenites pneumatolízis folytán többszörösen átalakult, uralitosodott, a későbbi hidrotermális hatás következtében pedig lisztvenitesedett. Igen jellemző, hogy a diabázát átszövő kvarcerek egyikében galenit-szemecskét találtam. A pala turmalinosodásának, továbbá a gránit és pala molibdenitesedésének nyomát az elbontott diabázban nem találjuk meg.

A székesfehérvári mélyfúrás és a gécsihegyi diabáz elbontásának folyamatát összevetve, a következőket állapíthatjuk meg.

A diabáz a balatonfelvidék—velencei fillitösszlet regionális átalakulásával egyidejűleg a kvarcporfirhoz hasonló, gyenge dinamometamorfózist szenvedett. Ezt a székesfehérvári fúrás diabázának tanúsága szerint uralitosodás és kloritosodás jellemzi. A gránit érintkezési hatására Mg-metaszomatózis ment végbe, ami a piroxén-zöldamfibol-földpátegyensúlyt bontotta meg és amfibolyszerű kőzet képződéséhez vezetett. Ez a kőzet a pneumatolízis során aktinolitodosott, káliumfelvétel folytán biotitosodott és kvarcosodott. A hidrotermális átalakulás révén kloritosodással, karbonátosodással és talkosodással zárul az elbontási folyamat.

D) Hidrotermális telérek képződés

A gránitmagmatizmus fejlődésének további hidrotermális képződményei a szétnyíló hasadékokat kitöltő telérek. Ezek különböző irányú rajokban szelik át helyenként a hegységet. A külszínen sokszor többszáz méter hosszúságban nyomozhatók. Külszíni kilúgozott, sejtes szerkezetük és a bányászati feltárások tanúsága szerint érces, fluoritos, karbonátos kitöltésű telérek.

1. A telérek elhelyezkedése

A telérek megoszlásában szabályszerűséget ugyan nem tapasztalunk, mégis úgy látszik, hogy a hegység központi tömegét, a Sárhegyet és Tomposhegy K-i felét, továbbá a Meleghegytől Ny-ra eső gránitfennsíkot veszik körül.

A rajokban húzódó teléreket a következőképpen csoportosíthatjuk.

A hegység ÉNy-i peremén húzódik a székesfehérvári szőlők, kőrákáshegy-vargahegyi telérraj. Ettől D-re következik az üveghegy-suhogó-pákozdi telérraj, majd pedig a kisfalud—ősihegyi-telérraj. Önálló telérként húzódik a szüzvári telér, a vaskapuhegyi telér és az ördöghegy-meleghegyi telérsor.

A telérek későbbi mozgások következtében feldarabolódtak és részeik egymástól kisebb-nagyobb távolságokra elvetődtek.

2. A telérek szerkezete

A telérek kivétel nélkül szétnyíló hasadékkitöltésűek, szimmetrikus felépítésűek, legtöbb esetben szalagos, egyes szakaszokon azonban breccsás szerkezetűek, ami a hasadékok ismételt felszakadására utal. Ilyen volt pl. az ördöghegyi lejtősaknával megkutatózott telér.

3. Irodalmi adatok

A kvarctelérekről első ízben VENDL A. tesz említést. Genetikailag két csoportra osztja őket. A hegység Ny-i felében a gránitmagmatizmussal kapcsolatban álló telérek szerinte nagy hőmérsékleten keletkeztek, míg a K-i részen az ördöghegyi, meleghegyi teléreket, — köztük a baritot — és a Nadaptól K-re eső teléreket andezithez kötött utóvulkáni képződménynek tartja. Ezt a felosztást később TELEKI G. és FÖLDEVÁRI A. is átvette.

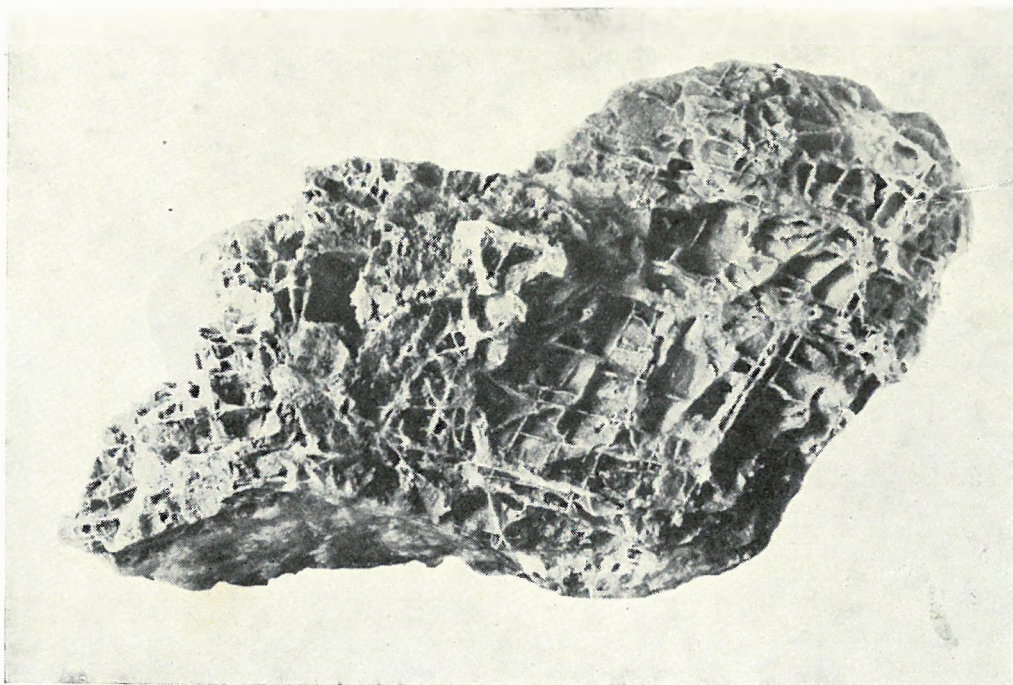
A Ny-i hegység rész kvarctelerei közül a szűzvári kis telér galenitnyomairól, a kőrákás-hegyi és suhogói kvarctelérek fluoritnyomairól és végül az ördöghegyi kvarctelér galenitfészkeiről találunk említést VENDL A. munkájában. Az ércesedés szerinte a hegység lepusztulása során eltűnt és ezért gyakorlati jelentőséget nem tulajdonít neki. A székesfehérvári szőlők, az Ósihegy és Tomposhegy telérrajzairól az eddigi irodalom nem tesz említést.

4. A telérek kibúvásai

A telérek a felszínen éles taréjok, kiemelkedő domborok alakjában jelennek meg.

A Velencei-hegység összes kvarcteléreinek jellegzetessége, hogy kitöltésük eredeti ásványai a kvarc kivételével kilúgozódtak és helyükön üregek maradtak vissza. A külszínen tehát mindenhol sejtes kvarc jelzi az egykori érces teléreket. A sejtes kvarc sejtjeinek alakjából már évekkel ezelőtt következtetni tudtak az egykori kitöltésre. Így LINDGREN (151), BATEMAN (14) teleptanai, majd ezek nyomán legújabbán Sz. Sz. SZMIRNOV (233) művében találjuk a sejtes kvarc változatainak jellemzését. Ezek keletkezésének részletes magyarázatát azonban az említett művekben nem találjuk meg. Nálunk a bányászat három helyen tisztázta a sejtek folyamatos kialakulásának menetét.

A legszebb sejtes kvarcot a sukorói Ördöghegy csúcsán mélyített felszíni kis aknában kaptuk (47. ábra). A sejtek alakjából ítélve, a telér galenites volt.



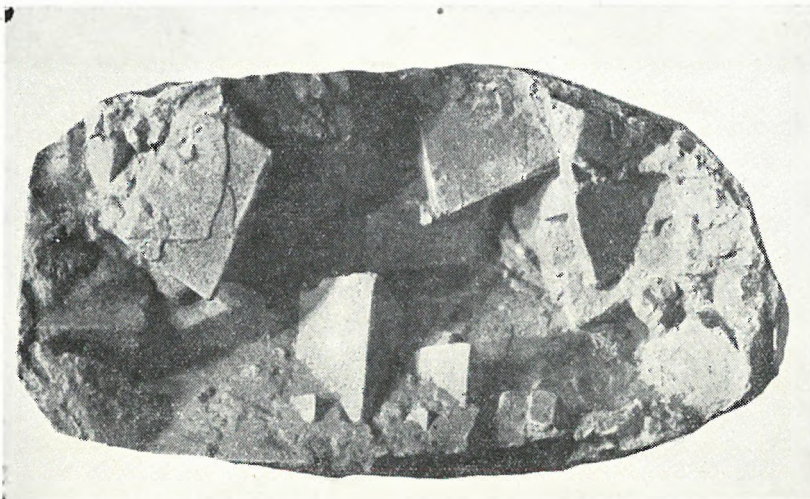
47. ábra.

Sejtes kvarc ércásványok kilúgozása után. A sejtek alakja egykori galenitkitöltésre utal. Sukoró, Ördöghegy csúcsa, külszíni kibontás. A term. nagys. $\frac{1}{2}$ -e. (Foto: Dömök T.)

Fig. 47.

Quartz alvéolaire, après la lixiviation des minéraux à minerais. La forme des alvéoles montre le remplissage ancien de galène. Sukoró, sommet du mont Ördöghegy. Ouverture artificielle. $\frac{1}{2}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. Dömök)

A székesfehérvári szőlők területén karbonátüreges telérek találhatók (48. ábra). Itt hatalmas karbonát- (kalcit) kristályok és ércásványok lenyomatai maradtak meg a telér kvarcanyagában. A suhogói szakaszon már kevesebb a karbonát és több a limonitos kitöltésű, érc utáni



48. ábra.

Karbonátüreges, sejtes kvarc. Székesfehérvári szőlőkben heverő darab.
A term. nagys. $\frac{2}{3}$ -a. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 48.

Quartz alvéolaire à cavités de carbonate. Echantillon trouvée dans les vignes de Székesfehérvár. $\frac{2}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mme PELLÉRDY)

szűzvári táróból kikerült, félig kilúgozott telérdarabokon (49. ábra).

Az egyes ércásványok kilúgozódásának üteme természetesen különböző. Ez azonban a domborzattól és a társásványoktól is függ. Ha a terep lejtése meredek, vagyis a lepusztulás gyorsabb volt a kilúgozásnál, akkor — mint pl. a szűzvári meredek ormon — a galenit, kalkopirit, főleg pedig a cerusszit és malachit, a lerobbantott sziklában a felszín alatt 60 cm-re már határozott érckitöltés alakjában megtalálható.

A székesfehérvári szőlőkben, a kiskaludi kastély kertjében és a sukorói Ördöghegyen az 1—5 m mély kéziaknáknak a galenitet sikerült nyomokban kimutatni. A rézásványok közül a malachit a hegység minden kvarctelérjében nyomokban megtalálható. Így a toposhegyi, ősihegyi telérrajok egész hosszában, a vargahegyi telérekben és a Meleghegy (Likaskő) kvarctelérvonulatában is és innen a Templomhegy ÉK-i lábáig húzódó telérekben.

A fluorit közvetlenül a felszínen található fehér, kifakult állapotban. A pákozdi fluorittelér kibúvása pl. kb. 2 m vastag kiálló szikla volt. Ugyanígy a barit jelenlétét is a felszínen heverő darabjai árulták el.



49. ábra.

Galenites kvarctelér kilúgozódása következtében keletkező sejtes kvarc. A folyamat kezdeti szakaszán az üregeket még félig érc tölti ki, de már láthatók a kezdődő sejtfaalak is. Szűzvári malom tárójának kezdeti szakasza.
A term. nagys. $\frac{2}{3}$ -a. (Foto: DÖMÖK T.)

Fig. 49.

Quartz alvéolaire produit par la lixiviation du filon quartzifère à galène. Dans la phase initiale, les cavités sont à demi remplies de minerais, mais on voit déjà le commencement de la formation des cloisons des alvéoles. Secteur initial de la galerie du moulin de Szűzvár. $\frac{2}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. DÖMÖK)

5. A Velencei-hegység hidrotermális teléreinek részletes leírása

a) A székesfehérvári szőlők—kőrákáshegy—vargahegyi telérvonulat mintegy 4 km hosszúságban húzódik a hegység ÉNy-i szegélye mentén. A vonulatot törések és vetődések szakítják meg, de a telérrészek összefüggését azonos csapásuk jelzi. A vonulat mentén a telérkitöltések anyaga és a mellékközetek jellege igen változó. A vonulat három csoportra osztható, mégpedig:

- a) székesfehérvári telércsoport,
- β) kőrákáshegyi telércsoport,
- γ) vargahegyi telércsoport.

a) A székesfehérvári szőlőkben és a hozzá kapcsolódó kisludpusztai legelőn eddig biztosan öt kvarctelért nyomoztunk. Lehet, hogy ezek részben egyazon telér elvetett folytatásai, de az is lehetséges, hogy a szőlőkben nem két, hanem — amint KISHÁZI P. részletes térképezése során megállapította — ennél sokkal több telér húzódik.

Az első telér a Rác bányával szemben, a műút másik oldalán kiemelkedő kis dombon húzódik. Olyan sejtes gumókat tartalmaz, mint a szűzvári fluorittelér. Apró, sűrű párhuzamos falakkal határolt, rekeszes üregek ezek. Eddig csak ezen a két helyen találtam ilyet. A kis dombot fiatal üledék veszi körül, ami a sejtes kvarctelér folytatását is lefedi. Az üregek alakjából ítélve karbonátos, érces kitöltésű, szalagos telér. Érckitöltése inkább szfalerit és kalkopirit lehetett, mint galenit. A telér törmeléke kb. 50 m hosszúságban nyomozható.

A következő telér a rövidhullámú rádióadó és a műút között közel ÉD-i irányban, 700 m hosszúságban nyomozható. Szélessége is tekintélyes lehet. Eddig 3 m szélességben bontottuk ki a telér DK-i szakaszát. Kitöltése az üregek alakja szerint karbonátos, ércesnek gyanítható. Az 1,70 m mélységig kibontott telér anyagában malachitszemek, galenit- és fluoritnyomok mutatkoztak. A telér kvarcanyaga kristályos, szalagos, kokárdás szerkezetű. Sejtes kvarcanyaga tekintélyes kalcitdruzákat tartalmazhatott, mert ennek 4—5 cm-es kristálylenyomatai kerültek elő. Az üregek kitöltése a felszínközélnél főleg laza, fekete, mangándioxidos anyag. 1 m mélységtől kezdve azonban a MnO_2 -t limonit váltja fel. A telér két végén nem vékonyodik el, hanem teljes szélességében a fiatal üledékrétegek alá bukik. Ez a hegység egyik legnagyobb kvarctelére. Törmeléke és görgetegei az egész szőlőhegy területén megtalálhatók. KISHÁZI P. ezért nemcsak ezt a telért tételezi fel, hanem vele párhuzamosan futó még két telért sejt.

A rövidhullámú rádióadótól ÉNy-ra, az előbbivel párhuzamosan, további hatalmas, sejtes kvarctelér húzódik. Ez már nem annyira karbonátos, inkább ércüreges. Sejtes ürege alapján szfalerites, kalkopirités telérre gondolhatunk, amit malachitnyomok is alátámasztanak. A telér kvarcanyagának darabjai mintegy 300 m hosszúságban nyomozhatók, pontosan a Kőrákáshegy irányában.

A kisludpuszta legelőn két sejtes kvarctelér húzódik. Az egyiket kis kőfejtő tárja fel, a másikat pedig lövészárkok harántolja. Az első inkább tömör kvarcból áll, helyenként szfaleritre jellemző sejtekkel. Törmeléke a külszínen kb. 100 m-en nyomozható. A másik telér kb. 1 m széles, üreges, középső szakasza gazdagabb ércesedésre utal. Ércásványa az üregek alapján főleg galenit lehetett. Ezt kb. 200 m hosszúságban nyomozhatjuk, a rövidhullámú rádióadótól ÉK-re eső telér folytatásában. A sejtek kitöltésében sok a limonit, így pirit, kalkopirit érckitöltésre következtethetünk. ÉK-i irányban a telér a fiatal takarórétegek alatt, a Kőrákáshegy irányában tűnik el.

Ezen a teléres, szalagos kvarcosodáson kívül az Aranybulla dombjától Kisludpuszta irányában húzódó domboson és e mentén kifejlődött kvarcosodás nem teléres, hanem meleghegyi típusú átitatás. A gránit helyenként olyan mértékben kvarcosodott, hogy csak az egykori kvarcszemek maradtak meg a gránitot felépítő ásványokból.

β) A következő telércsoport a Kőrákáshegy területén jelenik meg. A telérek hosszabb szakaszokon követhetők kibúvásban. A hegy csúcsán áthaladó telérben a fluoritot már VENDL A. felismerte. 1948-ban FÖLDVÁRI A. aknát telepített rá, amely 30 m mélységet ért el. A mélység felé a fluoritos, sejtes kvarc fokozatosan galenites—szfalerites—kalkopirités telérbe ment át.

A hegy ÉK-i oldalában levő kőfejtő 6 m szélességben tárja fel a sejtes kvarctelért. A sejtek üregeinek alakja szfaleritre utal.

A Kőrákáshegy tetejét részben kontakt pala fedi, telérkvarctörmelék azonban mindenütt található. Legtávolabb a csúcstól kb. 300 m-re DNY-ra az erdő sarkánál nyomozható gyéren sejtes, inkább kvarcosodott gránit alakjában. ÉK-en a telér a következő kis gránitkúpon jelenik meg mintegy 20 m hosszúságban, 2 m szélességgel, majd a Kőrákáshegy és Vargahegy közötti törésen túl a fiatal takarórétegek alá süllyed. A külszíni nyomok kizárólag gyér, szfalerites ércesedésre és igen erős szerkezeti mozgásokra utalnak.

A FÖLDEVÁRI A. által telepített aknában megismert ércesedés alapján a telérre lejtősaknát hajtottunk, aminek bányaföldtani leírását későbbi fejezet ismerteti.

Ezen a területen kívül az erdő D-i szegélye mentén a szántóföldön egy további kvarctelér húzódik, amelyet 200 m hosszúságban sűrű törmeléke árul el. Ez is sejtes kvarcból áll, bár a törmelékben a telérszegély tömött kvarcanyaga van túlsúlyban.

γ) A kórákáshegyi telérek csapásban a fiatal üledékrétegek alól előbújva, a Vargahegyen folytatódnak. A Vargahegy már nem gránitból, hanem fillitből és érintkezési átalakulást szenvedett búzapalából áll. Ezenkívül a hegyet turmalinos kvarcerekkel átjárt öv szeli át. A turmalinos övvel párhuzamosan, attól É-ra húzódik a kvarctelér, amelynek felszíni darabjai a Pátkára vezető régi úton 36 m szélességben nyomozhatók. A felszínre bukkanó hatalmas telér anyaga erősen limonitos, sejtes kvarc, amely fillitzárványt is tartalmaz. Mintegy 200 m csapás-hosszban nyomozhatók. A felszínen heverő darabokban fluorit- és malachitnyomok találhatók. A sejtek kevés karbonát-, főleg szfalerit- és kalkopiritkitöltésre utalnak. A telérkitöltés oxidációja 1 m vastagságban tömör limonitot szolgáltatott. A telérek teljes szélességükben folytatódnak a fiatal üledéktakaró alatt.

b) A *suhogói telérvonulat*. A következő telérraj a Császárpataknál kezdődik és innen az Üveghegyen—Suhogón át több ágban, ferdén szeli át a Tomposhegyet, s csaknem a lovasberényi műútig lehúzódik.

Az Üveghegy taréja már messziről látható. Ez a hatalmas, sejtes kvarctelér volt az, amelyben a fluoritnyomokat Vendl A. felfedezte. A lila fluorit apró fészkekben és porszerű bevonatként jelenik meg a kvarc repedéseinek felületén.

Az Üveghegy taréja a Császárpatak völgyéből két ágban kiindulva, a pákozdi-csalai mezei útnál egyesül és azután szélesedik ki. Csapása itt megegyezik a gránitporfirtelérékével. A telér legnagyobb részét tömött, szalagos kvarcból áll. A karbonátásvány szfalerit és galenit üregeit őrző sejtes szerkezet és az erős limonitosodás helyenként dús ércesedésre enged következtetni.

A Császárpatak völgyébe nyúló Ny-i ágon a kibúvás sejtes anyagában malachitszemcsék találhatók.

A telér két oldalán a gránit és gránitporfir mélyrehatóan kaolinosodott-berezitesedett. Biotitot már nem találunk benne. A telérből minden irányban apró kvarcerek ágaznak szét és járják át a gránitot. Kiséretként a Zsellérek legelőjén több helyen vékonyabb-vastagabb kvarcerek láthatók. Itt az erős berezitesedés e főcsatornán szállított oldatok hatására következett be.

A telérvonulatot kisebb törések szelik át, amelyek hirtelen bevágódásokkal jelentkeznek. Az egyik árokban a telér teljes szelvénye látható, ami 10 m széles, összetett telérről tanúskodik.

Ugyanilyen telérfejet tárt fel az az árok, amelyben a tárót, később pedig a lejtősaknát telepítettük. Itt már nem egy, hanem két hatalmas telér van. Az egyik magasabban fekvő, 5 m széles, szimmetrikus, kétoldali tömör szegély között 3 m vastag, szivacszerű kitöltés látható. A sejtes kvarc karbonátásvány, szfalerit, kalkopirit szerepére utal az egykori kitöltésben. A kibontott telér anyagában apró malachitszemcsék találhatók. Ez a sejtes kvarctelér kiálló gerincként húzódik tovább kb. 300 m-en át, amikor a következő nagy törésnél szétszóródva É-nak fordul a Tomposhegy csúcsa felé. Itt kétszer 15—20 m-es távolságokra elvetve folytatódik, majd a felszíni törmelék alá bukik és hatalmas, kiálló taréj alakjában csak a Csalai erdőben tűnik elő újból. Itt azonban hirtelen vékonyodni kezd és a lovasberényi út felé lejtő domboldalon végképp eltűnik.

A Suhogó említett nagy telérétől D-re kb. 60 m-re egy másik, közel 3 m széles, sejtes kvarctelér húzódik az előzővel párhuzamosan. A sejtek alakjából ítélve, ez is karbonátos, szfalerites, kalkopiritos lehet. A malachitnyomokat a kibontott telérkitöltésben megtaláltam. A telér széles körzetében berezitesedés ment végbe.

Ez a telér a következő árkon túl megszakítás nélkül, egyenesen követhető a karácsonyhegyi szőlőkön át a legelő elejéig, ahol nagy telér alakjában csap át a gerincen és tűnik el a törésekkel átjárt domboldal felszíni törmeléke alatt. Tovább már a pákozdi fluorit-telér alakjában bukkan felszínre.

Az 1951 augusztusában megtalált főtélérén kívül, azzal párhuzamosan, még két vékonyabb kvarctelér húzódik itt. Egyik kb. 70 m-re É-ra, a másik pedig D-re, ugyanilyen távolságra. Utóbbiból szőlőművelés során malachitos, cerusszitos telérkvarcdarabok kerültek felszínre.

A fluorittelért DNy-on valószínűleg vetődés határolja le. Itt a lesüllyedt telérszint lejtőtörmelék borítja. ÉK-i végén mély árok, valószínűleg törés szeli át, amelyen túl a fluorittelér elvékonyodik és eltűnik. A tőle D-re eső kvarctelér ellenben áthalad ezen a törésen és mint széles, kvarcerekkel átjárt vonulat, helyenként telérré szélesedve folytatódik tovább. Ez is

sejtes, karbonát-ércüreges, amely a fluorittelérhez hasonlóan hol telér, hol érhalózat alakjában folytatódik tovább.

A telérvonulatot mintegy 300 m-en keresztül lejtőtörmelék takarja el és csak a vízvásztó csúcson kerül ismét felszínre. Ezután több töréssel megszakítva, kulisszaszerűen folytatódik csaknem a lovasberényi útig. A telér végig sejtes, üreges, átlagban 4 m széles és a felszín alatt gyéren malachitnyomokat tartalmaz.

Az elmondottak szerint ez a teléres vonulat több mint 4 km hosszú szakaszon kisebb megszakításokkal, törésekkel és vetődésekkel átszelve húzódik. Csapása DNy-on egyezik a hegység és a gránitporfirtelerek csapásával, a közepén azonban É-nak fordul és keresztülszeli a hegységet. A töréses öv, amely mentén a telérek kifejlődtek, egész hegységet átszelő, valószínűleg nagy mélységeig lenyúló, kulisszaszerűen folytatódó hasadékok rendszere. Ez a telérek kitöltésének megítélésénél igen fontos tényező.

Ebben a hosszú telérvonulatban a pákozdi fluorittelér központi helyzetet foglal el. A 160 m-es kibúváson túl máshol nem jelenik meg ilyen kristályos fluorittelér alakjában. Ezt semmiképpen sem tekinthetjük véletlen jelenségnek.

Ha a fluorit, kvarc, érc és karbonát telérkitöltés egymáshoz való viszonyát vizsgáljuk, azt a törvényszerűséget látjuk, hogy a középső szakaszon a fluorit és kvarc foglal helyet, ettől a szárnyak felé pedig az ércüreges, sejtes kvarc következik. A székesfehérvári szőlőkben — ami még inkább a peremi részekre esik — már a karbonátüreges kvarckitöltés van túlsúlyban. Ha a függőleges szakaszosság szemszögéből vizsgáljuk, akkor a karbonátos szakaszt hidegebb képződménynek kell tekintenünk, ami alatt nagyobb hőmérsékleten képződött fluoritos övet várhatunk.

c) *A kisfaludpuszta-ősihegyi vonulat.* Az előzővel csaknem párhuzamosan fut a kisfaludpuszta-ősihegyi vonulat. A kisfaludi kastély kis dombja, amelyre az épületet húzták, ellenállóbb teléryanaga miatt mered ki a környező fiatal rétegekből. A kastély kertjében sziklaként áll ki a tömött kvarctelér, amelynek nagy részét az építkezés során lerobbantották. A megmaradt csonkban vékony galenites-kalkopirités ér húzódik. A telér mindössze 10 m csapáshosszban nyomozható. Két oldalán a gránitot széles szakaszon vékony kvarcerceskék szövedéke hálózta be.

Ez a telér a fiatal üledékek alatt az Ősihegy irányában húzódik. Az Ősihegy előtt mintegy 200 m-rel már tele van a szántó föld telérkvarctörmelékekkel. Innen megszakítás nélkül követhető a telér az Ősihegy csúcsáig, ahol hatalmas telérként folytatódik tovább.

A telér jellegzetes, sejtes kvarc, a sejtek alakja galenitkitöltésre utal. A hegy oldalában kiásott lövészárók 6 m szélességben harántolta a telért. A hegy lábánál heverő tömbökben malachitnyomok láthatók. ÉK felé a telér hirtelen szétseprűződik, majd a szőlőkben fiatal homoktakaró fedi el. Ez alól később ismét felszínre bukkan és mint malachit- és lila fluoritnyomokat tartalmazó, kisebb telér folytatódik a pákozdi legelőn.

Ez a vonulat a pákozdi szőlőknél kiemelkedik és a törmelék alatt eltűnik. Hosszabb megszakítás után a Bellapatak-dűlőben láthatjuk ismét valamelyes nyomát és itt egyesül az üveghegy-suhogó-tomposhegyi vonulattal. Ez idő szerint még nem tudjuk eldönteni, hogy a pákozdi fluorittelér kiemelése után nem ez a vonulat folytatódik-e tovább és szeli át a hegységet harántirányban.

d) *Sukoró-ördöghegyi vonulat.* Ezt a vonulatot VENDL A. azzal a megjegyzéssel említi, hogy SCHAFARZIK F. a külszíni telérkibúváásban galenitfészket talált. A hegy DNy-i végén levő elhagyott malomkőfejtőben és több helyen felszíni kibúváásban látható telérrészek bontásában az üreges, sejtes kvarchan szfalerit-galenitnyomok találhatóak. Ez a legjellegzetesebb galenit utáni sejtes kvarc a hegységben (47. ábra).

Az ércnyomok alapján megtelepített kutató lejtősakna tisztázta a telér érces jellegét és különös szerkezetét.

A felszíni kibúváások egyazon telér vetőkkel szétszabdalt részei. Ezt a bányászati kutatások is igazolták. Ezenkívül azonban a hegy DNy-i szélén egy másik vékonyabb telér is húzódik, amely ugyancsak sejtes kvarcból áll. Az ördöghegyi telérekben szfaleriten és galeniten kívül másodlagos markazit is van.

A sukoró-ördöghegyi kvarctelér D-re a lejtőtörmelék alatt folytatódik tovább a Velencei-tó felé, míg É-ra szétseprűződéve csak kaolinosodott vonulat alakjában folytatódik a falun keresztül a Meleghegy irányában. Először a sukorói legelőn, a falu felett tűnnek elő ismét a vékony kvarcerek, amelyek feljebb ugyancsak kulisszaszerűen folytatódó bariterek és telérek alakjában folytatódnak. Ezeket HEGEDÜS JENŐ, majd később az Ásványbányászati Vállalat külszíni bányászattal már leművelte. Az egykori kis hányók, lejtősaknák és ottmaradt «készletek» darabjaiból megállapítható a barit kifejlődése, amely 20 m mélység alatt már galenites barit-, majd galenites kvarckitöltésbe megy át. A Meleghegy D-i oldalának baritos erei és telérei tehát

az ördöghegyi szfalerites-galenites telérek magasabbszinti folytatásának tekinthetők. Meglepő, hogy a máshol nyomokban mindenütt meglevő malachit itt seholsem fordul elő.

A vonulat egészen az erdő széléig nyomozható. Itt a lejtőtörmelék alatt tűnik el, azonban barittörmelék seholsem található, ezért számolni kell azzal, hogy a telér nem folytatódik tovább.

Az 5—10 cm széles bariterek szinte körülölelik az egész Meleghegyet. Így megtalálhatók a Csöntérhegy D-i oldalán, a Meleghegy D-i oldalán és a Meleghegy—Kazalhegy közötti gránitfennsík több pontján. A vékony erek két helyen hirtelen lencseszerűen kiszélesednek. A szélesebb lencsékben a barittal galenit is megjelenik. Ezenkívül — igen ritkán — fluorit kíséri a baritot. A fluorit minden esetben a baritnál előbb kristályosodott.

A barit ásványtani vizsgálatával ERDÉLYI J. foglalkozott, aki a morfogenetikai bélyegek alapján annak epitermális keletkezését állapította meg (40).

e) *Egyedülálló telérek.* Ide tartozik elsősorban a szűzvári érces fluorittelér, melyről már VENDL A. is említést tett. A szűzvári malom felett húzódó orom kb. 60 cm vastag kvarctelérkéje mintegy 8 m hosszú szakaszon bukkant elő a vastag lösztakaró alól. A meredek kibúvás gyors lepusztulása az oxidált övet lehordta és így a sejtes kvarcban az apró ércszemek sűrű behintés alakjában tűntek elő.

A sziklaorom lerobbantása után 10 cm vastag összefüggő galenit—cerusszit—kalkopirit-zsinór vált szabaddá a szélesebb, sejtes kvarckitöltés közepén. A telér mélyebbszinti érces kifejlődésének nyomozására 1951-ben szintes tárót hajtottunk a kibúvás alá. A vállalkozás sikerrel járt, a táró ugyanis a talpon vaskos, galenittel kitöltött telért tárt fel. A táró további szakaszán az érces kvarctelér fokozatosan fluorittelérré változott. Ennek ismertetésére a bányászati részben kerül majd sor.

Egyedülálló kvarctelér húzódik a Vaskapuhegy palaköpenyében. Alkatában minden eddigi telértől különbözik. Anyaga fehér, kockacukorra emlékeztető, kristályos kvarc, amelyben apró, pirit után hexaéderez, limonitos üregecskék láthatók. A telér szélén limonitos bekéregzés dúsabb piritből származhatott. A cukorfehér, kristályos kvarcban felhőszerű, sötétszürke, grafitos foltok láthatók. A palaösszletbe tartozó képződmény átkristályosodott lidit lehet. Mindössze 50 m hosszúságban bukkan felszínre, utána eltűnik a pala lejtőtörmeléke alatt. Genetikailag a telért más egyetlen típushoz sem lehet sorolni. A vargahegyi kvarctelérektől is merőben különbözik.

A kvarctelérek felszíni elhelyezkedésében igen lényeges, hogy azok a gránitpluton DNY-i részén egészen a fiatal üledékek széléig nyomozhatók, másodsor, hogy a legerőteljesebb kvarcosodás és kőzetelbontás itt fejlődött ki. A kőrákáshegy—vargahegy—szűzvári malom telérei viszont azt mutatják, hogy a hegység peremi részein jelentős telérképződés történt. A kvarctelérek folytatását a 200 m-t valószínűleg meg nem haladó vastagságú pannóniai takaró alatt a Kőszárhegy irányában remélhetjük.

IX. A GRÁNITMAGMATIZMUS FEJLŐDÉSÉNEK SZERKEZETI VONATKOZÁSAI

Hegységünkben a magmás fejlődés a hegyszerszerkezettel a legszorosabb összefüggésben áll. Mindkettő folyamatosnak látszik.

A gránit térfoglalása és elsődleges szerkezete paleozóos antiklinálisba történt intrúzív magmabehelyezkedésre utal, ami a gránit helyenként megnyilvánuló lineációjával, továbbá középhegységünk tengelyéhez és irányához igazodó megnyúlt helyzetével igazolható. Ez a két elsődleges szerkezeti elem a gránit szimmetrikus elhelyezkedését példázza egy paleozóos antiklinális szerkezetben. A hegység mai gránittömege a paleozóos rétegek közé felynomult pluton kupolája. Ezt követően a magmás fejlődés töréses szakaszában hosszanti repedések keletkeztek. Ezek kontrakciós irányok, a magma kihülésének következményei, nem pedig ÉK felől ható nyomás eredménye, ahogyan azt TELEKI G. (244) magyarázta.

Szerkezeti szempontból igen nagyjelentőségű az 1955. évben Siófok közelében mélyített fúrás, amely itt 157 m-ben velencei típusú, mikroclin nélküli, kalciterekkel átjárt gránitot ért el. Ha ehhez hozzávesszük a kőszárhegyi metasomatikus ércesedést, akkor a velencei gránit magyszerkezeti helyzete a Középhegység paleozóos tengelyében még inkább nyilvánvalóvá válik.

Ezek szerint nem elszigetelt, egyedülálló gránitlakkolit, hanem a középhegység szerkezetéhez tartozó magpluton. Ilyen minőségben való megítélésénél rendkívül fontos, hogy epimetamorf fillitköpenye részben érintkezési átalakulást szenvedett és hogy a kristályosabb egységek, gnájsz, csillámpala és amfibolit teljesen hiányoznak. E tekintetben teljesen egyezik a „gemerid” gránitok és palaköpenyűk szerkezeti jellegével.

Ugyancsak igen lényeges szerkezeti vonás, hogy amíg a fillitösszlet teljes egészében dinamometamorfózist szenvedett eruptív tagjai porfiroidokká váltak, addig a gránit ennek semmiféle bélyegét nem viseli. Ebben ugyancsak teljesen egyezik a „gemerid” gránitokkal.

A magmatizmus szerkezeti fejlődésére jellemző, hogy apofiziseket seholsem bocsát a környező palába, mindenütt törések mentén érintkezik vele, ugyanakkor a gránitporfir mindenhol aktív magmaként lép fel, átalakítja a mellékközetet, abba injekciókat bocsát és darabjait magába zárja. Ennek okát kétféleképpen magyarázhatjuk. Vagy azzal, hogy a gránit feltörésekor kristályosodása jelentős mértékben előrehaladott állapotban volt és így kontakthatás tekintetében passzív, sűrű tömegként viselkedett, vagy pedig a gránit intrúziója és a gránitporfir-telének képződése között szerkezeti átrendezés folytán a gránit kiemelt helyzetbe került és eközben egyirányban erősen összetöredezett, benne szétnyíló hasadékok képződtek.

Az első feltevés ellen szól a gránit igen kisfokú vonalas, folyásos szerkezete, a másik ellen pedig az, hogy ilyen kiemelkedés közben nem képződhetek annyira szabályosan egyirányban futó, szétnyíló hasadékok, mint amilyenre hegységünkben példát találunk.

Az a tény, hogy a gránit közvetlen érintkezésénél seholsem tapasztalható a biotitosodásnál erősebb kontakthatás, azt mutatja, hogy a jelenlegi képződményhatár nem a gránit eredeti érintkezése. Erre a gyenge érintkezési hatásra már VENDL A. is rámutatott (270). Hegységünkben a kordierites, sztaurolitos kontaktpala és a szaruszirt teljesen hiányzik.

A gránit intrúziója és a kvarcosodás (vagyis a gránitmagmatizmus hidrotermális szakasza) között nagyszabású mozgások voltak. Ennek nyomai eddig három helyen észlelhetők:

a) *A Meleghegy—Antóniahegy csapásában*, a gránit és pala érintkezésén közel 100 m szélességben kontaktbreccsa húzódik a felszínen, amely a meleghegyi kvarcosodás folyamán elkvarcosodott, kvarccal cementálódott.

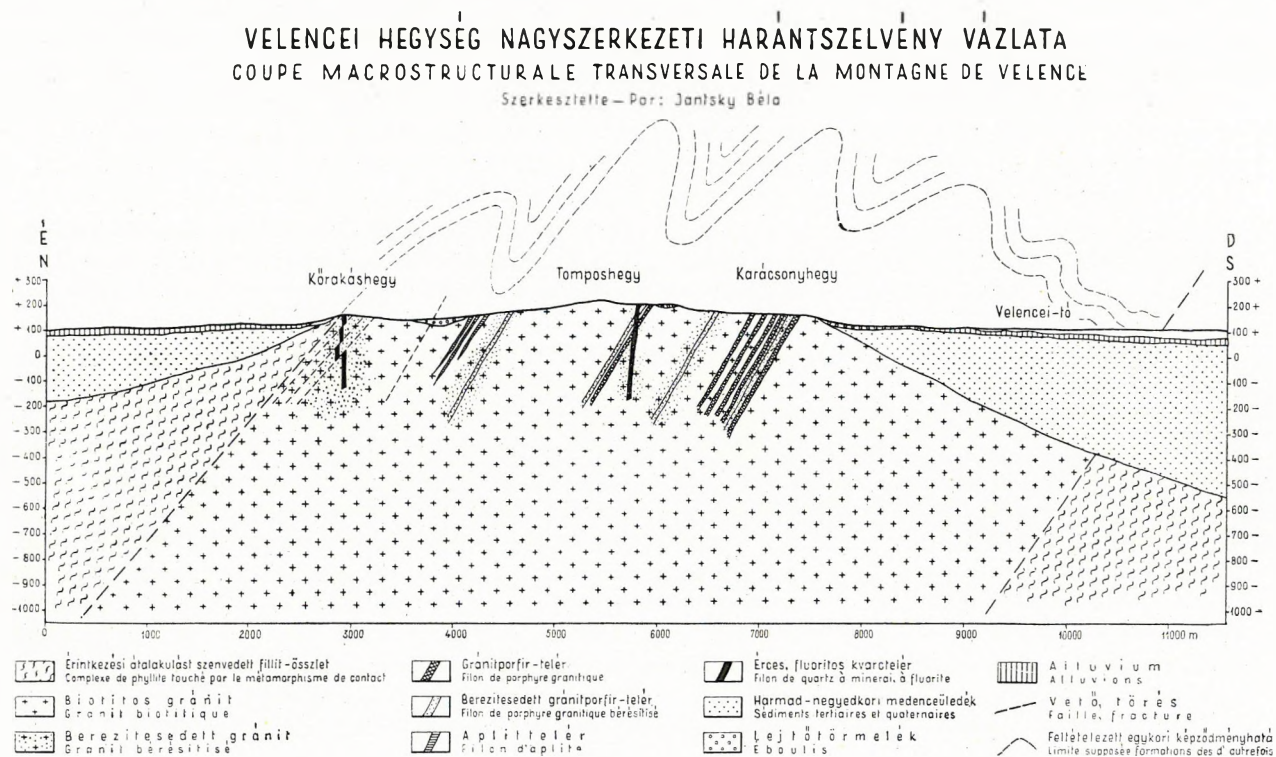
b) *Sukorótól É-ra* a kontaktpala foszlánya 2—3 m széles, kvarcosodott breccsás öv mentén érintkezik a gránittal.

c) *A Retezi-lejtőszakna 60°-os vágatóban* a kontaktpala és diabáz együttesen, vetődés mentén

érintkezik a gránittal, amelynek vetősíkja később a hidrotermális oldatok szállítójárává vált. A tektonikus érintkezés tehát az előtt a hidrotermális kvarcosodás előtt történt, amely fokozatosan fejlődött ki a molibdenites kvarcosodásból. Azt, hogy a pneumatolitos fázis folyamán elmozdulások következtek be, a ráncolódott, turmalinos pala összetöredezése és későbbi kiválású turmalinos kvarccal való összeragasztása igazolja.

A hidrotermális kvarctelérek képződése előtti nagyarányú szerkezeti átrendeződésre utalnak a hegységet átszelő kvarctelérek rajai is. E szétnyíló hasadékok képződésében bizonyos fejlődés látható. A suhogói és kislalud—ösihegyi kvarctelérek csapása a Császárpatak völgyének közelében megegyezik a gránitporfirtelérek csapásával. A telérhajók középső szakaszától kezdve azonban a csapásirány átlósba, majd a hegység tengelyére merőlegesbe fordul. A barittelérek kizárólag ilyen irányúak. A hidrotermális, töréses szakasz tehát határozottan kétirányú, egymásra merőleges csapású hasadékok képződésére vezetett.

Az elmozdulások a telérképződés ideje alatt is folytatódtak. Erre utalnak az ördöghegyi breccsás szerkezetű telérkitöltések és fluorittelérek.



50. ábra — Fig. 50.

A gránit középhegységi maghegység jellegére nézve igen fontosak a másodlagos szerkezeti formák, elsősorban a gránitporfirtelérek ÉNy-i dőlése és az uralkodó litoklázisok irányai. Ebből a paleozóos maghegységnek a mezozóos szárnyakkal együttes DK-i irányú felboltozódására következtethetünk (50. ábra). Ezzel magyarázhatjuk a palaköpeny hiányát a hegység egész D-i pereme mentén (IV. melléklet).

Ez a tektonika valószínűleg ausztriai vagy larámiai, amely a Kárpátok egész területén a mezozóos takarókat hozta létre és amely után az eocén transzgressziós üledékek diszkordánsan települnek a mezozóos képződményekre. Ekkor foglalhatta el paleozóos vonulatunk nagyszerkezeti helyzetét a középhegység tengelyében, amely a „gemerid”-gránitok felé mutat és lehatárolja az eocén tenger Ny-ról való terjeszkedését.

Az eocén vulkanizmus, amely hegységünkben igen nagyarányú volt, valószínűleg az így kialakult szerkezeti vonalak mentén fejlődött ki.

A vulkanizmus megszűnte után a hegység újabb jelentős szerkezeti mozgások színhelye. Ezek eredményei túlnyomórészt nagy törések és vetődések, bár andezit utáni feltolódás, pikkelyződés és torlódás is tapasztalható. Így Szabadbattyánban eocénkori kaolinosodott andezit vonszolódott akkor, amikor a paleozóos kristályos mészkő rátolódott a karbon agyagpala-összletre, a nadapi kaolintároló elején pedig a vulkáni agglomerátum és fillit tektonikus breccsává torlódott össze.

Az eocén vulkanizmus után bekövetkezett elmozdulásokat kor szerint rögzíteni — feltárás hiányában — nem tudjuk. A hidrotermálisan bontott andezitet is sűrű töréshálózat szeli át, amelynek kialakulása a magyar medence fiatal mozgásaival állhat összefüggésben.

Figyelmet érdemel még a hegység érintkezésének módja a pannóniai üledékekkel és a hegységet határoló törések helyzete. Töréses, meredek esést csak a hegység ÉK-i felén, a Váli-árok nál találunk. Ez a törés a geofizikai mérésekben is igen élesen kifejezésre jut. Ezzel szemben az összes többi töréssel határolt peremen csipkézett, tagolt partszegély fejlődött ki, amelynek mentén a pannóniai tenger mélyén benyomult a hegységbe, számos öblöt képezve. Ez nem leszakadásos partszegély, illetve nem a legfiatalabb, miocén utáni időkben végbement leszakadás. A hegység hirtelen esése a pannóniai üledékösszlet alá a hidrotermálisan bontott, laza kőzet nagyfokú lepusztulásával is magyarázható, amely a régebbi törések mentén a térszín kiegyenlítését célozta.

Igen érdekes a hegység egyes nagyobb tömbjeinek nagyarányú elmozdulása, amire a gránitporfirtelének rajainak egységes irányváltásából következtethetünk. Ilyen a Mélyszeg tömbje, amely szerkezetére, teléres képződményeinek irányára nézve teljesen elűt a szomszédos részek-től vagy a Zsellérek legelőjének és a kisfaludi legelőnek tömbje. Mindezeknek a teléres képződményekkel együttes irányváltása későbbi mozgásokra utal.

A hegység egész területén a gránit olyan nagymértékben töredezett, repedezett, hogy abból egyetlen köbméternyi egységes tömböt kifejtteni nem lehet. Ez okozza, hogy a gránitot legfeljebb zúzalékkőnek lehet felhasználni.

A repedések és törések mikrotektonikai vizsgálatával MÉSZÁROS M. foglalkozik. A többirányú tektonikai hatás, amely a hegység szerkezetét befolyásolja, rendkívül megnehezíti az egységes értelmezést. Ez azért is nehéz, mivel a későbbi mozgások legtöbbször a régi irányok újjáéledéseként jelentkeznek. Mégis a mérések az ÉK—DNY-i irányok határozott túlsúlyát mutatják.

Meg kell említenem a Gécsihegy—Meleghegy kontaktpalával szegélyezett, kupolás szerkezetét, amely a gránitpluton még megmaradt, elsődleges alakját tükrözi, kezdeti szakaszú greizenesedéssel.

A mikrotektonikai mérések eredményeit köfejtőnként ábrázoltuk. Az adatok részletes feldolgozása még hátra van. Külön meg kell említeni a Csirkeháznál, a Velencei-hegység egyetlen helyén kontakt palában megfigyelt vergenciát és a valamennyire mérhető *B*-tengelyt. A vergencia és *B*-tengely $155/60^\circ$ -os dőlése nincs teljes összhangban a közeli gránitröggel.

Bár nem célunk a hegység mikrotektonikai feldolgozása, az egész hegységre kiterjedő mikrotektonikai törvényszerűségek kiemelésére mégis szükség van. A hegység különböző részein több száz litoklázist mértünk be és gyakoriságuknak megfelelően LAMBERT-féle hálózatra, majd a szerkezeti térkép megfelelő helyeire raktuk fel. Ezáltal az egész hegységre jellemző irányok szemléltetően kirajzolódtak.

A nyilak a litoklázis-dőlésirányokat jelzik. A LAMBERT-féle hálózat 9 cm sugarú köreit felére redukáltuk. A legkülső kör a vízszintes települést, míg a pontjelzések a 90° -os helyzetet jelentik. Ahogy közeledünk a litoklázisok függőleges irányához, úgy rövidülnek az őket jelző nyilak. A litoklázisok mért értékeit összevont alakban tüntettük fel (IV. melléklet).

A hegység összes kőzeteiben élesen elválik egymástól a 70 — 80° dőlésű litoklázisok rendszere a kőzetterhelésből származó, enyhe dőlésű padosságától, amit szaggatott vonallal ábrázoltunk.

DNY-ról ÉK felé haladva a Rác bányában a 330 — 135° -os dőlésirányú litoklázisok szimmetrikus ellenszárnyaknak tekinthetők. A 285 , 240 és 185° -os dőlésirányokat ezzel szemben a hegység csapására harántirányban helyezkedő, jellegzetes szerkezeti elemnek kell tekintenünk, aminek szimmetrikus szárnya nem fejlődött ki. Valószínű tehát, hogy későbbi igénybevételek hatására képződtek.

A székesfehérvári ún. aplitfejűben a teléres gránit csapásának megfelelően csapás- és harántirányú litoklázispárok alakultak ki, amelyek az egész kőzettömegben uralkodók. Jellemző, hogy a padosság enyhe dőlésiránya egyezik a telérgránit hossz tengelyével.

A karácsonyhegyi bányák gránitjában szabályos csapás- és harántirányú litoklázispárokat találunk. A gránitporfirban ezzel szemben két hegységcsapás menti litoklázisirány fejlődött ki, míg az erre merőleges csapást csak enyhe padosság képviseli.

A Sárhegy tetején, az ingókövek védett területén az ép, hidrotermálisan el nem bontott gránit litoklázisai hat főirányban helyezkednek el. Jellemző ezek 60° -ot meg nem haladó dőlésszöge, ami éppen a gypjúzsákszerű mállásnak kedvez.

A 270 — 90° , 315 — 120° -os irányokat ellentétes litoklázispároknak tekinthetjük. Ezzel szemben a 240° és 210° -os dőlésű, tehát a hegységcsapásra közel merőleges csapású litoklázisok

ellenszárny nélkül a Rác bánya litoklázisaival vágnak össze. Viszont a Sági-major egyirányban rendezett szemcséjű gránitjában csak két, egymásra közel merőleges litoklázisirány fejlődött ki, amelyek nem egyeznek meg a hegység mai szerkezeti irányjaival.

A szűzvári malom melletti gránitkibúvás szimmetrikus, ellenpáros litoklázisain magma-peremi töredezettség nem észlelhető, hacsak a túlsúlyban levő 255, 340° irányú, enyhe dőlésű padosságot nem tekintjük annak.

A Sukoró—Velençe—Nadap közötti gránittömb mikrotektonikailag az előzőktől eltérő. Sukorótól K-re, az ún. olasz kőfejtőben feltárt gránitot sűrűn szelik át litoklázisok, ezek azonban a csúcsára állított romboéder lapjaival egyező helyzetűek.

Az olasz kőfejtőtől D-re húzódó gránitporfirtelér meredek dőlésű litoklázisai a telércsapásra harántirányúak, míg a padosság egyező csapású, ellenszárny nélkül. Ezek a litoklázisok tehát a karácsonyhegyi fejtőkben tapasztaltakhoz képest ellentétesen fejlődtek ki.

Sukorótól É-ra, az egyik gránitporfirtelér mikrotektonikája ehhez mérten szimmetrikus, mert litoklázis-rendszerében a telércsapással egyező litoklázispár és egy arra harántirány uralkodik.

A Gécsihegy Retezi- és Enyedi-gránitfejtők, továbbá a nadapi alappont gránitfalának lemért, többszáz litoklázisa alapján nem kapunk egységes képet. A Retezi alsó fejtőben hiányzik a 320°-os dőlési irány ellenszárnya, amire pedig a hegység D-i peremén számíthatnánk. Ehelyett kétirányú enyhe padosság fejlődött ki, közel D-i lejtéssel. A litoklázisok ilyen rendszere összhangban van a gránitpluton D-felé egészében megbillent helyzetével. Az Enyedi-bányában a hegységcsapással párhuzamos szimmetrikus elválási rendszer fejlődött ki, ami a kupolás szerkezettel összhangban van. Ugyanakkor a nadapi alappontnál a Retezi alsó kőfejtőhöz hasonló, egyoldalas litoklázisrendszert találunk ÉNy-i túlsúllyal.

A Csirkeház közelében levő gránitkibúvás meredek dőlésű litoklázisai harántirányúak. A hegységcsapással egyezők ezzel szemben enyhe dőlésűek, inkább padosságnak nevezhetők.

A nadapi kőfejtő gránitja és andezitje a szerkezeti igénybevételnek megfelelően rendkívül sok irányban töredezett. A két kőfejtőben önálló gránit-, önálló andezit-rendszer és a kettő közös irányú litoklázisrendszere állapítható meg. A gránitra jellemző a DK-i irányok túlsúlya, míg az andezitre az ÉNy-i irány hiánya. A két kőzet közös litoklázis-rendszerét, mely a felső kőfejtőben közvetlenül megfigyelhető, a 240—76°-os litoklázispár jellemzi.

A nadapi kaolintáróban mért litoklázisok az ÉK-i szárny túlsúlyára utalnak. Ezzel szemben a Zsidóhegy nagy leszakadása mellett több száz mérésben a D-i szárny erőteljesebb kifejlődése jut kifejezésre. A palaköpeny litoklázisai nem tekinthetők jellegzetesnek. A Csirkeház kontaktpalájának litoklázisai követik a hegység mai szerkezeti irányait és ugyanezt mondhatjuk a Sukorótól É-ra talált kontaktpalamaradvány esetében is.

Külön meg kell említeni a Gécsihegy csúcsán, a Szücs-féle kis fejtőben feltárt gömbhéjas szerkezetű andezit litoklázisait. Az andezit itt kontaktpalába nyomult fel és két szegélyén azzal együtt hidrotermálisan elbontott, kaolinosodott. Amint a hidrotermális hatás az andezitben láthatóvá válik, elveszti gömbhéjas szerkezetét és egymásra merőleges, uralkodóan harántirányú litoklázisrendszer fejlődik ki benne, amely az andezit-palahatáron megszakad.

A litoklázisok egész hegységre kiterjedő azonos rendszerét hiába keressük. A litoklázisok fő irányai csak mint összetevők ismerhetők fel az egyes területrészekben. Ezek az összetevők a hegység középhegységi szerkezeti irányai, amelyek közül egyesek bizonyos hegységreszekben túlsúlyba jutnak és uralkodó irányokká válnak. Leggyakoribb ilyen irány az ÉNy-i dőlés, amely minden kőfejtőben igen élesen jelentkezik és számos vetődés kíséri. Ez tehát hegységünk egyik legfiatalabb mikrotektonikai iránya.

A szimmetrikus litoklázispárok kétségtelenül a hegység csapására harántirányban fejlődtek ki. Ez viszont a hegység középhegységi magplutón jellgével állhat kapcsolatban.

A hegység mikrotektonikája tehát nagyszerkezeti helyzetével jó összhangban van.

X. PERM ÜLEDÉKEK MARADVÁNYAI

A hegység É-i peremén a székesfehérvár—lovasberényi út és a pátkai bekötő-út sarkától D-re, kb. 50 m távolságban, több mázsás súlyú szikla hevert a mezei út mellett. A szikla kőzete perm-i vörös konglomerátum, egyezik a Balatonfelvidék és Füle környékének kőzetével. Ezen a nagy tömbön kívül még két kisebb heverő darab is előkerült a szűzvári malom irányában húzódó zámolyi törés mentén. A leleteket beszállítottuk a M. Áll. Földtani Intézetbe és annak kertjében helyeztük el, hogy fennmaradjon az utókor számára.

Ez az érdekes reliktum a zámolyi medence — velencei gránit érintkezésén keletkezett törés síkjában hengerlődött ki és került a fiatal üledékbe, igazolva, hogy a perm a hegység É-i peremétől kezdve a mélységben húzódik a balatonfelvidéki perm folytatásaképpen. A kőzet vörös, kvarccal cementált homokkőkonglomerátum, amelyben apró homokszerű törmeléktől ökölnyi nagyságig legömbölyödött, paleozóos kőzetek anyaga található. Korát a mezozóos és harmadidőszaki törmelékek teljes hiánya igazolja. A konglomerátum kőzetei: fehér kvarcit, amely valószínűleg a fillit kvarcgumóiból származik, ráncosan gyúrt, kvarcosodott fillit, lidit, turmalinos kontaktmetamorf pala, porfiros, kvarcosodott aplit és greizenesedett turmalinos aplit. A balatonfelvidéki és mecseki perm-mel összehasonlítva: gránittörmeléket nem találunk benne. Ebben az időben a gránit valószínűleg még palaköpeny alatt volt.

A kőzetek mikroszkópos vizsgálata során a következőket állapíthattuk meg.

A ráncosan gyúrt, kvarcosodott fillit, szericit-muskovit-fillit alapanyaga hullámos kioltású kvarc. A sötétszürke, fekete lidit grafitos alapanyagát sűrűn járják át vékony kvarcerek.

A turmalinos kontaktmetamorf pala sötétszürke-fekete, hasonló a lidithez. A turmalin elég sűrű behintés alakjában található benne, részben sajátalakú kristályok, részben pedig töredék alakjában. A turmalin a sötét, kvarcosodott fillitzárványokban található. Színe zöldeskék, zöldesbarna, sárgásbarna, egyezik a közeli Vargahegy turmalinos palájának turmalinjával.

A porfiros aplit jellegzetes holokristályos alapanyagú kőzet, porfiros kvarcbeágyazásokkal. Színe rózsaszínes, bár mikroszkóp alatt üde földpátot nem látunk benne. Az apró földpátok teljesen szericitesedtek, biotitnak nyoma sincs. A kőzet hasonlít a Meleghegy K-i oldalán található gránitporfirtelének kvarcosodott aplit-szegélyéhez.

A greizenesedett aplit fehér, muszkovitos, turmalinos kőzet, amely teljesen egyezik a Gécsihegy turmalinos aplitjával. A turmalin azonban nem tintakék-barna, hanem gesztenyebarna-világosbarna, pleokróos és csaknem kizárólag sajátalakú parányi kristályokban fordul elő. A kb. 6×2 cm nagyságú aplitkavicsot vékony kvarcér szeli át, hasonló a gécsihegyi molibdenites kvarc-hajszálerekhez.

A turmalinos kontaktpala, kvarcosodott aplit és turmalinos, greizenesedett aplit jelenlétének fontos kronológiai értéke van, mert azt igazolja, hogy a velencei gránit és utómagmás képződményei, a greizenesedés és kvarcosodás is felső-perm előtti.

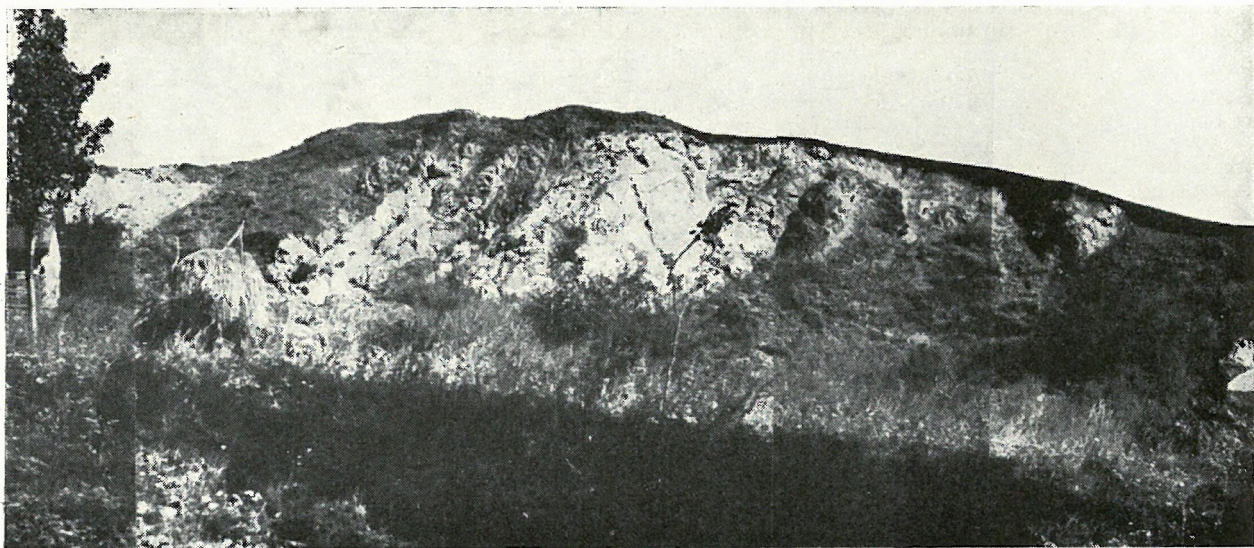
XI. A PALEOGÉN VULKANIZMUS

A Velencei-hegységben lezajlott andezitvulkanizmusról már az „első irodalom” megemlékezik. Az első részletes közzétett és földtani ismertetést azonban csak VENDL A. monografikus munkájában (270) találjuk. Ebből tudjuk, hogy Sukoró—Nadap—Velence között, tehát a hegység ÉK-i szélén szerkezeti vonalak mentén, a gránitban piroxénandezit és amfibolandezit tört fel. FÖLDEVÁRI A. (51, 52) az andezitvulkanizmusnak sokkal nagyobb kiterjedést tulajdonít, és szolfátáramukodás folytán nagy területek teljes lebontódását feltételezi. Az utóbbi években a lovasberényi fúrás feldolgozásánál SCHRÉTER Z. és MAURITZ B. (201) megállapították, hogy a fúrás felső-eocén rétegek közé települt andezit-kristálytufát harántolt. Ezzel a Velencei-hegység andezitvulkanosságának korát biztosan rögzítették.

VENDL A. monográfiájában leírtakat a következő új andezitleletekkel egészíthettük ki. Sukorótól É-ra a kontaktpala mentén egy kis piroxénandezitkocsány lép a felszínre. A kőzet aprószemű, fekete, hasonlít a mátrai főandezithez. Hozzá hasonló andezit tört át az antónia-hegyi kvarcporfiron, és ugyanilyen kisebb feltörés látható még a Sukorótól É-ra levő szőlőkben is.

A gránitban az andezit legnagyobbrészt teléres képződmény, kisebb hasadékköltés. Ez látható a Sukoró I. táróban, a sukorói legelőn és még több helyen. A régi balatoni út mentén, Sukoró községben a házak mellett levő fejtőben viszont néhány méter átmérőjű andezitkürtök maradványai láthatók (51. ábra).

Az 1953—55-ben Nadap és Pázmánd között mélyített fúrások és a nadapi kaolintáráról is nagy kiterjedésű, részben eltemetett andezitből és piroklasztikumból álló hegységet tártak fel.



51. ábra.

Andezitkürtök gránitban. Sötét: andezit, világos: gránit. Sukoró, régi balatoni műút melletti fejtő. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 51.

Cheminées d'andésite dans le granit. Foncé: andésite, clair: granit. Sukoró, carrière près de l'ancienne chaussée de Balaton. (Photo Mme PELLÉRDY)

Ez a hegység a geofizikai mágneses maximumok alapján Seregélyestől Verebig húzódik. Fúrásaink a következő pontokon tárták fel az elbontatlan vagy kevésbé elbontott andezitet:

A Gécsihegy K-i lábánál a nadapi andezitfejtőkhöz vezető út mellett (N-15.), a nadapi kaolintáró 157—160 m-e között, a Templomhegy és Nyírhegy között (N-11.), és a Csúcsoshegytől É-ra (N-2.) és végül a Csekéshegyen mélyített két fúrás (V-1. és 2.). A templomhegyi fúrások amfibolandezitet harántoltak. A nadapi kaolintáró piroxénandezitet, andezittufát és agglomerátumot is harántolt.

A fúrások és a kaolintáró adatai egybehangzóan eldöntötték a több éve húzódó vitát. A felszínen levő alunitosodott kőzetek kivétel nélkül hidrotermálisan átalakult andezitösszletnek bizonyultak, amelyek a mélység felé elbontatlan andezitbe mennek át.

Az andezitmagma feltörése közben több helyen asszimilálta a gránitot. Így Sukorótól Ny-ra, a régi műút mentén felszínre bukkanó andezit igen sok gránitzárványt tartalmaz. A gránit beolvasztása látszik az előbb említett sukorói andezitkürtők érintkezésén is. Különösen figyelemre méltók a nadapi községi bánya gránit- és fekete kontaktpalazárványai.

A nadapi andezitfejtőben Kiss J. pegmatitos kifejlődésű biotitfészek-zárványt talált az andezitben. Az ép grániton kívül elvéve autometamorf gránitzárvány is található. Ez összhangban áll azzal, hogy itt az andezit kvarcosodott, piritesedett grániton át tört fel. Az andezit az alsó kövfejtőben DK felől berezitesedett gránitporfirral határos, ÉK-i oldalán pedig ugyan ebbe a kvarcosodott kőzetbe nyomul és magába zárja ennek kisebb-nagyobb darabjait.

A Cziráky-bánya andezitje a fillitsorozat tagjai közé nyomult. Ez az egyetlen felszíni andezittömeg, amely nem gránitkörnyezetben van. Ebben a fejtőben a bánya K-i és É-i falában kvarcosodás, karbonátosodás nyomai láthatók. A mellékkőzet tüzetesebben vizsgálva ugyanaz az andezitagglomerátum, amelyet a nadapi kaolintáró elején tártunk fel. A Cziráky-bánya szájától 20 m-re É felé, a Lovasberénybe vezető úton az árokban zöldes andezittufa-tömbök hevernek. Ilyen kőzetet szintén harántoltunk a nadapi kaolintáró elején.

A nadapi községi bánya andezitjében talált gránit- és palazárványok nagy tömege azt mutatja, hogy a gránit feküjében is megvan az a kontaktm metamorf pala, amely a közeli felszínen található.

A gránit- és palazárványok kőzettanilag egyeznek a Velencei-hegység kőzeteivel. Sukorótól Ny-ra az andezitzárványok kőzete aprószemű, biotitos autometamorf gránit. A kontaktpalazárványok között erősebb átalakulást szenvedett kőzetek nincsenek.

A Velencei-hegység újabban talált andezitjeinek anyagát kőzettanilag MAURITZ B. dolgozza fel.

XII. ANDEZITES UTÓVULKÁNI MŰKÖDÉS

Az andezithez kötött utóvulkáni működésre vonatkozóan a földtani térképezés kezdetén ma már túlhaladott, helytelen megállapításokat tettem (81). Erre az adott okot, hogy a felszínen levő andezit-kőfejtőkben csak igen gyenge hidrotermális hatást észleltem a granitoid kőzeteken végbement igen erős átalakulással szemben.

A Nadap—Pázmánd között mélyített fúrásokból és a bányászati feltárásokból azonban ma már biztosan megállapítható, hogy a Velencei-hegységben lezajlott eocén vulkáni tevékenységet nagyarányú utóvulkáni hidrotermális tevékenység kísérte, amelynek középpontja a Nadap—Pázmánd közötti területre esik. A gránitterületen levő andezit-kőfejtők ennek a hidrotermális központnak a szegélyén helyezkednek el. Valószínűleg ennek következtében fejlődött ki ezeken a helyeken csökkent mértékben a hidrotermális átalakulás.

Ilyen gyenge hidrotermális kőzetátalakulást tapasztalunk a Gécsihegy tetején a Szücs-féle kőfejtőben kontaktpala közé nyomult andezitben, a nadapi andezitbányában és a Cziráky-bányában. A nadapi kaolintáró, a V-1., V-2., N-2. és a N-11. sz. fúrások már a nagyarányú fokozatos elbontás folyamatát igazolják, míg az összes többi fúrások másodlagos kvarcitot (118), teljesen kaolinosodott, piritesedett andezitet és ennek teljesen átalakult piroklasztikus képződményeit tárták fel.

A felszínen látható utóvulkáni hidrotermális folyamatok megnyilvánulásai a következők:

A Szücs-féle kőfejtő D-i fala gömbhéjasan málló andezitet tár fel. Ezt mintegy 2—3 m szélességben kifehéredett, kaolinosodott, gyengén limonitos (pirit utáni limonitosodás) szegély veszi körül. A gömbhéjasan málló andezit, ahol hidrotermális hatás érte, hirtelen, de folyamatos átmenettel sűrű litoklázisokkal átszelt, éles darabokra széteső szerkezetűvé válik. A kőzet kaolinosodásával egyidejűleg a színes elegyrészeket pirit, mállás folytán limonit helyettesíti. A földpátszemek körvonalaí a kaolinosodás ellenére is kivehetők. Az átmeneti övben a kőzet kloritosodott. Az elbontott andezit-kontaktpalahatáron 2—3 m szélességben a pala is kifehéredett, kaolinosodott, piritesedés nyomán erősen limonitosodott. A kőfejtő szelvényét a 15. ábra szemlélteti.

A nadapi andezitbányában kifejlődött zeolitosodás és fluoritképződés évtizedek óta ismeretes (143). Ezenkívül a hidrotermális elbontásnak csak igen gyenge nyomait látjuk. Így a felső kőfejtő bejáratának bevágásában 45° csapásban kb. 10 cm széles kvarctelér és ennek két szélén 50—50 cm széles kaolinosodott szegély húzódik. Ugyanilyen határozott csapású, 30 cm széles kvarcér húzódik a felső kőfejtő K-i andezitfalában is 260/80° dőléssel. Ezen túlmenően az andezit csak piritesedett és kloritosodott.

A Cziráky-bánya zeolitos (180) andezitje az É-i bányafal mentén kvarcosodott és kaolinosodott. Itt inkább az amfibolandezit kloritosodása figyelhető meg.

A Nyírhegy—Templomhegy között élesen kirajzolódó övben kvarcosodott agglomerátum települ. Az üreges-likacsos kőzet sziklák alakjában áll ki a térszínből. Ilyen pl. a Magoskő is (52. ábra).

A Csúcsoshegy É-i oldalának kőfejtőjében andezit, andezittufa és agglomerátum kvarcosodott, kaolinosodott el. A kvarcosodás a másodlagos kvarcitképződés erősségét is elérte. Ugyanilyen kvarcosodott agglomerátum- és tufacsíkok szelik át a Csekés- és Cseplekhegyet is. A hidrotermális hatás mindenhol kvarcosodási csatornák mentén érvényesült. A kőzet szerkezetileg teljesen feldarabolódott, a hasadékok mentén kvarcosodott, míg ezektől távolabb kaolinosodott. A piritesedés (a felszínen limonitosodás) az egész területre kiterjed, legerősebb azonban a Csekés- és Cseplekhegyen.

A velencei-hegységi andezit elbontott tufáira és agglomerátumára először 1951-ben a M. Tud. Akadémia Geokémiai Főbizottsága előtt FÖLDVÁRI A. hívta fel a figyelmet. Megállapításait, amelyeket akkor nem fogadtam el, a mélykutatás teljes mértékben igazolta.

A kőzet több helyen, de főleg a Cseplekhegyen erősen limonitos és sűrűn tartalmaz kisebb-nagyobb kaolinos, alunitos fészkeket, ami valószínűleg az elbontott kőzet eredeti szövetével (tufa) áll összefüggésben.

A kvarcosodás legerőteljesebb a Zsidóhegyen és a Kálváriahegyen. A kvarcosodott övek általában csak 3–4 m szélesek, a Kálváriahegy kvarcitja ellenben 70 m-ig kiszélesedik. Itt a kőzetelbontás több szakaszban ment végbe, amit breccsás szövete is igazol.

A másodlagos kvarcit képződését KUREK N. N. idézett munkájában bőven tárgyalja (118, 119). A mi esetünkben hasonló folyamatok játszódtak le, amit a rutil és Sn- Mo-nyomelemek jelenléte is igazol. A kálváriahegyi 70 m széles kvarcitöv, amelyet tűzálló kvarcitnak fejtettek, igen hasonlít ahhoz a kvarcithoz, amelyet Selmechánya mellett a Sobovhegyen nagy feltárásban tűzálló téglakészítésére termelnek.

A hatalmas kvarcitvonulat É-i oldalán a limonitos kőzet nagymértékben kaolinosodott. Ezt a Zsidóhegy ÉK-i részén, a szőlők szélén telepített kőfejtő tárja fel.

Az elbontott, kvarcosodott kőzet andezites vulkáni összlet, amelyben igen sok a gránitzárvány. Ezek szintén teljesen elbontódtak, kaolinosodtak és csak az eredeti kvarcszemek utalnak egykori grániteredetre. Ezek alapján minősítette a területet VENDL A. és korábban magam is, átalakult gránitnak. A Templomhegyen kirobbantott sziklákban azonban és különösen a nadapi kaolintáróban ezek zárványjellege kétségtelenné vált.

Az alunit kisebb-nagyobb mennyiségben az egész területen megtalálható. VENDL A. térképén jelölt helyeken szembetűnőbb a koncentrációja. Igen jellemző, hogy az alunit gyakorisága a limonitosodással párhuzamos. A limonitos üregek mindenhol alunitosak is. Ez összhangban van azzal, hogy a fúrások a felszíni törmelék alatt egyetlen esetben sem harántoltak alunitot, hanem csak kaolinosodott, limonitos kőzetet. Ebből az következik, hogy az alunit felszínközeli a pirites kaolinból képződik közvetlenül, amely alatt a kaolinosodott kőzetben a limonit mellett még vasszulfátszemcsék is előfordulnak.

Eszerint területünkön nem szolfatáráhatás érvényesült, hanem elég nagyhőmérsékletű, ércesedéssel kísért, hidrotermális kvarcosodás, amilyen pl. a recski Lahócán fejlődött ki jellegzetes formában. Az alunit másodlagos képződését az is bizonyítja, hogy kvarcittá alakult gránitban mutatkozik a Meleghegy K-i lejtőjén, a meleghegyi táró felett, továbbá ugyancsak kvarcosodott gránitban a Gécsihegy Ny-i csúcán, ahol limonittal együtt helyettesíti az elbontott földpátot.

Ezzel el is érkeztünk ahhoz az igen lényeges kérdéshez, hogy milyen a két hidrotermális tevékenység viszonya. Milyen hatással voltak az andezit utáni hidrotermális folyamatok a



52. ábra.

Kvarcosodott andezitagglomerátum kiálló sziklái. Nyírhegy, Magoskő. Nadaptól É-ra. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 52.

Rochers saillants d'agglomérat andésitique quartzifié. Mont Nyírhegy, Magoskő, N de Nadap. (Photo B. JANTSKY.)

gránitmagmás pneumatolitos-hidrotermális képződményekre? Hogyan választhatjuk el ezeket egymástól, melyek a második folyamat ismertetőjelei?

A gránitporfirtelések és a gránit berezitesedése a hegység DNy-i szélétől az ÉK-i széléig, teljes andezitközelségig azonos módon fejlődött ki. A piritisedés a Ny-i szakaszon valamivel kisebb mértékű.

A nadapi andezitbányában a gránit, gránitporfir és andezit egyaránt piritisedett. Az andezit zeolitosodása az érintkezésen a gránitban is folytatódik. Ugyanitt a gránitban gyantaszínű gránát (almandin) is található. A Meleghegyen a berezitesedett gránit-kontaktpalahatáron csúcsoshegyi típusú kvarcittelér képződött. Ugyanakkor molibdenites, pirités kvarctelér is van a Meleghegy K-i oldalán.

Ezt a kérdést talán csak piritvizsgálat döntheti el. Az utóvulkáni piritisedés más hőmérsékleten ment végbe, mint az utómagmás és így — TOKODY L. megállapítása szerint (253) — eltérő termetű és kombinációjú piritkristályok képződhetnek.

Malachitnyomok a Meleghegy Ny-i szélétől a Likaskő kvarcosodott övén át a Templomhegyen keresztül, annak K-i lábáig megtalálhatók. Ennek eredeti ásványa valószínűleg a fakőerc lehetett, amely több fúrásból is előkerült.

Az erek kovakolloid kitöltése alapján a Meleghegy gerincén húzódó kvarctelért és a Gécsi-hegytől Ny-i irányban húzódó kvarcosodott övet andezit utáni képződménynek kell tekinteni. A gyenge hidrotermális hatás a már korábban berezitesedett, kvarcosodott kőzeteken újabb kőzetkémiai változást idézett elő.

Az Antóniahegy turmalinosodott palájában a turmalin eltünése és a piritisedés fellépte jelzi helyenként a későbbi hidrotermális hatást.

Az utóvulkáni oldatok ott, ahol korábban kialakult pneumatolitos-hidrotermális átalakulású képződményeken haladtak át, annak elemeit valószínűleg újra mobilizálták és továbbszállították. Így képződhetett a fluorit a nadapi andezitbányában és ezért jelentkeznek Sn- és Mo-nyomok a cseplekhegyi fúrások anyagában és a nadapi andezitbányában (51).

XIII. A GRÁNITMAGMATIZMUS ÉS ANDEZITVULKANIZMUS FEJLŐDÉSÉNEK GEOKÉMIÁJA

Geokémiai szempontból hegységünk nem tartozik a legváltozatosabb területek közé. A gránit változatokban szegény jellege, főként pedig a pegmatitos fázis gyenge kifejlődése a magmás folyamatok geokémiai egyhangúságát vonja maga után.

A főkristályosodás szokott elemei után a gécsihegyi pegmatitokban már új elemfeldúsulást lehet tapasztalni. Így a Gécsihegy É-i részének ércüreges pegmatitjaiban a Mo, Li, egy mintában pedig az Au és a hidrotermális elemek voltak kimutathatók.

A pákozdi lejtősaknából kikerült piritos pegmatitban a molibdenit, ezenkívül nyomelemként Li, Sn, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, Sr, Ba, vagyis a pneumatofil elemek után a hidrotermális ércezés elemtársulása is megjelenik.

A pneumatolitos fázisban a pneumatofil elemek között a F-ral szemben a B-os pneumatolizis válik uralkodóvá a hegység egész területén. Így a turmalint a családi felső malomtól kezdve a hegység egész szegélyén megtalálhatjuk. Dúsulása főleg a gránitot szegélyező érintkezési palában jelentős. A gránitban az igen szórványos pneumatolitos fluorithoz képest ugyancsak a turmalin a gyakoribb.

A turmalinos kvarcerekben sokszor szinképanalitikai nyomként jelentkeznek az Sn. A gyakori Mo és Sn mellett azonban a W-ot egyetlen képződményben sem sikerült megtalálni.

A molibdenit nyomokban megtalálható a Tomposhegyen, a sukorói Ördöghegyen, a Meleghegyen, a Gécsihegyen pedig az eddig ismert legnagyobb koncentrációját éri el. Szinképelemzéssel Mo mutatható ki a Meleghegy Ny-i oldalán és a Cseplekhegyen igen erősen kvarcosodott kőzetben, illetve kvarctelérben. Figyelemre méltó a Mo jelenléte a szabadbattyáni bányában harántolt berezitesedett andezitben.

Az Sn-t a gécsihegyi turmalinos kvarcerek kivül a Cseplekhegy kvarcitjában és kvarcosodott andezittufájában mutattuk ki határozott nyomelemként.

A Li ugyancsak a pneumatolizissal együtt dúsul a Gécsihegy kőzeteiben. Valószínűleg apró csillámpikkelyekben van rejtve, amelyek a földpát muszkovitosodása közben keletkeznek.

Ásványtanilag kimutatható nyomokban találjuk a Zr-t és a Ti-t. Ez utóbbi helyenként rutilként is megjelenik a palaköpenyben, de különösen a Nadap és Pázmánd közé eső terület elbontott andezitösszletében.

A hidrotermálisan dúsuló kalkofil elemek közül ásványtani nyomokban lép fel a Cu és az Sb a Meleghegy Ny-i és ÉK-i oldalán. Ásványai a krizokolla, malachit, ill. a sugaras antimonit.

Ugyanezen a területrészen a limonitos, elbontott, kvarcosodott gránitban az As és Bi is szinképanalitikai nyomokban jelentkeznek. Ezekkel állhat kapcsolatban az U viszonylagos dúsulása is, amelynek nyomait radiológiai mérésekkel sikerült kimutatni. A berezitesedett gránit és gránitporfirtelérben nem tapasztaltunk jellegzetesebb elemfeldúsulást.

A hidrotermális telérek elemfeldúsulására jellemző hegységünkben a csaknem mindenhol jelenlevő F. Akár önálló kitöltésként, akár kvarccal vagy barittal, mindenhol jelen van a fluorit, ahol hidrotermális folyamatok mentek végbe. Ezzel szemben a Nadap és Pázmánd közötti fúrások anyagában F nem volt kimutatható. A fluorit kapcsolata az ércekkel és a kalcittal a hidrotermális telérek genezisénél ismertetett cserebomlást igazolja. A fluoritos telérek kísérőelemei a Ba, Mn, Pb, Zn, Ag, Cu és Hg. A Mn-karbonátos fluorittelérben In, míg a nefelejcskék fluoritban Y és Be jelentkezik nyomokként. A pátkai szfalerites-galenites telérben a Pb, Zn, Cu-n kívül a Sb, Hg és Ag mutatható ki. A pátkai és szűzvári galenitben egyaránt nyomokban találjuk az Sn és Mo-t.

A hőmérsékletjelző elemek közül ércesedésünkben a nagy hőmérsékletre valló Sn, Mo, valamint a legkisebb hőmérsékletre utaló Sb együttesen jelenik meg.

Különösnek látszik, hogy a hegység erős berezitesedése nem járt figyelemreméltó új elem-dúsulással. Lehet, hogy az elégtelen mélyszinti megkutatottság miatt még nem ismerjük eléggé a folyamatot. A hegység érceléreinek gyenge megkutatottsága miatt az ércképződés geokémiájáról teljes képet még nem alkothatunk.

A Nadap—Pázmánd közötti fúrások elbontott, kaolinosodott andezitjében és andezit-tufájában szinképanalitikai nyomelemként gyakorisági sorrendben az As, Pb, Cu, Ag, Sb, Zn, majd több helyen a Ni, Co és Cr jelentkezett. Az utóbbi elemek valószínűleg eredeti alkotórészekként maradtak meg az elbontott kőzetben. A nyomelemek eloszlása és feldúsulása az I—II. táblázatokban látható.

Külön említést érdemel a vas geokémiai viselkedése. A hidrotermális elbontás közben a színes elegyrészek Fe-tartalmából helyben pirit képződött. A Fe másik része azonban mobilizálódott és repedésekben, törésekben, tehát az áramlás csatornáiban csapódott ki, mint FeS_2 . A FeS_2 felszínközeli oxidációja alkalmával a szokott módon $\text{Fe}(\text{OH})_3$ -ként, míg az SO_4^{2-} az Al-mal és K-mal alunit alakjában csapódott ki. Ez azonban csak a legerősebb oxidáció esetén megy közvetlenül a külszínen végbe.

A Fe a pátkai Vargahegyen hematit—magnetitként is megjelenik. Azt a néhány vasérces darabot, amit a vargahegyi palából PÁLFY leírt (158) akként tekinthetjük, hogy a gránit palaköpenyének esetleges mészkő közbetelepüléseiben kontakt hatásra oxidos Fe-dúsulásként jött létre.

Geokémiai jellegzetesség, hogy a hegységben a pneumatolitos szakaszban a B, míg a hidrotermális szakaszban a F válik uralkodóvá. Ennek okát bizonyára a magmás fejlődés szerkezeti körülményeiben is kereshetjük. Bár gránitunk összetétele megegyezik az ilyen szempontból kedvező gránitok összetételével, a fluóros greizenesedés hegységünkben mégsem fejlődött ki. Ehelyett a B-os, Mo-os pneumatolizis vált uralkodóvá.

A Mo a turmalintól, vagyis a B-től függetlenség látszik, mert a turmalinos kvarcerek nyomokban sem tartalmaznak Mo-t, hanem Sn-ot. A Mo a késő pneumatolitos, földpátnélküli szakaszban dúsul, vagyis a pneumatolitosból a hidrotermálisba áthajló fokon.

Rendkívül érdekesek azok a megállapítások, amelyekre FÖLDVÁRI A. a molibdenitkutatás során jutott. Vizsgálatai révén ugyanis nyilvánvaló lett, hogy a Nadap környéki andezit a gránit—andezit érintkezése mentén Mo-tartalmú. Ma már tudjuk, hogy a Mo a gránittal áll szoros genetikai kapcsolatban, és az andezitbe asszimiláció folytán került azokban az esetekben, amikor pneumatolitos Mo-es grániton tört keresztül.

SZÁDECZKY (227) az elemek társulásában a geokémiai provinciáknak tulajdonít nagy szerepet. Ebből a szempontból a velencei gránit a gömöri gránitokkal azonos bóros geokémiai provinciába tartozik. A B a velencei gránittól és kontaktköpenyétől ÉK-i irányban a nógrádi „aquitáni kavicsokon” át a gömöri gránitokig nyomozható. Ez feltétlenül a közös eredet és szerkezeti egység mellett szól.

A nyomelem-társulás alapján az utómagmás és utóvulkáni tevékenységet nem tudjuk szétválasztani éppen a regenerálódás jelensége miatt. Így a cseplekhegyi fúrások Sn, Mo-tartalma a mélyfekü greizenesedett gránitjából származhat, a Meleghegyen pedig a Mo, U, Bi, As, Cu, Ag, Pb és Sb részben magmás, részben pedig vulkáni folyamattal kapcsolatos ércesedési termék lehet.

A Templomhegy Co és Ni nyomai feltétlenül az andezit hidrotermális tevékenysége folytán kerültek az elbontott kőzetbe. A Co dúsulása egyes övekben figyelmet érdemel gazdasági szempontból is.

XIV. A GRÁNITMAGMATIZMUS ÉS ANDEZITVULKANIZMUS FEJLŐDÉSÉNEK KÖZETKÉMIÁJA

A közetkémiai vizsgálatok fontosságára való tekintettel a rendelkezésre álló régi elemzéseken kívül a Földtani Intézet vegyi laboratóriumában az egyes közettípusokból összesen 78 elemzést készítettünk. Az ily módon kapott jelentős vegyelemzési anyagból kiszámítottuk a ZAVARICKIJ, CIPW és NIGGLI-értékeket.

Annak érdekében, hogy közeteinket össze tudjuk hasonlítani az Eibenstock—Nydek-i masszívum, a gömöri, mecseki és tátrai gránitok elemzési adataival, ezek megfelelő értékeit is kiszámítottuk. Ebben a nagy munkában CSILLAG PÁLNÉ volt hathatós segítségemre.

A vegyelemzések adatait és kiértékelését a III—XIII. sz. táblázatok tartalmazzák. A ZAVARICKIJ-féle vektordiagram rendkívül alkalmas olyan közetek összehasonlítására, amelyek bizonyos genetikai sorok tagjai és amelyekben egyirányú változás, fejlődés ment végbe. Ezeket a vektoros ábrázolással valósággal le tudjuk térképezni.

Az eredeti ábrázolási módtól annyiban térünk el, hogy a vektorokon kívül az azonos közetcsaládok szélső értékeit összekötöttük és így jellegzetes közetmezőket kaptunk. Ezek egymáshoz és a főtengelyhez való viszonya adja meg valamely közetcsaládnak a többitől elütő jellegét.

Közetkémiai szempontból a Velencei-hegységben gránitot, autometamorf gránitot, gránitporfirt, autometamorf gránitporfirt és aplitot tudunk egymástól elkülöníteni és egymással összehasonlítani. A vektor-diagramokból azonnal szemünkbe ötlük az összes granitoid közetek igen jelentős Al-feleslege és Mg-hiánya. Ez a jelleg az aplitoktól az autometamorf közetekig a hegység minden granitoid közetére jellemző.

A velencei gránit diagramjának keskeny mezője mutatja legjobban változékonyságának hiányát. Összalkálitartalma nem nagy. Kivétel nélkül minden elemzésben Al-felesleg mutatkozik. A szüzevári malom gránitja jelentősebb Mg-tartalmú — biotitdús közet. Ez a gránitfácies ugyanakkor Ca-ban is egyik legdúsabb közetünk. A gránitelemzések egyértelműleg a Na O kisebb túlsúlyát mutatják a K_2O -val szemben, ami a baloldali vektorok függőlegeshez hajló irányából látható.

Az autometamorf gránitmezőbe soroztuk mindazokat a közeteket, amelyekben már ásványközettani vizsgálat során is megállapítható volt az utólagos elváltozás. Ide tartoznak a pneumatolitos átalakulású és berezitesedett gránitváltozatok.

A keskeny gránitmezőhöz képest az átalakult gránitmező kiterjedtebb. A jobboldali mező minden közetében az Al-felesleg rendkívül erős növekedését és a Mg ugyanilyen arányú csökkenését látjuk. Ezen túlmenően az autometamorfózis folytán SiO_2 -növekedést (kvarcosodást) összalkália-növekedést (21, 26. sz. közet), a *b*-érték csökkenését, majd a folyamat erősödésével összalkália-csökkenést, *b*-értéknövekedést, *c*-értékcsökkenést és a K fokozatos túlsúlyba jutását tapasztaljuk a Na-hoz képest.

Közetkémiai elemzésünk legérdekesebb kérdése az, hogy hogyan tudjuk ezeket a jelenségeket a magmás folyamat fejlődésével összhangba hozni.

A 20, 21, 22, 23 sz. közetek az autometamorf átalakulás kezdeti szakaszát képviselik, amikor még csak a biotit bomlott el a Fe—Mg-vándorlás (muszkovitosodás) következtében. A földpátok Ca-tartalma megmarad azon a fokon, amit a legkisebb C-értékű gránit képvisel.

A 28., 27. és 25. sz. közeteknél a gránit-hoz képest összalkália-csökkenést és *c*-értékcsökkenést látunk az általános érvényű Al-felesleg növekedése és MgO még fokozottabb csökkenése mellett.

Az alkáliacsökkenés természetére nézve a baloldali vektorok a Na_2O -nak a K_2O -hoz viszonyított erőteljes csökkenését jelzik. A közetátalakulásnak ezen a fokon tehát már megindul

a Na és Ca vándorlása. Ezt az Enyedi-féle bánya (Gécsihegy) muszkovitosodott, pertitesedett, albitosodott, fluoritos, molibdenites gránitjának ásványtani vizsgálata is igazolja.

A megindult folyamatban a plagioklász Ca-ából fluorit, Na-ából pedig átmenetileg albit képződik.

A Retezi-lejtősakna pneumatolitosan és hidrotermálisan elbontott kőzetei a folyamat fokozatos fejlődését különösen jól igazolják.

A mező legalsó tagjaiban, tehát a 30., 31., 32. sz. kőzetekben a b -érték növekedését (Fe) látjuk, ami összefügg a kőzet kaolinosodásával és piritesedésével. A kezdeti szakasz muszkovitosodása után szericitedés megy végbe, ami ugyancsak megköti a földpátkötésből felszabaduló K-ot. A berezitedést tehát a piritesedés kíséri és a Na után a Ca maradék is elvándorol, amit a gránátos gránit képződése is igazol. A gránit lebontása ennél tovább nem halad, megáll a szericitedés, kezdődő kaolinosodás fokán. Erőteljesebb elbontás csak a kvarcosodott övekben észlelhető.

A gránitporfirmező elhelyezkedéséből kitűnik, hogy ez a kőzet alkáliában, vasban gazdagabb, Ca-ban pedig szegényebb a gránitnál. Ásványtanilag tehát plagioklászban szegény, ugyanakkor biotittartalma a vektorok m' és j' -értéke szerint a gránittal egyező, amit a kőzet ásványtani vizsgálata is megerősít.

A hegységben a gránitporfir átalakulása igen előrehaladott. Ennek hőmérséklete azonban kezdeti szakaszában is kisebb a gránit átalakulásának kezdeti hőmérsékleténél, amit a két mező részleges elkülönülése is igazol. Az átalakulás tehát legfeljebb hipotermális hőfokon indul meg, és itt is elsősorban a biotit muszkovitosodását, tehát a Fe—Mg vándorlását idézi elő.

A Na és K egyensúlya a baloldali vektorok szerint — az egyetlen 48. sz. kőzetet kivéve — már a K javára tolódik el.

A folyamat fejlődése közben a Fe-dúsulás (piritesedés), ugyanakkor a Na és Ca folyamatos elvándorlása tapasztalható. Ezért a bal- és jobboldali mező egyaránt lefelé és a b -tengely felé tart. Azonban a berezitedés sem jutott tovább a szericitedésnél, mert az összalkáliatartalom a 10-es vonalon kívül marad, ami végül csaknem teljes egészében szericitbe épült K-t jelent.

A hegység aplitjai különálló mezőt foglalnak el, amelyben az átalakulás — ha egyáltalán végbement — csak kis értékingadozást idézett elő. Az igen nagy Al-felesleg és Mg-hiány a biotit elbontását, illetve biotithiányt jelez.

A székesfehérvári „aplit-fejtő” telérgránitja különállósága mellett is kőzetkémiailag az aplithoz áll a legközelebb.

Az autometamorf gránit és berezitedett gránitporfir mezőinek egymáshoz való viszonya — a legfelső és legalsó pontok helyzete — mutatja legjobban a lebontódás szakaszainak különbségeit.

Ha az elemzett vektordiagramokat összehasonlítjuk az Eibenstock—Nydek-i masszívum hasonló kőzeteinek vektordiagramjaival, akkor azt állapíthatjuk meg, hogy ezen a területen az alapgránit Mg-, SiO₂-tartalma és ugyanakkor összalkália-tartalma is nagyobb, Fe-tartalma pedig valamivel kisebb a velencei gránit megfelelő értékeinél. *Lényeges különbség a nagyobb Na-tartalom és kisebb Al-felesleg.*

Az Eibenstock—Nydek-i masszívum kőzetei az autometamorfózis nagyobb hőmérsékletű szakaszát képviselik, amit a kőzetmezők kisebbmértékű széthúzódása is igazol.

A trieb-bergeni aprószemű gránit valószínűleg a velencei telérgránit-hoz hasonló savanyú kőzet. Az autometamorfózis mind a gránitnál, mind pedig a porfiroz gránitnál alkália- és Ca-szegényedést, Al-felesleget, Na—K-viszonyban pedig a K javára történő eltolódást idéz elő. Vagyis az autometamorf folyamat a velencei gránit-hoz hasonlóan itt is Mg, Na, Ca-vándorlással jár együtt. A kisebb Fe-dúsulás az átalakulás nagyobb hőmérsékletével, vagyis a hidrotermális piritesedés elmaradásával áll összefüggésben. A fejlődés iránya a nálunk tapasztaltakhoz hasonló.

A gömöri, tátrai és mecseki gránitok vektor-diagramjai igen érdekes kemizmusra utalnak.

A mezők elhelyezkedéséből azonnal kitűnik, hogy a gömöri gránitok az eddigiekhez hasonló autometamorfózison mentek keresztül. Részleteiben elemezve a kőzet legsavanyúbb tagjai Ca—Mg-ban gazdagabb, plagioklász gránitok. Ettől kezdve — a fokozódó autometamorfózisonak megfelelően — itt is jelentkezik az Al-felesleg, a Mg-ban és alkáliában való szegényedés és — különösen a gránitporfir esetében — a K túlsúlya a Na-mal szemben. Ez annál jelentősebb, mert a gömöri gránitok Ca-szegények, ugyanakkor azonban a Na vándorlása még az autometamorf gránitgoknál sem szembetűnő.

A tátrai gránitok egyveretű, autometamorfózis nélküli, Mg—Ca-ban gazdagabb kőzetek. A kőzet változékonysága nem függőleges, tehát nem a kvarcosodás irányában, hanem az alkáli—Ca-viszonyt kifejező, vízszintes irányban jut kifejezésre. Tehát csak alkáliában gazdag, Ca-ban szegényebb és alkáliában-szegényebb Ca-ban gazdagabb változatok, azaz bázisosabb és savanyúbb részletek szétkülönülése történt meg egyazon magmás folyamat alatt. A tátrai granodiorit is erről tanúskodik.

Ugyanez vonatkozik a mecseki gránitra is. Valamivel savanyúbb a tátrai gránitnál, azonban egységes összetételű és Al-feleslege sem lényeges. A velenceinél nagyobb Mg-tartalmú plagioklász-mikroklin gránit.

Ha a fenti kőzetek ZAVARICKIJ-diagramjait összehasonlítjuk azt látjuk, hogy a velencei, gömöri és az Eibenstock—Nydek-i masszívum gránitjai autometamorf, Al-felesleggel rendelkező, Mg—Ca-szegény gránitok, míg a tátrai és mecseki gránitok nagyobb Mg—Ca-tartalmú, Al-felesleg nélküli, autometamorfózist nem szenvedett kőzetek.

A NIGGLI-táblázatok értékeire külön nem térek ki. Ezeket csak az összehasonlítás kedvéért közöljük. A kőzetkémiai törvényszerűségek levonására teljesen megfelelőnek és elegendőnek találok a ZAVARICKIJ- és CIPW-diagramokat.

A CIPW-diagramok a kőzetek ásványos összetételéről adnak képet. Különösen alkalmasak arra, hogy egy bizonyos irányú magmás fejlődés fokozatos változását ásványtanilag érzékeltessék. Mivel a ZAVARACKIJ-féle vektordiagramokból az tűnt ki, hogy a kőzetkémiai fejlődésben a Na-vándorlás az egyik leglényegesebb mozzanat, ezért a CIPW-diagramokat már ennek megfelelően a ZAVARICKIJ-diagram egyes mezőibe tartozás és az *ab*-komponens csökkenő értékei szerint állítottuk össze.

Az áttekinthetőség kedvéért csak a *Q*, *or*, *ab*, *an*, *hy*, *c* és *ml* értékeit számítottuk ki. A ZAVARICKIJ-vektordiagram mezőinek megfelelően itt is gránitot, autometamorf gránitot, gránitporfirt, autometamorf gránitporfirt és aplitot különítettünk el.

A 14—20. számmal jelzett gránitelemzésekben a *Q*, *or*, *ab* közel párhuzamos csökkenését látjuk, ezzel szemben az *an* értéke hirtelen emelkedik, ami megfelel az első három értékegyüttes csökkenésének. Ez a diagram is az egységes összetételű alapgránit fáciesszegénységét és egyben a magmás fejlődés normális menetét mutatja.

A 22. sz. gránitnál a három főérték csaknem egyetlen pontban találkozik. Ettől kezdve a szabad kvarc általában nő, az *or* ingadozik, míg az *ab* a Na fokozatos elvándorlásának megfelelően esik.

A pneumatolitos elbontás mérsékelt Na-vándorlása a 26. sz. kőzetig tart. Ettől kezdve az *ab* erőteljesebb csökkenését, ugyanakkor a szabad kvarc gyors növekedését látjuk. A többi alkotórész közül az *an* értéke is fokozatosan csökken, ugyanakkor a *hy* növekszik és a 31., 32. sz. kőzetnél maximális értéket ér el. Ez a fokozatos plagioklász-felbomlás következménye.

A gránitporfir autometamorfózisát-berezitesedését a diagram jól tükrözi. A különböző ortoklász-plagioklász arányú kőzetek az autometamorfózis hatására hirtelen kvarcosodnak és ugyanazon a változáson mennek át, mint az autometamorf gránit. Az aplit diagramja ezeket a változásokat csak gyenge fokon érzékelteti, ami azzal is magyarázható, hogy hidrotermálisan bontott aplitot keveset gyűjtöttünk be.

A pneumatolitos és hidrotermális elbontás kőzetkémiai különbségeit az V. táblázat 5. ábrája szemlélteti igen jól. Ez a diagram a Retezi-lejtősakna 30—132 m-e között 10 m-enként vett kőzetminták elemzési adatait tünteti fel. A lejtősaknát ezen a szakaszon övenként szelik át hidrotermális és pneumatolitos (molibdenites) sávok. A kőzetek CIPW-értékeiből készített grafikon világosan mutatja az *ab* és *Q* szabályosan ismétlődő ingadozását, ugyanakkor, amikor az *or* szinte változatlan marad. A kvarcosodással párhuzamosan növekszik a kőzet Al-feleslege is.

A karácsonyhegyi gránitporfir berezítésbe átmenő kőzetének CIPW-értékei ugyanazon telérre vonatkozóan mutatják a fenti törvényszerű változást. Ugyanez vonatkozik a sukorói baritkutató táróval feltárt, fokozatosan berezitesedett gránitra is (V. táblázat 7. ábra).

Mindebből az tűnik ki, hogy az autometamorfózis, tehát a pneumatolitos elbontás és berezítés kőzetkémiai kifejezője a Na fokozatos kilépése a rendszerből. Ezáltal megbomlik a kőzet elemháztartásának egyensúlya, a Na-hiány a pneumatolitos és hidrotermális elbontás fokmérője lesz. Megállapítható tehát az az elbontási fok, amelyen a pneumatolitos ércesedés kifejlődhet és az, amikor már csak a hidrotermális ércesedés lehetséges.

Az Eibenstock—Nydek-i masszívum CIPW-diagramja is azt mutatja, hogy az alapgránit plagioklászban gazdag kőzet, amit az *ab*, *or*, *Q* és *an* egymáshoz viszonyított értékei fejeznek ki. Az autometamorfózis itt is a fokozatos Na-vándorlást idézi elő, ami különösen a végső szakaszban válik uralkodóvá, azonban nem éri el azt a fokot, amelyet a velencei gránitnál látunk.

Ennek oka az lehet, hogy a hidrotermálisan elbontott kőzet elemzési adatai nem álltak rendelkezésre.

A porfiros gránit és aplit esetében ugyanezen törvényszerűséget olvashatjuk le.

A tátrai és a mecseki gránitnál az *ab*-érték nem a fokozatos elbontás fokmérője, hanem a plagioklászgránit természetes magmás komponense. Hogy ezek a gránitok idegenek a velencei és gömöri gránitoktól, azt az *an* és *hy* nagyobb értékei, ugyanakkor pedig az Al-felesleg csaknem teljes elmaradása mutatja.

A különbség különösen a tátrai granodioritnál szembetűnő. Ennél az *ab*- és az *an*-érték kapcsolatban áll, mert amilyen mértékben csökken az *ab*, ugyanolyan mértékben növekszik az *an*. Nyilvánvaló tehát, hogy itt az *ab*-csökkenés nem Na-vándorlást, hanem bázisosabb kőzetképződést jelent.

Igen jellegzetes a Retezi-lejtősakna 60°-os vágat diabázharántjának CIPW-diagramja. A gránit—diabáz-érintkezés mentén közvetlenül igen magas *Q*-tartalmú kőzet után hirtelen változással jutunk a liztvenitesedett diabázba. A diabáz-gránit és diabáz-érintkezési palahatár mentén az *an* hiánya, azaz Ca-kilépés jellemző. A gránit-érintkezés erős kvarcosodása nem ismétlődik meg a palaérintkezésnél. Itt a kvarcosodás lassabb, fokozatosabb. Az *an* újabb csúcsa a 12. sz. kőzetben az eredeti diabáz injekciójának következménye lehet, amit a mikroszkópos vizsgálatok is valószínűsítene. A diagramból mindenesetre a fokozódó albitosodásból és a biotit-szericitképződésben résztvevő *or* alapján a diabáz-pala elsődleges, másrészt a diabáz-gránit másodlagos kapcsolatát olvashatjuk ki.

A hegység andezitjének ZAVARICKIJ- és CIPW-diagramjai az eddigi megfigyeléseket csak megerősítik. Igen jellemző a 68—95. sz.-ig tartó folyamatos hidrotermális sor után a 92—89. csoport megjelenése. Itt a *b*-tengelyhez való közeledés az alkália, Mg—Ca-csökkenés és ugyanakkor a Fe-gyarapodás (piritesedés) a legszemléletesebben tükrözi a hidrotermális elbontás egész lényegét és a lejátszódó folyamat teljes kemizmusát.

A 92—90-tengellyel jellemzett csoport nem kaolinosodott el olyan mértékben, mint a 78—95-tengellyel jellemezhető csoport kőzetei. Mégis erősebben piritesedettek és kisebb alkáliatartalmúak, ami arra utal, hogy a kőzet nem annyira kaolinosodott, mint inkább kvarcosodott és piritesedett, másodlagos kvarcittá alakult át. Az ércesedés szempontjából tehát legkedvezőbb kőzetnek ez a csoport látszik, amit a galenites erceskék is igazolnak. Az andezit hidrotermális lebontódása meghaladja a gránitnál tapasztalt fokot. A CIPW diagramok ugyanezt érzékeltetik. Az *ab*-érték teljes lecsökkenése, tehát a Na fokozott kilépése mellett K- és Ca-vándorlást is láthatunk a folyamat fejlődésének függvényében. Itt azonban elsődleges Na-szegénységgel és másodlagos K-felvéttel is számolni kell.

Igen jellemző, hogy a nadapi kaolintároló kőzeteinek elbontása még nem éri el a fúrásokkal harántolt kvarcosodási fokot. Ez azt jelenti, hogy a tárot a kvarcosodott terület peremi részén telepítettük. A különbözőképpen elbontott kőzetövek vegyelemzési adatai igazolják az elemvándorlásnak azokat a szabályait, amelyeket KORZSINSZKIJ (108, 109, 110) megállapított. Igen érdekes, hogy míg az *ab* teljes mértékben függvénye a *Q* értékváltozásának, addig az *or* függetlenül ettől a hegy belseje felé folyamatosan csökken. Az andezit kaolinosodása és a K—Na—Ca-vándorlás közötti összefüggést a későbbi bányászati kutatások folyamán pontosabban kell még meghatározni. Ez rendkívül fontos a kaolin várható minősége szempontjából.

A Nadap környéki andezitek hidrotermális elbontása olyan nagyfokú, amilyenre még recski viszonylatban sem találunk példát. Éppen ezért szükséges volna annak további kutatása a mélység felé.

Az utóbbi évtizedekben mind sűrűbben találunk megállapításokat arra vonatkozólag, hogy a kőzet jellege és az ércesedés között összefüggés van. Ilyen alapon dolgozta fel TEUSCHER az Eibenstock—Nydek-i masszívum kőzetkémiaiáját, ahonnan az elemzési adatokat is vettük (247—249), CISSARZ (25) a világ összes jelentősebb átmeneti érctelepének kőzetkémiai vonatkozásait, VENDEL M. (267, 268) a kárpáti ércprovincia ércesedésének geokémiai törvényszerűségeit és végül több szerző (157, 188, 199, 200) a tátrai és gömöri gránitok kőzetkémiai különállóságával igyekezett kimutatni különböző korukat.

Az ércesedés és egyben korkérdés kőzetkémiai vonatkozásait a 172 db elemzés feldolgozásával úgy vélem, sikerült tisztázni. Nem lehet szó ónos ércesedésre kedvező káliumdús gránitról vagy molibdenites plagioklászgránitról, hanem kizárólag az ércesedéssel együttjáró autometamorfózisról, vagyis a folyós-magmás állapottól a hidrotermálisig tartó folyamatos kőzetátalakulásról, aminek következtében a kőzetrendszerből fokozatos egymásutánban távoznak a Mg, Na, Ca, K és metasztatikusán a meghomlott ásványok kiszorításával belépnek az oxidos vagy szulfidos ércek. Az ércesedésnek elsősorban inkább hegység szerkezeti okai vannak, és

csak másodsorban jön tekintetbe a mellékkőzet, amely éppen a fenti elemek mozgékonyasága folytán válik az ércesedés szempontjából jó vagy rossz kollektorrá.

A kőzetkémiai folyamatok erőssége és jellege természetesen a hőmérséklet, nyomás, redox-viszonyok és még több geokémiai tényező függvénye.

Az Eibenstock—Nydek-i, tátrai, gömöri, velencei vagy mecseki alapgránitok közel egyező mezőre esnek és közel egyező összetételűek. A közöttük levő különbség már a másodlagos folyamatokban, azok kifejlődésének fokozatában van.

A velencei és gömöri gránitokat nemcsak az alapgránit hasonló összetétele, hanem a térfoglalás módja és az ércesedéssel kísért hasonló folyamat kifejlődése kapcsolja össze. A gömöri gránitokkal tehát nemcsak azonos bóros geokémiai provinciáról, hanem azonos kőzetkémiai tartományról is beszélhetünk, ahol mindkét esetben a varisztikumtól a neoid ércesedésig tartó, ismételt ércesedés játszódott le a hidrotermálisba nyúló erőteljes kőzetkémiai elbontódási folyamatokkal.

A CIPW értékek szokatlan ábrázolásmódjával kapcsolatban célunk a kőzetkémiai fejlődés érzékeltetése volt. A különböző összetételű kőzetek azonos autometamorf hatásra különbözőképpen reagáltak és ezáltal más-más elbontási fokot mutató kőzetek keletkeztek. Ezt kell figyelembe venni a diagramgörbék értékelésénél.

XV. HARMAD-NEGYEDIDŐSZAKI MEDENCEÜLEDÉK ÉS A HEGYSÉG LEPUSZTULÁSA

Mezozoos képződményeket a hegységben seholsem ismerünk. A paleozoos eruptív és metamorf kőzetekre közvetlenül a legfelső pannóniai üledékek borulnak. A hegység központi részein éppúgy, mint peremein szóródó, laza homok jelzi a pannóniai tenger elöntésének nyomát.

A Tomposhegy Pákozdi feletti szakaszán a fluorittároló bevágásában, a Gécsihegy Ny-i csúcsa alatt közvetlenül, a Templomhegy és Nyírhegy között és a Templomhegy tetejének É-i oldalán pannóniai rétegeket találunk. A legnagyobb meglepetést a N-5. sz. fúrás hozta, amely több mázsás, alunitos kőzetgörgetegek közvetlen közelében 42 m-nél vastagabb pannóniai rétegösszetetet harántolt.

A Cseplekhegyen mélyített fúrás 27 m, a N-11. sz. fúrás pedig 41,5 m-ig haladt pannóniai rétegekben, bár a környéken bontott andezitből származó kőzettörmelék fedi a terepet. Ez azt jelenti, hogy a pannóniai tenger a hegységet csaknem teljesen elborította, abból csak a Tomposhegy, Meleghegy és Templomhegy legmagasabb részei meredtek ki szigetként. A pannóniai tenger visszahúzódása óta tetemes lepusztulás ment végbe, amit a pannóniai rétegekbe ágyazott hatalmas kőgörgeteg és apróbb törmelék jelez.

A pannon utáni lepusztulás maradványa lehet a Gécsihegy Ny-i csúcsa közelében található kavics, továbbá a Cseplekhegy és Zsidóhegy közötti terület vastag kavicsstakarója. A kavicsok anyaga kizárólag a hegység kőzeteiből származik, a Gécsihegyen kvarcosodott pala, gránitporfir, aplit és gránit, míg a Cseplekhegyen alunitos kvarcit. A két terület lepusztulása tehát nem függött össze egymással.

A pannóniai rétegek jelenleg a 240 m-es rétegvonalig húzódnak fel. Nem valószínű, hogy valamikor ilyen magasan tengerfenék lett volna. Valószínűbb az, hogy a pannon óta a hegység jelentős mértékben kiemelkedett.

A Csúcsoshegy É-i oldalán létesített homokfejtő vastag homokpadokat tárt fel, amelyek között agyagtörmelékdarabok szintje húzódik. A homokba ágyazott agyagtörmelék darabjai szögletesek, kevésbé koptatottak.

A nadapi homokbánya anyagában CsÁNK E.-né szemcsevizsgálata szerint disztén, sztaurolit, muszkovit, dolomit, turmalin, epidot, gránát és augit mutatkozott, vagyis a homok csak részben származik a Velencei-hegységből, részben más kristályos alaphegységtörmelék üledéke.

A pannóniai tenger mélyen benyúló öblei arról tanúskodnak, hogy a hegység nem hirtelen leszakadó szerkezeti vonalak mentén érintkezett a tengerrel, hanem eróziós partvonallal kiemelkedő sziget lehetett abban az időben.

A hegység pannon utáni kiemelkedésével formálódott ki mai térszíne. A lovasberényi fúrásban harántolt helvétii—törtónai tengeri rétegek arra utalnak, hogy a hegységet ez a tenger is elérte, nyomai azonban a szármata kiemelkedéskor lepusztultak. Csak egyes helyeken maradt meg a pannóniai tengerből kiemelkedő szigetek alakjában, Pázmánd—Lovasberény között.

XVI. A HEGYSÉGBEN VÉGZETT GEOFIZIKAI MÉRÉSEK KIÉRTÉKELÉSE

A hegység területén 1950-től kezdve mágneses, gravitációs, elektromos és radiológiai mérések történtek.

a) *Mágneses mérések.* A mágneses mérések bevezetésére azért került sor, mert meg akartuk állapítani, hogy a hegység körül fiatal üledékekkel takarva milyen mágneses közettömegek helyezkednek el.

A Nadaptól K-re eső területen a mélyebb fekében FÖLDVÁRI A. vizsgálatai alapján andezit, illetve ennek hipabisszikus változata volt várható. Mindezek tisztázására az Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet a hegység egész területére a vertikális anomália mérését vezette be. Ennek eredményei alapján sűrítették a méréseket, majd Verebig és Seregélyesig terjesztették ki, végül pedig a horizontális térerősség mérésével a maximumok hatótömegének valószínű mélységét határozták meg. A mérések eredményeit földtanilag a következőképpen értékelhetjük.

A gránit egyhangú tömege mágneses szempontból hatástalan. Ezzel szemben Vereb és Seregélyes tengelyében jelentős vonulat húzódik, amely kisebb-nagyobb mágneses hatótömegekkel van teletűzdelve. A hatótömeg a mérések alapján kétféle. Egy mélyebben fekvő nagyobb és abból kúpszerűen kiemelkedő kisebb hatótömegek. A nagy tömegek mélysége 3—400 m között van. A mágneses vonulat a gránitterületen kívül fekszik. Ha a gránit palaköpenyének határát DNy-ról ÉK-felé hozzávetőlegesen megvonjuk, a ható öv főtömege látszólag a palaköpenyben húzódva követi a gránittal való érintkezés vonalát.

Nadap és Pázmánd, továbbá Seregélyes és Velence között nagyobb kiterjedésű maximumban kisebb ovális tömegek helyezkednek el. Ilyen kisebb tömegek találhatóak Pázmánd és Vereb között, míg Pázmánd és Lovasberény között elnyúló, ovális hatótömegek vannak (III. melléklet).

A V-1. sz. fúrás, amelyet az 1800 γ -ás maximumba mélyítettünk, azt igazolta, hogy az anomáliákat eltakaró andezittömegek okozzák, bár nem lehetetlen, hogy a nagyobb mélységek nagy kiterjedésű hatótömege a fillitömbbe tartozó érintkezési átalakulást szenvedett kőzetekből (szkarn) származik.

b) *Gravitációs mérések.* A gravitációs méréseket köolajkutató céljából végezték a gránitot körülvevő területen. Ezek a mérések a mágneses maximumokkal egymást csaknem fedve, nagyobb hatótömegeket mutatnak ki, amelyek a váli ároknál hirtelen megszakadnak, nagy mélységbe zökkennek. Ezzel szemben a Velencei-tó felől az átmenet fokozatos.

c) *Elektromos Turam-mérések.* A hegység ÉNy-i részén és a Tomposhegyen 1952—53-ban a fluorittelérek és a pátkai ércelérek csapása mentén az Eötvös Loránd Geofizikai Intézet elektromos Turam-méréseket végzett. Ezek a mérések több teléres képződmény nyomvonalának látszó hatást észleltek, azonban — tekintettel a hegység igen erős töredezettségére — nem dönthető el, hogy az elektromos hatást érces telér, vagy pedig valamilyen törés vagy vetődés vízvezető rése idézi-e elő. Éppen ezért a méréseket kellően kiértékelni nem lehetett.

A Kórákáshegy mérési grafikonjában az egyesülő két érces kvarctelér határozottan kirajzolódik. Tehát a mérések nem tekinthetők teljesen eredménytelennek, csak kiértékelésük ütközik nehézségekbe akkor, amikor többféle hatást kell figyelembe venni.

Hasonló méréseket végeztek a Szűzvári-hegyen és onnan a Tomposhegyen át a kisfaludpusztai kastélyig, illetve a Császárpatak völgyéig. A székesfehérvári szőlőkben végzett Svingramm-mérések teljesen eredménytelenek. Ugyanúgy nem érzékelték az ismert fluoritteléreket sem. EGYED L. mérései az Ördöghegyen ugyancsak negatív eredménnyel végződtek.

d) *Radiológiai mérések.* FÖLDVÁRI A. és SZALAI S. 1949-ben a Velencei-hegységben, a

Gécsihegyen, Meleghegyen, az alunitos területen, a székesfehérvári „aplitbányában” és még több más helyen végeztek méréseket. Legaktívabb anyagnak az aplitot találták (52).

A Velencei-hegység földtani vizsgálata során megismert pneumatolitos, hidrotermális ércesedés indokoltta tette, hogy a hegységben az utómagmás fejlődésnek megfelelő radiológiai kutatást kezdjünk. Ezért javaslatomra 1952—53. években az E. L. Geofizikai Intézet VARGA K. irányításával rendszeres radiológiai vizsgálatokat végzett.

A vizsgálatokat a Gécsihegyen kezdték el, ahol a molibdenites kutatás során greizenesedés nyomait figyeltük meg. A sűrűn telepített mérésekből adódott ki, hogy a Gécsihegyen a radiológiai maximum a turmalinos aplitövvel esik egybe, amely a Szűcs-présháztól húzódik Ny-i irányban. A Retezi-lejtősakna méréseinek eredményei szerint a maximumértékek a molibdenitesedés erősödésével növekednek, azonban egy bizonyos határértéket nem lépnek túl. A molibdenites övek nagyobb, a galenites-pirités övek pedig kisebb sugárzási értéket adnak.

A Gécsihegyen mért legnagyobb sugárzás helyén a kibontott kőzetben molibdenites fészketek találtunk. Ily módon a greizenesedett kőzet erősebb sugárzása és a jobban sugárzó kőzet greizenesedése a Gécsihegyen igazolódott.

Ezután a Meleghegy központi szakaszát mérték fel, miután a nadapi táróban molibdenites kvarceret harántoltunk. A Meleghegy központi szakaszát sárgásbarna okkerrel átitatott, kvarcosodott gránittörmelék fedi.

A sűrű hálózatban telepített mérések különösen az okkerrel átitatott, kvarcosodott gránitot találták aktívnak. Amíg a greizenesedett gránit a gránit eredeti sugárzásának 2—3-szorosát adja, addig az okkerrel átitatott, kvarcosodott gránitban a sugárzási érték helyenként az eredeti gránitsugárzás ötszörösét is elérte.

Az okkeresedett gránit a kvarcosodott, ércel hintett gránit mállási terméke, amelyben nyomelemként As, Sb, Bi, Ag, Pb volt kimutatható. A radioaktív sugárzást a vizsgálatok szerint U idézi elő.

A felszínen elbontott gránit eredeti ércesedésének nyomozására a Meleghegy csúcsán fúrást mélyítettünk. Ez azonban — műszaki okokból — 19 m-nél mélyebbre nem tudott lehatolni.

A Meleghegy gerincén húzódó kvarctelér inaktív, ellenben mellette a gránit sugárzónak bizonyult. A Nadaptól K-re eső terület kőzetei, az andezitfajták és a diabáz inaktív kőzetek.

A meleghegyi kőzetelbontás, mint láttuk, nagyobb hőmérsékletű, hidrotermális tevékenység eredménye, amelyet később még andezit utáni hidrotermális hatások is értek. A radioaktív anyag ezen a kis területen valószínűleg az első folyamat során dúsult fel. Hogy milyen elsődleges ásványokhoz van kötve, eddig nem tudtuk megállapítani.

XVII. A HEGYSÉGBEN VÉGZETT Bányászati KUTATÁSOK TELEPTANI KIÉRTÉKELÉSE

1951—52. években a hegységben több helyen indult bányászati kutatás, amelyek egy része ipari redukció következtében áll, egy része befejeződött, másik része pedig termelő üzemmé alakult.

A bányászati kutatások csoportosítva a következők:

1. Pátkai—kőrákáshegyi lejtőszakna.
2. Szűzvári fluoritbánya.
3. Pákozdi fluoritbánya.
4. Suhogói érckutató lejtőszakna.
5. Sukoró—ördöghegyi érckutató lejtőszakna.
6. Sukoró I—II. baritkutató táró.
7. Nadapi táró (meleghegyi kvarcosodás megkutatására).
8. Retezi molibdenitkutató lejtőszakna.
9. Nadapi kaolintáró (Templomhegy).

1. A pátkai—kőrákáshegyi lejtőszakna

A kőrákáshegyi kvarctelért a domb ÉK-i oldalán létesített kőfejtő tárja fel. A kb. 5 m széles, gyengén üreges, sejtes kvarctelér csapása 30° . A domb tetején a kvarctelér csapásában már Vendl A. említi a fluoritnyomokat (270). 1948-ban Földvári A. nyomatékosan hangsúlyozza az ércesedés várható növekedését (54).

A primitív eszközökkel folytatott bányászati kutatás 32 m mélységben a növekvő vízbe-töréssel megbirkózni nem tudott, ezért az akna mélyítését beszüntette és helyette oldalvágatokkal akarta tisztázni a fluoritosodás csapását. Az aknából 30 m mélységben É-i irányban hajtott betörés már 3 m-ben kb. 60 cm vastag, dús galenites kvarctelért harántolt, amelyet 5 m hosszúságban ÉK-i irányban csapásvágattal kutatott meg. A telért hegyesszögben vetődés metszi el. A galeniten kívül szfalerit, kalkopirit, egészen alárendelten antimonit jelentkezett. Az ércen kívül a telér fészkes lila fluoritot tartalmaz. Az ércnyomok alapján 1951. februárjában bizottság szállt ki a helyszínre, amelynek javaslatára az Ércbányászati N. V. ugyanezen év májusában megtelepítette a jelenlegi lejtőszaknát.

Az azóta tartó bányászat kutatásai, az igen bonyolult, többszörös törésekkel összeszabdalt és ezek mentén összetörölődött gránitrogót mélységében is megismerte. A bányászati földtani szolgálatot 1952—53-ban Kiss J. látta el, aki a Kőrákáshegyet 1 : 1000 méretben térképezte és a bányavágatokat bányaföldtanilag szelvényezte (95).

A felszínen a hidrotermális kvarctelérek nem követhetők folyamatosan. Telérfoszlányok darabjai bukkannak elő a törmelék alól ÉK—DNy-i csapásban, egészen a Császárpatak völgyéig. Ugyanígy ÉK-en a következő gránitkúpon jelenik meg a telér. Egyes nyomok azonban É—D irányú telérlefutás mellett szólnak.

A Kőrákáshegy ÉK-i lábánál telepített lejtőszakna végig hidrotermálisan bontott, berezitesedett gránitban haladt (V. melléklet). 50 m-től kezdve az erősen töredezett, repedezett kőzetet fluorit-hajszálerek járják át, illetve az elválási lapokat vékony fluorit vonja be. Emiatt a kőzet színe halványlila. A földpát-szemek körvonalai elmosódottakká válnak s így a kvarc porfiros zárványként emelkedik ki környezetéből. Így ez a gránit könnyen összetéveszthető a gyengén berezitesedett gránitporfirral. A különbség a kettő között azonban jól észrevehető, különösen mikroszkópban. A 155. méterben, gyengébb kvarcosodás mentén, antimonitfészkes csíkot, ezután pedig 172. m-ben gyengén szfalerites kvarctelért harántoltak, amely megfelel a külszínen a domb tetején húzódó fluoritos kvarctelérnek. Néhány méter után a táró harántolta azt a telért, amely a Földvári-féle aknától 40 m-rel Ny-ra 30° irányban húzódó enyhe kiemelkedésként követhető a felszínen.

A telércsapást követő vágat feltárta az összetörölődött telérrészeket, amelyek Kiss J. megállapítása szerint is különböző mélységre zökkenetek le.

A harántvágatokkal megkutatott területen több vékonyabb pirites kvarcteléken kívül, még egy szfalerites telért is harántoltak, amely a domb tetején a FÖLDVÁRI-féle aknától DNY-i irányban halad. A két telér összeér és egymásba is torlódik. A két telért, mint a bányaföldtani térképen is látható, törések határolják le. A FÖLDVÁRI-féle aknától Ny-ra húzódó telér É-i szakaszán a törés a telért s egyben a gránitot is elmettszi és a kontaktpalát hozza be, a mozgás tehát feltétlenül ércesedés utáni. A pala és a telér érintkezése mentén, de még a kvarctelérben Kiss J. antimonitfészket talált. Ezt a telér ércesedésétől elválasztani — amint azt Kiss J. (95) megkísérli — még akkor sem lehet, ha annak egy késői szakaszában képződött. A kontaktpalába mintegy 10 m-nyire behajtott vágat fluoritos fészkeket harántolt, tehát a telérek közelében a gránithoz hasonlóan a palaköpeny is fluoritosodott.

A másik telért a gránitban vetőkeresztezés metszi el, ami után csak kvarcosodott övet harántoltak. A Kőrákáshegy ÉK-i oldalán levő kőfejtő telérét a mélyszerinti ráhajtott vágat nem érte el. Feltehető, hogy a telérek darabjai nemcsak függőleges, hanem vízszintes irányban is torlódtak. A fő torlódási öv a két telér egyesülésénél húzódik. Itt nem állapítható meg, hogy a két telér közül melyik a fiatalabb, mert darabjaik utólag kerülhettek egymás mellé.

A telérkereszteződés után 15 m-re K-i irányban hajtott keresztvágat az összetorlódott telér folytatását üttötte meg, azonban a telér folytatását egy hosszú irányvágattal hiába nyomozták a paláig, bár több helyen fluorit, érces kvarc vagy érces fluoritfészket harántoltak. A kőzet végig erősen berezitesedett, helyenként fluorittal hintett. A vájvégen a gránitba csaknem vízszintesen beleyürődik a világosszürke érintkezési átalakulást szenvedett pala sok rutillal. Az érintkezés tektonikus. Ugyanígy a telérvágat végén megismert pala is. Ez a kőzet hidrotermálisan erősen elbontott, eredeti összetételére az ásványzsemek még itt-ott látható körvonaljaiból következtethetünk. Eszerint andaluzitot, csomópala lehetett. Az érintkezésnél mind a gránit, mind pedig a pala kvarcosodott.

A teléreket elmettsző nagy vetőn kívül a D-i keresztvágat még egy ennél is nagyobb vetődést tárt fel, amelyen a bányászat már nem is jutott túl. A vetődés mentén több méter vastag, tektonikus breccsaöv jött létre, melynek anyaga egészen palás jellegű. Csak a mikroszkópos vizsgálat döntötte el, hogy nem paláról, hanem finomra őrölt gránitmilonitról van szó.

A mélyszerinti megkutatására 70 m mély aknákat telepítettek, amelyből 35 m-es és 70 m-es mélységben rátörték a telérré. Az akna falában 25 m mélységben 30°-os csapású, fekete szfalerites telér húzódik, amely műrevalónak látszik. Az alapszinten ezt a telért nem ismerjük, ezért feltételezzük, hogy a mozgásokkal idevonszolt telérroncstról van szó. Az azóta újrakezdett bányászat ennek az ércesze szinten harántolt főtelérről való azonosságát mutatta ki. Mellette állandó a vízcsoörgás. A 35 m-es szinten az alapszintnél erősebben töredezett, kvarcosodott a kőzet. A telér ércben szegényebb, ércásványa főleg fakőerc. Az ércesedésről elemzés nem készült.

A 70 m-es szinten még erősebb az összetorlódás és erősebb a kvarcosodás, de határozottan jelentősebb a fluoritosodás is. Ércesedést ezzel szemben nem találtunk. A 24 m hosszú vágat végig kvarcosodott fluorittal hintett gránitjában egyetlen harántirányú szfalerites-pirites, telérszerű képződmény húzódik, amely azonban nem műrevaló.

Teleptanilag tehát a Kőrákáshegyen teléres képződményt tártunk fel, amely mentén a kőzet rendkívül erősen elbontott. A telérmenti berezitesedés arányban áll a jelentős vastagságú telérek képződésével. A nagyarányú kvarcosodás és a telérek összetorlódása sokszor az ércesedésnek tömzsszerű kifejlődését mutatja. A két műre érdemes vastag érceléken kívül több kovás, kvarcos, pirites vagy gyengén fluoritos telért, eret, gumót harántoltak, amelyek a teléres érc kitöltésnél részben idősebbnek, részben fiatalabbnak látszanak.

A telérek kitöltése. Az alapszinten csapás mentén megkutatott két telér gyengén fluoritos, szfalerites kvarctelér. A töréses mozgások folytán eredetileg különböző mélységben képződött telérszakaszok kerültek egymás mellé, így a többségében szfalerites telér egyik szakaszon kokárdás szerkezetű galenittelérbe megy át. A szfalerit egyes szakaszokon finomszemű, míg mások kristályos zúzócercnek minősíthető. A finomszemű részek mindig kvarcosabbak és ércszegények. Az érc kitöltés változásait a csatolt bányaföldtani térkép ábrázolja (V. melléklet).

Változik a telérek vastagsága is, átlagos vastagságuk 3 m körül van. A telérek szelvényében csaknem mindenhol megtalálható a szimmetrikus telérszegély. Anyaga aprószemű, meddő kvarc, illetve teljesen kvarcosodott mellékkőzet. Ebből vékonyabb kvarcapofizisek ágaznak szét a gránitba. A szegélyen belül egynemű kitöltés következik, amelyben az említett kokárdás galenites szakaszon kívül semmiféle szerkezet nem látható. A szfaleritkristályhalmazok rendszertelenül ágyazódnak be a kvarc-alapanyagba. Az érces kitöltés vastagsága 0,50—3,00 m között változik. A vastagabb telérrészekben találjuk többnyire a legdúsabb érces kőzeteket. A szfalerit színe gyantásárga, barna.

Az elemtársulás a hidrotermális szulfidos telérekével egyező. Az elkészített elemzések és nyomelemvizsgálat Ag, Cu, Sb, Cd, As, Bi jelenlétét mutatták ki.

A fluorit és érc viszonyát illetően a mellékkőzet fluoritosodása arra utal, hogy az ércesedés és fluoritosodás genetikailag kapcsolatban álló folyamat. Ezt igazolja a CaF_2 állandó jelenléte a telérkitöltésben is. De teléreink fluoritszegények. A fluorit a kíséző mellékkőzetben erőteljesebben csapódott ki. Ezt az ércet hozó oldatok kisebb hőmérsékletével magyarázhatjuk, amire az érc finomszemcsézettsége is utal. De ezt látszik bizonyítani az is, hogy a mélység felé az érc-tartalom csökken, míg a CaF_2 -tartalom növekszik. A telérek fémtartalma helytelen résmintavétel következtében nem ítéhető meg egyértelműen.

A bányászat szempontjából nem a kis érc koncentráció, hanem a hegység szerkezet okoz nehézségeket. Kiss J. kiemelt rögről ír (95). A magam részéről csak összetorlódást látok igazolva.

A csatolt bányaföldtani összesített térképen (V. melléklet) látható, hogy a nagy zámolyi törési övvel összhangban az eddig bányászatilag megkutatott területet három hatalmas töréses vetőöv uralja. Ezek egymással közel párhuzamosak és a zámolyi törés irányával egybeesnek. Mindezekon kívül erre csaknem merőlegesen kisebb töréses vetőmozgás is volt és ez idézte elő a telértorlódást. A töréses, breccsás kitöltésű vetődések — a gárnit közettani természetének megfelelően — nem egyenesfalúak, hanem hullámosan változnak.

Bányászat a jelenlegi töréses övben nem fejlődhet ki, ezért egyetlen törekvésünk csak az lehet, hogy a telért nyugodtabb településű helyen tárjuk fel.

Ki kell emelni azt az előnyös lehetőséget, ami a turmalinos kvarctelér megkutatására adódik. Kiss J. szerint a turmalinos kvarctelér ércüreges, sejtes. Ez a turmalinos, rezes ércesedés jelenlétének lehetőségére enged következtetni.

2. A szűzvári fluoritbánya

A szűzvári malom melletti kb. 40 cm vastag, ércüreges galenittel, kalkopirittal gyengén hintett kvarctelér kibúvását VENDL A. is említi (270).

Az 1951. évi ércföldtani kutatás nyomán az Ércbányászati Feltáró Vállalat a lösszel fedett telér megkutatására kutatótárat telepített. A táro 45 m-ben el is érte a felszínen látható telért, mégpedig olyan szintjében, ahol az a talpon vaskos érces, a főtében pedig kilúgozott, ércüreges volt. Ezt csapásban követve feltárta a ma ismert fluorittelért (VI. melléklet).

A telér mellékkőzete zónás földpátú, zöldes biotitfészkeket tartalmazó gránit. A biotit helyenként a gránitban erősen dúsul, legtöbb helyen azonban normális összetételű biotitgránitot ismertünk meg. A fluorittelér mentén mindkét oldalon a gránit limonitos, kaolinos elbontása látszik. Az elbontás nem egyenletes. Az eredeti kőzet ortoklász-oligoklász gránit, amint azt már VENDL A. és Kiss J. is megállapította (270, 95).

A szűzvári fluorittelért a bányászati adatok alapján sehosem fedi érintkezési átalakulást szenvedett pala (VI. melléklet). Ez a grániton csak foszlányokban van meg. A Ságihegy és Szűzvárihegy közötti völgy valószínűleg tektonikus, mivel a gránit csak az egyik oldalon van a felszínen. A gránitporfir mindkét oldalon megtalálható, a gránitpluton tehát valószínűleg nincs mélységben. Érdekes jelenség, hogy a gránitban egyes helyeken kisebb-nagyobb pirosas foltok láthatók. Ezekben a foltokban a földpátok kivörösödnek és nagyobb szemcséjűvé válnak. A vörös földpátos fészkek középpontjában mindenkor zöld pleokróos biotit és epidot található. Ez tehát a pegmatitos fázisba tartozó ásványosodás, amelynél az autometamorf folyamat során keletkező epidottal egyidejűen kellett a földpát kivörösödésének és pegmatitszerű, nagyobb szemcsés átkristályosodásának is végbemennie. A földpátok gyakori öves szerkezete ugyancsak magmás szakaszban végbemenő autometamorfózisra utal. Ugyanitt tapasztalható a színes elegyrészek karbonátosodása is, ami azonban már hidrotermális folyamat lehet. A gránitot vastag lösztakaró fedi, amely helyenként 40 m-t is elér. A gránit a táro felett csak 6—18 m közötti vastagságú az egykori egyenletlen gránitfelszínnek megfelelően.

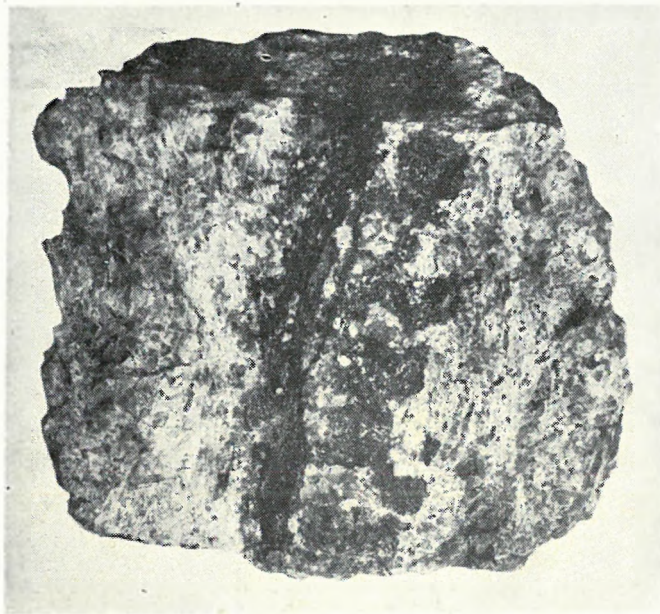
A fluorittelér teleptani adatai a csatolt bányaföldtani térképről (VI. melléklet) leolvashatók. A csapásban 500 m hosszúságban bányászatilag feltárt telért É-on a közeli zámolyi törés határolja le, ezt azonban a bányászati kutatások nem érték el. D-en az alapszínt fiatalabb kvarcér metszi el igen éles szögben. A telér dőlési szöge kevésbé változik (70—80° Ny-nak). A telérvastagság viszont csapásban és mélységben egyaránt igen változó, úgyhogy különböző szélességű lencsék, illetve lencse alakú testek egymásután következő sorozatáról beszélhetünk. A lencsék kiterjedésének alsó határa — az eddigi adatok alapján — a táro szintje alatt 60 m-ben lehet. Ez a határvonal sem lehet egységes, a vastagabb lencsék mélyebbre, a vékonyabbak csak kisebb mélységre hatolnak. Optimális fluoritosodást a 35 m-es szinten tapasztalhattunk.

A bányászatilag megkutatott telért több vetősík szeli át és dobja el kisebb-nagyobb távolságra. Amint a VI. mellékleten is látható, a telér É-i felében, vagyis a nagy zámolyi leszakadás közelében több a vetődés, ugyanakkor az elvetési távolságok is nagyobbak. A hegység É-i pereméhez közeledve erősbödnek a szerkezeti mozgások, ami a zámolyi nagy leszakadás közelségével magyarázható.

A telér csapásmenti kutatásával egyidejűleg a mélyszinti kutatást is megkezdték. Az eddig megkutatott telérhosszúság közepén 75 m mély aknát telepítettek, amelyből 35 m-ben és 70 m-ben csapásmenti kutatóvágatokat hajtottak ki mind É-i, mind D-i irányban. A 35 m-es szinten a D-i vágat igen jóminőségű, kezdetben galenites, majd fekete (kalcitos), később pedig kékeszöld kristályos fluoritban haladt. Az É-i vágat ezzel szemben sokáig meddő, limonitos kvarctelért követett, amelyben a fluorit csak fészkes elhelyezkedésben volt látható. Tovább, a tárószint dús fluoritja alatt ezen a szinten is megütötték a galenites fluoritot. A 70 m-es szinten ipari mennyiségű fluoritot eddig csak gyéren találtunk. A fluorittelér ebben a mélységben általában már érces fluoritos kvarctelérként folytatódik, tiszta fluorit csak a legdúsabb szakaszok alatt található.

A szűzvári malom telérje eddigi ismereteink szerint egyes telér. Első métereinek érces kitöltése főleg galenit, alárendelten kalkopirit, fakőérc és szfalerit. Egy részének kilúgozása miatt az eredeti érckitöltés pontos megoszlását meghatározni nem lehetett.

Az érces kvarctelér szélessége 40—60 cm. Az érc mikroszkópos feldolgozását Kiss J. végezte (95). A teléres képződmény legdúsabb szakasza a jelenlegi géptérakna után következett. Itt hosszabb távolságon 80—100 cm volt a telér vastagsága. A kristályos fluorit — valószínűleg a szerkezeti igénybevétel hatására — világos-fehéres fluorithomokká változott. A gyakori vetődések is megszűntek.



53. ábra.

Galenites fluorittelérben a galenit, mint fiatalabb kiválás, középen helyezkedik el. Szűzvári táró, galenites fluorittelér. A term. nagys. $\frac{1}{3}$ -a. (Foto: VIDACS A.)

Fig. 53.

Dans un filon fluoritifère à galène, le galène, en dernière précipitation, se trouve au milieu. Galerie du moulin de Szűzvár, filon fluoritifère à galène. $\frac{1}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo A. VIDACS)

A 70 m mélyséig É-i vágatának szalagos telérkitöltésében a következő kiválási sorrend állapítható meg:

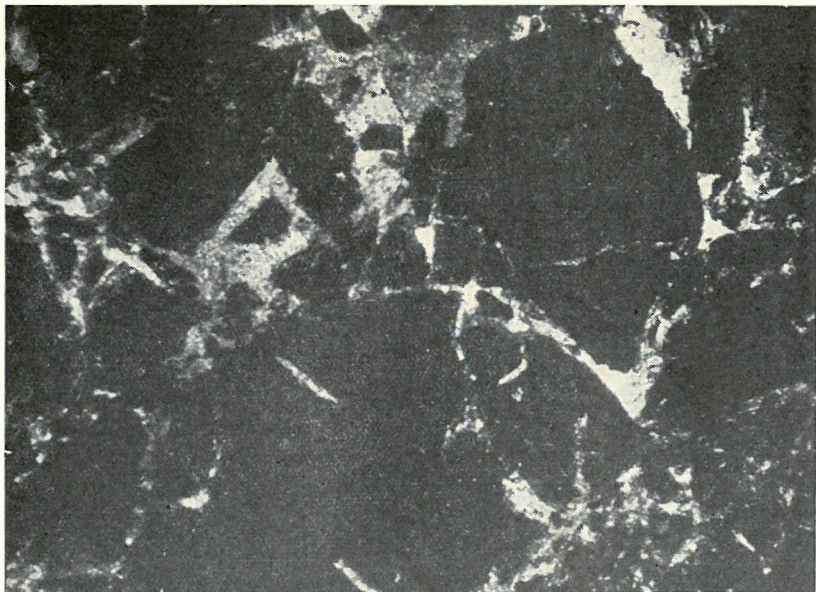
1. Meddő kvarc (kvarcosodott gránit).
2. Ércel hintett kvarc.
3. Érc (szfalerit, galenit, kalkopirit, pirit).
4. Fluorit.
5. Fluoritos érces kvarc.
6. Fehér kaolinós kvarc.

A szalagosság nem szabályos, egycs szakaszokon a szelvény hiányos vagy ismétlődő. A társzinten feltárt galenites telérszakaszban a galenit a fluorit után képződött. A 70 m-es szinten viszont a szfalerit mindenhol megelőzi a fluoritot, amely a társzintitől eltérően nem kék, hanem lila. Eddigi ismereteink szerint az ércesedés és fluoritképződés ritmusosan több szakaszban történt, a mélység felé a telérszerkezet alapján a szfalerit dúsulása várható.

A fluorit nyomelemvizsgálatát FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ végezte. A fekete fluoritban In, a halványzöld fluoritban pedig gyenge nyomokban Y és Be, a galenites fluoritban Sn, Sb és Ag-nyomok mutatkoznak. Az In valószínűleg a jelenlevő Mn-hoz (227—277) kapcsolódik, míg a

Az eddigi adatok szerint a fluoritos-érces kitöltés és a kvarc viszonyában időbeli és helyzeti különbséget csak néhol lehet megállapítani. Ott, ahol a fluorit kvarccal együtt jelenik meg, a kvarc a telér szegélyén, a fluorit pedig a telér középső szakaszán dúsul. Ez vonatkozik az ércre is, bár itt a szalagos telérszerkezet főleg csak az első nagy vetődés utáni szakaszra korlátozódik. A fluorit a kvarccal egyszerre is kristályosodik, sőt a fluorittelérben a kvarc kristályos, szemcsés járatokat is képez, amelyek természetesen fiatalabbak a fluoritnál. A galenithez való viszonyában általában a galenit a fiatalabb, mert ez a telér középső részét foglalja el (53. ábra). Ugyannakkor a kettő egyszerre is kristályosodik, amit a galenit ércmikroszkópos vizsgálata is igazol.

Ásványtani érdekesség a fekete fluorit. Mikroszkóp alatt jól látható, hogy a breccsásan törmelékesedett fluorittömeget pókhálószerűen ágas-bogas hajszálerek járják át, amelyek kalcittal és ebben mangánhidroxidos sötétbarna szemekkel vannak kitöltve (54. ábra). A fekete fluorit CaCO_3 -tartalma egyes helyeken a 30%-ot is eléri, átlagban azonban 3—4% körül van.



54. ábra.

Fekete fluorit mikroszkópi képe. A fluorittörmelék (fekete) Mn-tartalmú kalcit cementálja. Szűzvári fluoritbánya — 35 m-es szint. + Nik. 50 ×. (Foto: JANTSKY B.)

Fig. 54.

Le débris de fluorite noire est cimenté par la calcite à Mn. Mine de fluorite du moulin de Szűzvár, niveau — 35 m. Nic. +; 50 ×. (Photo B. JANTSKY)

halványzöld fluorit Y és Be-ja a Ca_2 -ba lép be (227–342, 346 és 318). Az érces kvarctelér Sb, Hg és Ag-tartalma a benne levő fakóércből származhatik, amely az oxidációs övben cerusszit, piromorfit (55. ábra) és másodlagos rézászványok keletkezésével együtt szintén elbomlott.

A fluorit színeződésének vizsgálatát PESTI L. végzi. Általában zöldeskék, haragoszöld, nefelejcskék, lila árnyalatokban ismeretes. Különösen szépek a ritmusos, rovátkolt réteges, lila változatok.

A szüzvári malom fluorittelérje a mélység felé érces kvarctelérbe átmenő, É-i és D-i végén elvékonyodó hasadékköltés. A mellékközet fluoritosodása igen csekély mértékű. Az É-i ágán érces kvarc, érces, fluoritos kvarc és érces fluorit, míg a D-i szárnyon csaknem tiszta fluorit képződött.

A vegyvizsgálat a CaF_2 -n kívül a karbonát, a BaSO_4 és általában az R_2O_3 meghatározására terjedt ki. Ezek a fluorit állandó szennyező anyagainak tekinthetők. Mennyiségük egyes mintákban elég magas értéket ér el.

3. A pákozdi fluoritbánya

A fluoritot kezdetben teléres képződménynek tekintettük, amelynek szélessége 30–100 cm között változik. Csapásban 60 m-en volt a felszínen nyomozható, további 100 m-en át pedig külszíni árkolással a törmelék alatt húzódó 30–50 cm vastag telérszakaszok alakjában találtuk meg. A külszínen 80° -os ÉNy-i dőlés volt tapasztalható. Csapása $7-9^\circ$ irány között változott. A telér közvetlen környezetének térképén látható (56. ábra), hogy berezitesedett aplitteléren halad át, tőle K-i irányban pedig hatalmas gránitporfirtelér húzódik ÉK-felé kiékelődően.

A fluorit a külszínen pátos, tömeges, helyenként kvarccal összenőtt. Ércet a külszínen nem lehet találni. Gyér ércesedés és karbonátkristályok nyoma a kilúgozott ásványok üregeinek alakjából állapítható meg.

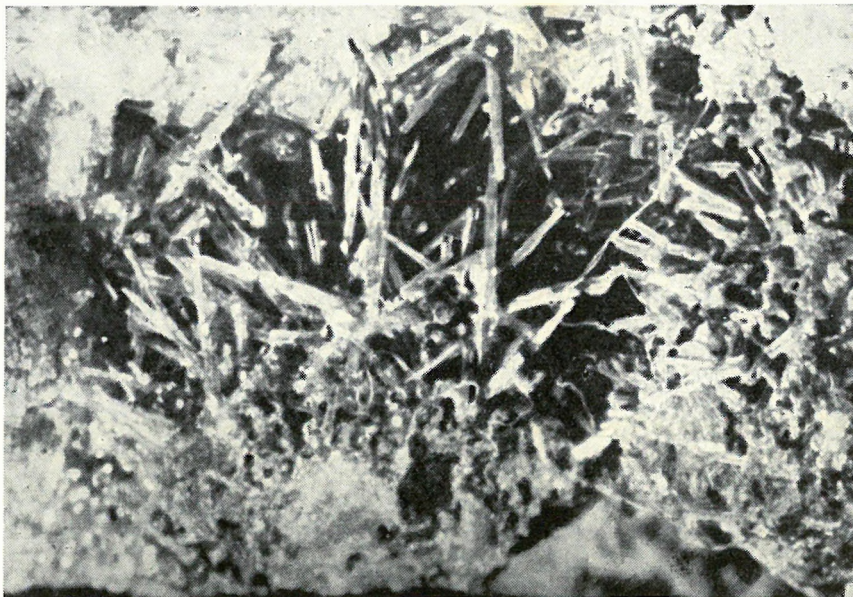
D-i irányban a telér a pannóniai homoktakaró alatt tűnik el, míg É-nak fokozatosan kvarctelérbe megy át. A fő fluoritteléren kívül K-i irányban párhuzamosan, két kvarcerekkel átjárt, vékonyabb kvarcosodott gránitcsík húzódik, illetve a gránit és gránitporfir határa kvarcosodott el. A képződményt K-ról ugyancsak pannon homok szegélyezi, amit a szőlők szélén levő útbevágás tár fel.

A fluorittelér kibúvása teljes egészében gránitban és az ezt harántoló aplitban húzódik. K-i oldalán bojitit nélküli, berezitesedett gránit, míg Ny-i oldalán biotitos, elbontatlan gránit szegélyezi.

Az 1952-ben behajtott táro a felszín alatt 9–12 m mélységben feltárta és csapásban 160 m hosszúságban követte a fluorittelért. Ekkor nyilvánvaló lett, hogy ezen a lelőhelyen nem beszélhetünk egyetlen telérköltésről, hanem 4–10 m széles, fluoriterekkel átjárt, fluoritosodott övről, amely lencsésen kiszélesedő és szűkülő.

A képződmény igen bonyolult szerkezetű. Minden irányban kaolinosodott vetők szelik át a gránitot és a telért, amelyek között akad egészen lapos dőlésű is. A táróval feltárt fluoritkészletet először földalatti műveléssel művelték le, majd 1954-től külszíni fejtéssel termelik (57. ábra).

A Bellapatak völgyéből indított lejtősaknával a táro alatt 97 m mélységben akartuk a fluorittelért harántolni (VII. melléklet). Ez a képződmény elmeddülése miatt nem valósulhatott meg. A lejtősaknában 100 m-től kezdve mind sűrűbben jelentkeztek a vékony, karbonátos erecskék, amelyek 70° alatt 340° -nak dölve mind gyakrabban járják át a gránitot.



55. ábra.

Piromorfitfészkek a felszínközeli telérszakaszból. Szüzvári táro. 20 ×. (Foto: Dömök T.)

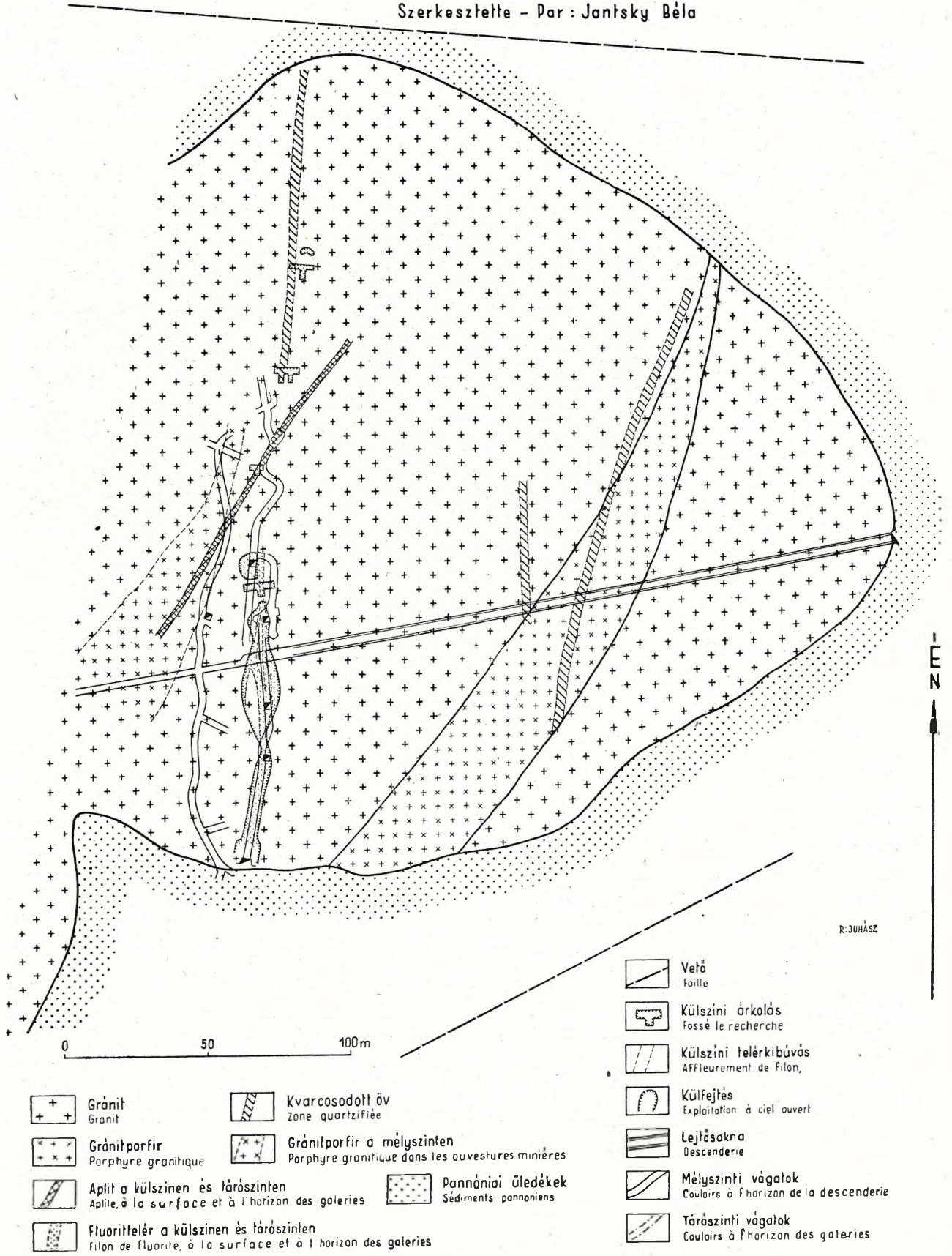
Fig. 55.

Nids de pyromorphite au-dessous de l'affleurement du filon. Galerie du moulin de Szüzvár. 20 ×. (Photo Mlle T. Dömök)

A PÁKOZDI FLUORITKIBŰVÁS KÖRNYÉKÉNEK FÖLDTANI TÉRKÉPE

CARTE GÉOLOGIQUE DES ENVIRONS DE L'AFFLEUREMENT DE FLUORITE DE PÁKOZD

Szerkesztette - Par : Jantsky Béla



R: JUHÁSZ

- | | | |
|--|--|--|
| Gránit
Granit | Kvarcosodott öv
Zone quartzifiée | Pannóniai üledékek
Sédiments pannoniens |
| Gránitporfir
Porphyre granitique | Gránitporfir a mélyszinten
Porphyre granitique dans les ouvertures minières | Kűlfejtés
Exploitation à ciel ouvert |
| Aplit a külszínen és tárószinten
Aplite, à la surface et à l'horizon des galeries | Fluorittelek a külszínen és tárószinten
filon de fluorite, à la surface et à l'horizon des galeries | Lejtőszakna
Descenderie |
| | | Mélyszinti vágatok
Coulairs à l'horizon de la descenderie |
| | | Tárószinti vágatok
Coulairs à l'horizon des galeries |

56. ábra — Fig. 56.

A 158 m-ben fluoritos, kvarcos, kalkopirités kalciterek 1 m széles, hálózatos vonulatán kívül a 180 m-ben kalkopirités, fluoritos kvarcerek vékony öve következett a mondott irányban, hasonló szög alatt metszve a gránitot. A 230 m-től szintesen hajtott vágat 6–9 m-ében galenites, fluoritos gumók és erecskék jelentek elszórtan a gránitban. A szintes vágat 22 m-ében vetődés mentén 1 m széles szakaszon tektonikusan szétmorzsoltt gránit után 27,5 m-ben vetődés mentén 60 cm széles, meddő kvarctelér jelentkezett, amelyet É–D-i csapásban kétoldali keresztvágattal kutattunk meg. Ugyanakkor folytattuk az egyenesvágatot is. Ez utóbbi 34 m-ben 60° szög alatt 285°-nak dőlő, kvarcosodott gránitporfirt harántolt. A gránit-gránitporfir érintkezés itt nem tektonikus. Az egyenesvágat a kihajtott 62 m-ig gránitporfirban haladt (VIII. melléklet).

A D-i keresztvágat 49 m hosszan követte a kvarctelért, amely a fenti vetősík mentén képződött. Ezután a kvarctelér két ágra szakadt és kiékelődött. Lényegében meddő kvarctelérnek bizonyult. Egy 6 m-es betöréssel kalkopirités kalcitert harántoltak, amely azonban vékony lencsének mutatkozott.

Az É-i keresztvágat 16 m után a gránitporfir és gránit határsíkjába jutott. A kvarctelér a gránitporfir-gránithatárt követte, mindkét irányban elkvarcosítva a kőzetet. A vágat 59 m hosszúságban végig e határ mentén haladt. A 77. m-ben Ny-i irányban elfordulva harántoltuk az elszűkülő gránitporfirtelért és a másik oldalát is megismertük. Ez nem kvarcosodott, vetődésnek itt sincs nyoma. A kvarctelérnek, illetve a kvarcosodott vetőövnek a gránit felé eső oldala helyenként kisebb fluoritlencsék tartalmazott. A kvarcosodott övet, amely 1–2 m széles volt, komolyabb kvarcosodás és fluoritosodás híján a felszíni képződmény mélyszinti folytatásának kellett tekinteni annál is inkább, mert a képződmény már így is 20 m-rel túlhaladt a felszíni telérkibúvás merőleges vetületén.

Az aránylag legjobban fluoritosodott szakaszon feltöréssel próbáltuk követni a kvarctelért. A tároból mélyített 20 m-es aknával való összelyukasztás után a telért több szinten rátöréssel kutattuk meg. Így a felülről számítva 10 m-es szintben 4,8 m szélességben, a 20 m-es szinten 4,9 m szélességben, a 26 m-es szinten és a 35 m-es szinten 1 m vastagságban tártuk fel a fluoritosodott vonulatot. A 44 m-es szinten hiányzik a teléres fluorit és helyette kvarc és fluoriterek hálózatával átjárt, kvarcosodott gránit található közvetlenül az aknapillér közelében és az aknapillérben. A kézirat lezárása óta a 43-ik m-ben is harántolták a fluorittalért.

Eddigi tapasztalat szerint egyes vetődések, amelyek mindkét oldala fluoritos, ércesedés előtti. Ilyen a gránitporfirtelér-gránit közötti vetődés is, amely utóbb kvarcosodott és fluoritosodott el.

A vetődések másik része fluoritosodás, illetve kvarcosodás utáni. Ez a kérdés semmi esetre sem tekinthető még lezártnak. A kettő között éles elhatárolás nem lehetséges. Valószínű, hogy a magmás fejlődés törései szakaszában megindult telérképződés folyamatosan ment át a késői kvarcosodás és fluoritosodás nélküli, törései fázisba. A vetődések mentén fejlődött ki a fluoritosodás, a fluoritot átszelő kvarcosodás és mindkettőt elmesző kaolinosodás-agyagosodás is. Ezek egymástól való elválasztása nem mindig lehetséges.

A pákozdi fluorit szélesebb törései övben halmozódott fel. Kifejlődése csak kisebb szakaszokon nevezhető teléresnek, egyébként fluorittal, kvarccal impregnált, törései vonulatról beszélhetünk, amely a későbbi időkben még tovább töredezett.

A mellékkőzet nagyszemű, pirosföldpátos gránit, helyenként pegmatitos fészkekkel, kvarcosodott, szericitesedett, kaolinosodott, vagyis berezitesedett. Ugyanígy a gránitporfir és aplit is.

Az eredetileg barna, biotitdús gránitporfir hidrotermális oldatok hatására kifakul, egynemű tömegé változik, amelyben csak a porfirok kvarcbeágyazások utalnak az eredeti gránitporfirra.

A gránit és gránitporfir szövetét és vegyi összetételét tekintve, teljesen megegyezik a sukoró-ördöghegyi hasonló kőzetekkel. Ezek a hegység típusos alapkőzetei. A gránit exogén zárványokat nem tartalmaz. A lejtősaknában csak egy ízben harántoltunk pegmatitfészket. Ez molibdenit- és pirittartalmú volt. Egy ízben kalcitfészkek szegélyén molibdenit-pikkelyek voltak láthatók.

A pákozdi telér ásványos kitöltése igen egyhangú. Fluorit és kvarc különböző generációi váltakoznak egymással. Általában a fluorit az idősebb képződmény. A későbbi kiválások már kvarccal egyszerre kristályosodnak, míg végül fészkekben vagy fluoritot harántoló erekben a

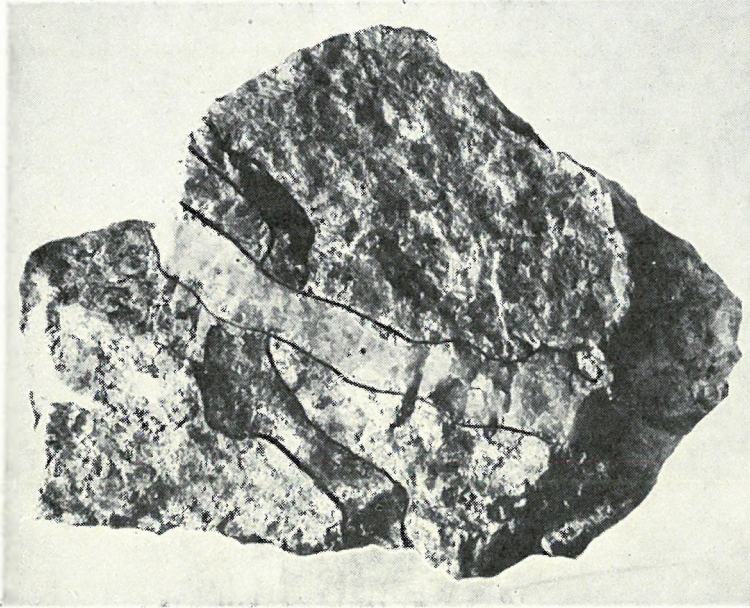


57. ábra.

Fluoritkülfejtés Pákozdtól É-ra 1955-ben. (Foto: PELLÉRDYNÉ)

Fig. 57.

Exploitation à ciel ouvert de fluorite, au N de Pákoz, en 1955.
(Photo Mme PELLÉRDY)



58. ábra.

A fluoriteret (sötét) kvarcér (világos) metszi el. Pákozdi fluorittáró. A term. nagys. $\frac{1}{3}$ -a. (Foto: DÖMÖK T.)

Fig. 58.

La veine de fluorite (foncée) est coupée par la veine de quartz (claire). Galerie de fluorite de Pákoz. $\frac{1}{3}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. DÖMÖK)

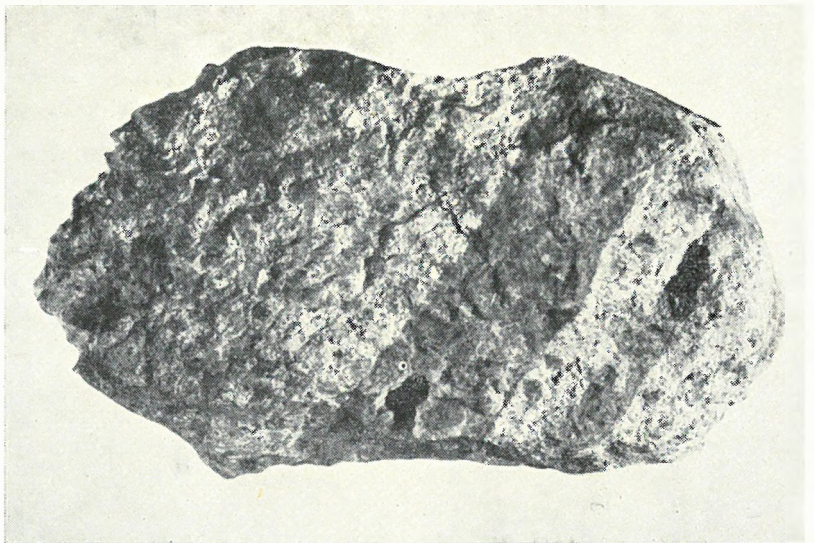
lemző, hogy a telértől távolabb a gránitot átszelő vékony erecskék kitöltése kivétel nélkül kvarc, kalcit, benne kalkopirit, galenit és szfaleritnyomokkal.

A karbonátos erek kisebb hőmérsékleten, míg a kvarc és fluorit nagyobb hőmérsékleten képződtek. A mélység felé így csak szürke, finomszemcsés, vas- és mangánvegyületekkel szennyezett meddő kvarcra számíthatunk. Az átkristályosodott, kvarcosodott mellékkőzet a hidrotermális folyamat első bevezető szakaszában alakult ki. Igen jellemző az előfordulásra, hogy a szüzevári lelőhellyel ellentétben itt nyomelemdulást nem sikerült kimutatni.

A pákozdi fluorittalér 4 km-es teléres vonulat közép-pontjában van. Nem lehet tehát véletlennek tartani azt, hogy az egész vonulatban csak itt bukkan külszínre a kristályos fluorit. Vagyis a telérvonulatban akár a függőleges, akár a vízszintes szakaszosságra hivatkozunk,

a karbonátos és ércüreges közök mélyebb szintjein fluoritos ércnek vagy érces karbonátos kvarcnak kell még lennie. Fluoritos telérképződményeink teljes mértékben megegyeznek a hochschwarzwaldiakkal, ahol a függőleges és vízszintes szakaszosságot bányászati feltárások igazolják (60).

tiszta kvarc kristályosodik (58. ábra). A pátos, vaskos fluorit sem mentes teljesen a kvarctól. Felhőszerűen vagy kisebb fészkekben ott van mindenütt, de részvételének aránya igen különböző. A telér vastagodásával a fluorit tisztasága nem jár mindig együtt. A teléres szakaszok két oldalán, millimétertől több centiméter vastagságig fluorit erek pókhálószerű szövődéke járja át a gránitot. Ezt közbezárt, fluoritosodott gránitnak nevezhetjük, amely műrevaló nyersanyag (59. ábra). Olykor a fluorit és kvarc is öves, szalagos kifejlődésű. Az előfordulásra jellemző, hogy fennőtt fluoritkristályokat seholsem találtunk benne. Az egykori, kristályokkal borított falú üregeket később kvarc töltötte ki. Ez azt bizonyítja, hogy az utómagmás fejlődés zárószakaszában kvarcosodás volt az uralkodó folyamat. A fluorit színe zöld, zöldeeskék, haragoszöld, ritkán lila. Ércnyomokat a fluoritban csak elvétve találunk. Az előfordulásra igen jel-



59. ábra.

Fluoriterekkel átjárt gránit. Pákozdi fluorittáró. A term. nagys. $\frac{1}{4}$ -e. (Foto: DÖMÖK T.)

Fig. 59.

Granit traversé de veines de fluorite. Galerie de fluorite de Pákoz. $\frac{1}{4}$ de la grandeur naturelle. (Photo Mlle T. DÖMÖK)

Területünkön minden lelőhelyen a fluorit kvarccal, kalcittal, galenit-, szfalerit-, kalkopirit, tehát szulfidokkal is társul, vagyis a SiO_2 , valamint Ca, F, CO_3 , H_2S , Pb, Zn, Cu-, Ag-elemek építették fel hidrotermális képződményeinket. Ugyanakkor a fluoritosodás mellett a gránit és gránitporfir erőteljes lebontása tapasztalható, ami a kőzetkémiai diagramok tanulsága szerint elsősorban a Na, Ca és K-nak a rendszerből való kilépéséhez vezetett. Ha ezeket az elemeket hozzáadjuk az előzőkhöz, akkor az adódik ki, hogy a juvenilis származású alkatrészek a mellékkőzetből kilúgozott alkatrészekkel reakcióba lépve, új, kevésbé oldható vegyületeket hoztak létre.

BETEHTIN szerint az ércképződés helyben való cserebomlás és kicsapódás alapján történik (16). A mi területünkön is ez látszik valószínűnek a következő folyamatok szerint:

Felszálló hidrotermális oldatokban jelenlevő vegyületek		Mellékkőzetből földpátebontásból származó ionok	A cserebomlás következtében keletkezett vegyületek	
PbF_2	H_2S^*	Na^{\cdot}	PbS^+	CaF_2^+
ZnF_2	CO_2^*	K^{\cdot}	ZnS^+	NaF^+
CuF_2	SiO_2	$\text{Ca}^{\cdot\cdot}$	CuFeS^+	KF
FeF_2	H_2O	SiO_2	FeS_2^+	CaCO_3^+
BaF_2		H_2O	BaSO_4^+	Na_2CO_3
				K_2CO_3
				SiO_2^+

* Nagy hőmérsékleten nem disszociálódnak.

+ Vízben nem oldódnak — kicsapódnak.

A többi vízben oldódó — disszociáló vegyület.

Megfelelő nyomás, hőmérséklet, p_{H} , redoxpotenciál és koncentráció mellett a Ca-mennyiségtől függően elsősorban CaF_2 , majd a felszabaduló fémes kationokból PbS , ZnS , CuFeS_2 képződik. A Ca-felesleg az ezen hőmérsékleten kevésbé disszociáló CO_3^{2-} -mal alacsonyabb hőfokon (magasabb telérszakaszokon) CaCO_3 -má alakul. A Na és K a feleslegben levő CO_3^{2-} -mal és H_2S -al, avagy a F⁻-felesleggel vízben oldható sókat képez és a rendszerből távozik. A SiO_2 a p_{H} változása szerint minden hőmérsékleten és nyomás mellett kicsapódik az oldatból.

A rendszerben a fémek fluoridjain kívül azok kloridjai és borátjai is jelen lehetnek, ezek fémes fluoridokhoz hasonlóan viselkednek, azonban a $\text{Ca}^{\cdot\cdot}$, K^{\cdot} és Na^{\cdot} -mal vízben oldható kloridokat hoznak létre és távoznak a rendszerből. A redoxpotenciál növekedésének megfelelően barit is képződhet.

A kristályosodási sorrendet a disszociációs fok, rácsenergia és ionpotenciál befolyásolhatja. Ezek számszerű adatai alapján is közel egyidőben a CaF_2 -nek és a szulfidoknak, később pedig a karbonátoknak kell kristályosodniuk. A kvarc bármely hőfokon kicsapódhat, vagyis megelőzi és túléli az összes többi vegyület kristályosodását.

A fluoritosodás, kvarcosodás és ércesedés csak optimális kifejlődési fokon különíthető el egymástól. Egyébként az ásványosodás egymásba nyúlva és szakaszosan többször megisméllődve folyhatott le. Az ércképződés összefüggéseiről eddig még igen hiányos adataink vannak.

4. Suhogói ércutató lejtősakna

A kibontott 5 m széles telérkibúvás két szélén aprószemű kvarcból álló, tömör telérszegély látható, ezen belül pedig 3 m vastag, szivacszerű kitöltés helyezkedik el. Az üregek alakjából ítélve, a középső szakasz karbonátos, ennek szélén pedig szfalerit-kalkopirit lehetett.

A telér a Császárpatak völgyénél kezdődik, az Üveghegy fluoritnyomos kvarctelérjében folytatódva a Tomposhegy tetején végződik. Közben vetődések szaggatják meg, többször szétseprűződik, majd ismét egyesül. A kibontott telérszakasz 700 m-en keresztül összefüggően nyomozható a külszínen, tehát a hegység egyik legjelentősebb hidrotermális telére.

A telér mentén a gránit és gránitporfir széles sávban berezitesedett. A telérből a mellékkőzetbe vastagabb-vékonyabb kvarcerek hatolnak, azt teljesen átszövik, kvarcosítják. A berezitesedésen kívül egyetlen helyen találtam turmalinos aplitot, ami itt is a pneumatolízis megindulására enged következtetni.

A kibontott telért a külszín alatt kb. 12–15 m mélyen, 120 m hosszú csapásban, táróval kutattuk meg. Egy-két malachitos csomón kívül ércesedés azonban nem jelentkezett. A telér mellett hajtott táróból harántbetöréssel két helyen a telér 5–6 m széles magjában szivacszerűen üreges, erősen limonitos kitöltés mutatkozott.

A Velencei Bánya N. V. az ércesedés mélyebb szintű megkutatására 1953-ban lejtősaknát telepített. A lejtősakna 100 m hosszúsága mellett kb. 30 m függőleges mélységet ért el, miközben az első 10 m mélységben már rátörték a telérre. Itt is sejtés, üreges kitöltést harántoltak, amelyben a másodlagos ásványok közül csak limonitot találtak.

A 30 m-es szinten 1953 decemberében törtek be a telérre. A műszaki felkészülés hiánya miatt a telérvízzel megbirkózni nem tudtak és ezért a munkálatokat a bekövetkezett ipari redukció következtében — a telér harántolása nélkül — beszüntették. A kutatás azóta mind a mai napig szünetel.

A Velencei-hegység e központi szakaszának hiányos megkutatása az egész hegység megítélésében nagy hátrányt jelent, mivel a suhogó-tomposhegyi telérrajtól remélhetjük fluorit- és ércutatásunk lényeges kérdéseinek megoldását.

5. A sukoró—ördöghegyi ércutatató lejtősakna

Az újratérképezés során meg lehetett állapítani, hogy az ördöghegyi kvarctelérek külszíni megjelenésükben és teleptani alkatukban megegyeznek a hegység Ny-i részében ismert kvarctelérekkel. Azoktól csak a felszíni kilügzöttség fokában és az ércesedés ásványi összetételében különböznek.

A telérkibúvások megkutatására 1951-ben 2—3 m-es aknákat mélyítettünk, amikor is összefüggő galenit-szfalerit-szinórokat találtunk. A teléreket a külszínen sejtes kvarckitöltés jellemzi (47. ábra).

Az Ördöghegy részletes térképezése alkalmával összesen hat telérkibúvást találtam, amelyek egymás után kulisszaszerűen folytatódva, az Ördöghegy DNy-i lábától egészen az országútig voltak nyomozhatók.

A külszíni feltárásokat minisztériumi és akadémiai vegyesbizottság vizsgálta felül 1951-ben. Ennek alapján még ez évben az Ércbányászati Feltáró Vállalat kitűzte a lejtősakna helyét és irányát.

A 21°-os lejtésű ereszke 45 m-ben a külszínen is ismert nagy gránitporfir-aplittelért harántolta, amely törés mentén piritisedett. Ez azt valószínűsíti, hogy a gránitporfir berezitesedése az ércesedéssel kapcsolatos és még az ércesedést is túlélő folyamatok eredménye. Az egyik kvarctelér ugyanis törés mentén breccsásodott és utána pirittel cementálódott. Ez a piritisedés egyezik a gránitporfirtelért átszelő vetődés piritesevel.

A lejtősakna 40 m-ben pegmatitfészket harántolt, amely mellett egyetlen molibdenit-szemecskét találtunk. 116 m-ben galenites grániton haladt át a lejtősakna. Bontott gránitban a galenit nem teléresen, hanem nagy szemekben és gyéren hintve fordul elő, mennyisége jelentéktelen. A lejtősaknával harántolt kőzet húspiros, nagyszemű, ortoklász-oligoklász gránit, egyezik a hegység típusos alapgránitjával.

A lejtősakna 193 m-ben harántolta a külszínen kibontott kvarctelért. Az áthaladás után vágattal kellett rátörni a telért megkutatották, majd innen különböző irányú vágatokkal a többi telérrészt is csapásban követték (IX. melléklet).

A tektonikailag rendkívül igénybevett peremi szakaszon a nagy leszakadás mentén egymást érik a hatalmas vetődések, amelyek a telérrészeket nagyobb távolságokba dobták el. Szerkezetileg a pátkai Kőrakáshegyhez hasonló torlódott szakasz alakult itt is ki.

Eddigi megállapításaink szerint az Ördöghegyen csak két telért tártunk fel. Az előbb ismertetetten kívül a másikat a főtélértől Ny-ra, 50 m-re a Ny-i oldalvágat harántolta és követte csapásban, a főtélérrel közel párhuzamosan. A külszínen kulisszaszerűen elhelyezkedő telérrészek nem önálló telérek, hanem egyazon telér elvetődött részei.

A nagy vetőkön kívül számos apró törés szeli át a gránitot és a telérrészeket. Vannak övek, ahol a gránit teljesen elmorzsolódott, kihengerlődött, csúszási lapokkal átjárt. A morzsolódott övek legnagyobb része kaolinos kitöltésű. Ezekon kívül vannak még tektonikus breccsával kitöltött töréses övek is.

Az elsődleges hasadérendszer, amelyet a kvarctelérek töltenek ki, 340—345° csapású. Több esetben az újraeledő mozgások ismét felszakították a már kialakult telért és azt breccsásítva, utólag újabb kovás oldattal cementálták. Pirittel cementált breccsával is találkozunk. Mindez azt mutatja, hogy a szerkezeti mozgások, amelyek érces telérek képződését elindították, az ércesedés után tovább tartottak. A breccsás vetődések vastagsága néha a 2 m-t is eléri.

Az idősebb és fiatalabb törések irányai között törvényszerűséget kielemezni eddig még nem sikerült. Legfiatalabbaknak a Velencei-tó partvonalával közel párhuzamos törések és vetődések látszanak. A törések gyakorisága lehet az oka, hogy a telérroncsok anyaga még ezen a szinten is csaknem teljesen kilügződött.

A telérroncsok elmozdulása ferde irányban történt, emiatt a külszíni kibúvásban ismert telérszakaszok egy részét a vágatokban nem találtuk meg. Ugyanakkor a Ny-i vágat telére kibúvásban egyáltalán nem ismeretes.

A törések ellenére nagyobb fokú vízbetörés a bányászati kutatással kapcsolatban nem volt. Nem éreztük a tó vizének közelségét sem.

Minthogy a telérrészletek csak széttörözött roncsai az egykor összefüggő teléreknek, belőlük jól rekonstruálható az egykori kifejlődés. Kétségkívül hatalmas, teléres képződmények voltak, amelyek helyenként 12 m-re is kivastagodtak. Ilyenkor összetett telérszakaszok képződtek, amelyekben vékonyabb-vastagabb erek hálózata járja át az elbontott, kvarcosodott

gránitot. A telérek szimmetrikusak, két szélükön a gránittal teljesen összeolvadó, kvarcosodott telérszegéllyel.

Az érces rész — a kilúgozott üregekből ítélve — a középső szakasz volt. A telérek egész hosszúságukban ércesek voltak, azonban az erős kilúgozódás folytán ma meddőnek látszó szakaszokat is harántoltunk. A nagy vastagságú telérekben nem minden esetben haladtak a központi, érces részben, hanem a telér-gránithatárt követték, ami azt eredményezte, hogy legtöbbször a telér ércszegény szegélyét tárták fel.

A telérek hosszúságára csak hozzávetőlegesen tudunk következtetni. A Ny-i telér csapását csak 40 m-en követtük, vastagságából azonban, amely a 2 m-t is elérte, arra lehet következtetni, hogy ez is hosszabb telér lehetett. A főtelér hossza a vágatokkal feltárt részek és a külszíni kibúvások ismerete alapján 400 m-re tehető, azonban ezzel sem D-i, sem pedig É-i irányban lehatárolva nincs. Valószínű, hogy lencsés kifejlődéssel annak a hosszú vonulatnak a része, amely a Meleghegy DK-i oldalán kibukkanó barittelérek É-i végződéséig tart, illetve a Meleghegy központi kvarcosodásába olvad. Bár a teléres képződmény csak közvetlenül a község D-i oldalán nyomozható a külszínen, az elbontott, kaolinosodott gránit a községen keresztül húzódva, szinte összefüggően követhető, egészen a barittelérekig. A 2 m-re kivastagodó telért D-i irányban hatalmas törések és vetődések öve határolja le. Ezután még hosszú telérszakasz következhet a tó irányában, amelyet azonban a külszínen lejtőtörmelék és fiatal üledékek fednek. K-i irányban újabb párhuzamos telérek nem várhatók. Ny-i irányban ellenben a hegy lábánál a külszínen egy 20 cm vékony, dúsabban ércesedett telért bontottunk ki. A hegy lábához simuló pannóniai üledékek alatt van-e folytatása, nem tudjuk. Ettől É-ra kvarctelérkibúvást nem ismerünk a gránitban, a gránit azonban több helyen berezitesedett.

A telérek alapanyaga kvarc. A telérszegélyen tömött, aprószemcsés; ezen belül kétféle kvarctípus alakult ki. Szürkéslila, amely egészen aprószemű ércet és kisebb, kristályos ércfészkeket tartalmaz. A telérek középső része hófehér, összefüggően üreges, sejtes kvarc. A fehér, üreges kvarc és a szürkéslila, kalcedonszerű kvarcsávok között néha éles határ alakult ki. Ennek ellenére a két kvarctípus nem választható el egymástól. A kettő között csak az a különbség, hogy a fehér kvarc nem tartalmaz finom szemekben elszórt ércet, míg a másik igen. A fehér kvarc vastagsága nem haladja meg a 60—80 cm-t. Összetett telér esetében azonban 2—3 ilyen fehér kvarcsáv is kifejlődött. A fehér és szürkéslila kvarc közötti összefüggés valószínűleg ugyanaz, mint a pátkai Kórákáshegy teléreiben.

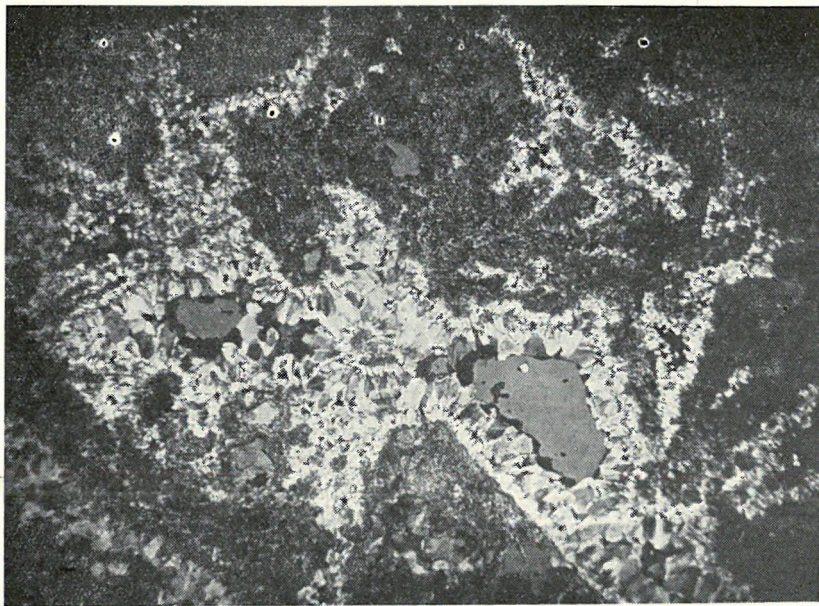
A telérek érckitöltésére nézve pontos adataink nincsenek, mert a mélyszinten is kilúgozott telérrészeket harántoltunk. A kiválási sorrendre nézve Kiss J. azt állapítja meg, hogy az ásványok túlnyomó részben különálló fészkekben képződtek, összefüggő ércszövet csak ritkán alakult ki. Az ércesedés javarészt képező marmatitos jellegű szfaleritben a kalkopirit szételegyedési cseppek, vagy szfaleritet kiszorító foltok alakjában jelentkezik. Fakóérc csak ritkán található a kalkopirit, illetve galenit szegélyén. Az ásványkiválás szerinte is tökéletesen egyező a pátkáival.

Annak, hogy az ércásványok egymástól elszigetelt fészkekben mutatkoznak az az oka, hogy csak ezek maradhattak meg, míg az összefüggő érckitöltések könnyebben kilúgozódtak.

A nemérces ásványkitöltésből még a fluoritot említhetjük, amely a telér egy szakaszán, annak középső részén, kvarccal együtt vált ki, lila színű, finom behintés alakjában.

A felszínen található sejtes kvarc galenites, szfalerites kitöltésre enged következtetni. Ezeket az ásványokat az egyes üregekben elszórtan mindenhol meg is lehet találni. A felszíni kibontásokból kikerülő sejtes kvarc üregeinek falát fennőtt, apró, víztiszta kvarckristályok borítják. A geometriai alakú üregecskék válaszfalait is ilyen kvarc vonja be. A kvarckristályok nyilvánvalóan a sejtek keletkezése, illetve a vékony válaszfalak kialakulása után képződtek. A vágatok sejtes anyagában is tapasztalható ez a jelenség, bár sokkal ritkábban, mint a kibúváson. A szürkéslila kvarcban általában csak gyéren hintve találunk ércet és üregessége is jóval kisebb mértékű a fehér kvarcénál.

A fehér kvarcsávok vékonycsiszolataiból igen bonyolult ércgenézis állapítható meg. A mikroszkópos képek szerint, a fehér kvarcanyagba breccsásodott szfaleritszemek és nagyobb kvarcszilánkok ágyazódnak be, amelyek hasadékait az aprószemű kvarcalapanyag tölti ki. A szfaleritszemek többnyire sajátalakúak, galenittel összenőttek, illetve szegélyezettek. A kvarcanyagban nagyobb szemű kvarcból álló járatok láthatók, amelyekben a kvarc szalagosan kristályosodott ki (60. ábra). A szalagokban szétnyíló üregek képződtek, amelyek egymással összefüggnek. Az üregek legbelső kvarcrtétegéből a kristályok csúcsai az üregek felé kiállnak, vagyis apró drúzának tekinthetők. Az üregek kitöltetlenek, vagy gélyszerű anyag tölti ki. A kvarckristályok csúcsai között legtöbb esetben még megvan az egykori szfaleritkitöltés anyaga (61. ábra). Más drúzák közét teljesen kitölti az aprószemű, borostyánkőhárga szfalerit, amely



60. ábra.

Fennőtt kvarckristályokkal bélelt üregek szalagos telérkvarcban. Az üregekben szfaleritmaradványok. Sukoró, ördöghegyi lejtősakna. + Nik. 25 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 60.

Cavités doublées de cristaux idiomorphes de quartz, en quartz filonien rubané. Dans les cavités, restes de sphalérite. Sukoró, descenderie du mont Ördöghegy. Nic. + : 25 ×. (Photo J. Kiss)

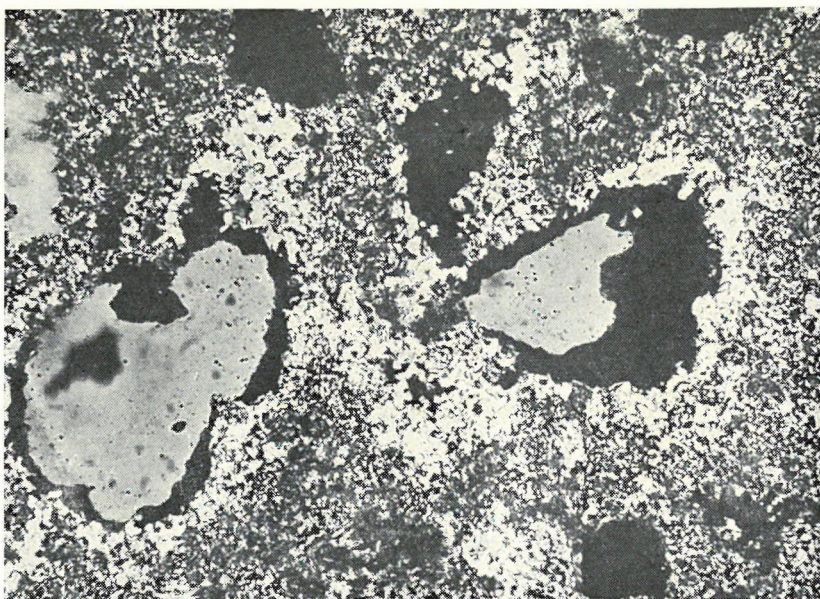
a kvarcdrúzás telérkvarcban járatok keletkeztek, amelyekben újabb érc kristályosodott. A kialakult ércesedés kilúgozásnak esett áldozatul, ami a kvarckristályokkal bélelt sejtek képződéséhez és később érces kitöltéséhez vezetett. A felszíni oxidáció folytán az érckitöltés, főleg szfalerit és esetleg kalkopirit anyaga kilúgozódtott, sejtek képződtek és ezáltal részben vagy teljesen ismét szabaddá váltak azok is, amelyek az előző kilúgozás során keletkeztek és amelyek falát kvarcdrúzák borítják.

A Ny-i hegységész teléreinek üreges kvarca ilyen fennőtt kvarckristályokkal bélelt, ércásványok nyomait azonban nem tartalmazza.

A lejtősakna a külszín alatt 70 m mélységben kutatta meg az érces teléret. Az a körülmény, hogy ilyen mélységben a telérek teljes hosszúságban kilúgozódtak, nehezen magyarázható a telérek nagyfokú széttöredezettségével és felszínközeli kilúgozással. Inkább azt kellene figyelembe venni, hogy itt annak a hatalmas andezites vulkáni vonulatnak a közelében vagyunk, amely Seregélyestől Verebig húzódik és amelynek egyes felszínre tört kürtöit az Ördöghegy É-i végén, az első falusi házaknál köfajtók tárják fel.

helyenként részlegesen kilúgozódtott. A nagy drúzák általában sokkal kevesebb szfalerit maradt meg, mint az aprókon. De a tömör kvarcban túlnyomórészt galenit vált ki szivacsos, aprószemcsés halmazokban. Ezen kívül az alapanyagban hosszú, több kvarcegyeden áthaladó markazitszalak is láthatók.

Az ismertetett jelenségekből nyilvánvaló, hogy ércesedésünk legalább kétfázisú. A telérszegély kvarcosodott gránitja után lilásszürke, finom ércszemeket tartalmazó kvarc és ebben érces fészkek képződtek. Ennek az ércesedésnek egyik szakaszában kristályosodott a fehér kvarc és benne a nagyobb ércfészkek. A második ércképződési szakasz az első érces kitöltés törmelékét és kvarctörmelékét kérgezte be (breccsás szerkezetű telérek), ezenkívül



61. ábra.

Részben kilúgozott szfalerit (fekete) a kvarctelér sejtes üregeiben. Sukoró, ördöghegyi lejtősakna. 25 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 61.

Sphalérite en partie lixiviée (noire) dans les cavités alvéolaires de filon quartzifère. Sukoró, descenderie du mont Ördöghegy. 25 ×. (Photo J. Kiss)

A gránitmagmatizmushoz kötött ércesedést valószínűleg az andezitvulkanizmussal együttjáró mozgások darabolták szét, törték össze, majd az utóvulkáni hidrotermális oldatok lúgozták ki és itatták át újabb ércanyaggal. Ez ellen szól azonban az, hogy sehol a telérekben karbonát-kitöltés vagy az eredetitől eltérő ásványi anyagokat lerakó tevékenység nem tapasztalható. Márpedig az andezites magmából képződő ércesedés jellegzetességében, kifejlődésében is más. Ez a kettősség az Ördöghegy teléreiben nem tapasztalható. A kérdést megnyugtató módon lezárni még nem lehet.

A telérek átlagos fémtartalmára nézve több átlagelemzés készült. Jellemző, hogy az átlagértékek közel egyezők és az 1% fémtartalmat nem érik el.

6. Sukoró I—II. baritkutató tárók

A baritkutató tárókat a Meleghegy D-i oldalán telepítették.

A Sukoró I. táro kezdetben normális, majd autometamorf, végül berezitesedett gránitban haladt. Közben egy 10 m széles andezittelért is harántolt. Megjelenése nem volt váratlan, mert az andezittelér a külszínen nyomozható a táro nyomvonaláig. Az andezit a berezitesedett gránitot törte át és a kőzetelbontás kezdeti jegeit sem mutatja. Kőzete megegyezik a meleghegyi andezitfejtő kőzetével.

A gránit a táro második felében igen erősen berezitesedett, piritesedett. A pirites hajszálerék több helyen pókhálószerűen járják át a kőzetet. A lebontás fokozatos kifejlődése a táróban kőzettanilag is kimutatható.

A Sukoró II. táro végig az előzőhöz hasonló, rózsaszínű földpátos, erősen berezitesedett, helyenként porfiros szövetű kőzetben haladt. A barit helyett 50 cm vastag baritos kvarctelért harántoltak, amely igen zavart szerkezeti viszonyok között hamar kiemelődött. A feltörésben rátörtek a barittelérre, amely lefelé és csapásban is lencsésen kivastagodó, majd kiemelődő volt. A baritos telért, amelynek kibúvása csapásban még tovább nyomozható, bányászati kiaknázták. A barittelér nem ért le 50 m mélységig. A korábbi baritkutatás ennek a telérnek csapásában a Meleghegy D-i oldalán ugyanígy csak a felszínközélen találta meg a baritot.

A Sukoró II. táro barittelérjét több apró, 1—2 cm vastag baritér kísérte. A bariton kívül csak fluoritot találtunk, mégpedig a Sukoró I. kaolinosodott aplitjában egy kis fészekben és a Sukoró II. táróban a baritér szegélyén.

A meleghegyi baritelőfordulások kísérő érce a galenit, amely kisebb-nagyobb fészkek, zárványok alakjában jelenik meg. A barittelérek lefelé pirites kvarcerekké módosulva folytatódnak. A két tárót összekötötték, majd a barit lefejtése után a munkálatokat beszüntették.

A meleghegyi telérek kristályos baritját ásványtanilag ERDÉLYI J. dolgozta fel (40), aminek alapján aránylag nagy képződési hőmérsékletük igazolódott.

7. Nadapi táro

A nadapi táro a Meleghegy DK-i oldalán húzódó völgyből Ny-i irányban hatolt be a Meleghegy DK-i gerince alá. Célja a Meleghegy DK—K-i oldalán megismert képződmények és ércesedési nyomok mélyebbszínti megkutatása volt (X. melléklet).

Az 1951—52. évi földtani térképezés során kiderült ugyanis, hogy a hidrotermálisan bontott gránit a Meleghegy csúcsától D-re és K-re kis távolságban szálban is megtalálható. A kvarcosodás a gerincen húzódó, mintegy 4 m széles kvarctelér és a belőle elágazó vékonyabb telérek mentén fejlődött ki, amelyek sűrűn járják át a K-i oldalt. Az említett kisebb gránitkibúvástól eltekintve, a hegyoldalon csak kvarcitot és teljesen elkvarcosodott gránittörmelékkel találunk, amelyben krizokolla, malachit és több helyen sugaras antimonitfészkek fordulnak elő. Ez ércásványok a Meleghegy Ny-i oldalától a gerincen végig nyomokban mindenhol megtalálhatók, egészen a K-i oldal lábáig.

A táro szájától É-ra, kb. 70 m-re, széles berezitesedett gránitporfirkibúvás vált ismeretessé, amely azonos a Csöntérhegy felől jövő egyik hatalmas gránitporfirtelérrel. Ezenkívül még két kvarcosodott gránitporfirtelér húzódik át a grániton a Meleghegy K-i oldalán.

A felszínen heverő darabokon a gránit kvarcosodása igen erőteljes, a földpátok teljesen eltűntek és a gránitból csak az eredeti kvarcsemek maradtak meg, amelyeket másodlagos kvarc és limonitos kötőanyag ragaszt össze. Ezt a kvarcosodást a hegység Ny-i részében ismert, teléres kvarcképződésnél nagyobb hőmérsékleten képződöttnek kellett tekinteni. FÖLDVÁRI A. a Meleghegy Ny-i csúcsán ebben talált molibdenitnyomokat, így itt ezt fokozottabb mértékben lehetett várni.

Az antimonit megjelenéséből viszont kisebb hőmérsékletű ércesedésre is számíthattunk. Itt tehát a gécsihegyi greizenesedéstől a késő hidrotermális ércesedésig átmeneti övek kifejlődése volt várható, amit a Sukoró I. táro molibdenitzárványai és a Sukoró II. táro baritja is megerősített.

A felszíni megfigyelés és értékelés alapján 1952 januárjában telepített kutatótáro a feltevéseket csak részben igazolta. A limonitos sávokkal átjárt gránitot a 70. méterben 20—25 cm vastag, fekete, pirites,

molibdenites, kovás kvarctelér (340/60°) választja el az oxidált öv alatti berezitesedett, piritesedett gránittól. Ezt két vékony, hasonló erecske kíséri. Ettől kezdve 87,6 m-ig berezitesedett gránitban halad a táró. Utána 140 m-ig hatalmas kvarcosodott gránitporfirtelért harántol, majd üde, nagyszemű, porfiros, rózsaszín földpátos gránit következik gyakori miarolitos üregekkel, amelyekben fennőtt kvarc- és albitkristályok ülnek.

Az üde gránit után erőbben-gyengébben berezitesedett szakaszok következnek, amelyekben a biotit kloritosodott, vagy teljesen elbontott, helyén pirit képződött, a földpátok pedig részben kaolinosodottak — szericitesedettek. A gránitot 231—251 m között ismét berezitesedett gránitporfirtelér szeli át. A berezitesedett gránitban 283 m-nél egyetlen vékony, igen lapos dőlésű, galenitkitöltésű erecskét harántolt a táró. A vájvég közelében 337 m-ben a táró a külszínen is nyomozható, berezitesedett gránitporfirtelérbe jutott, amelynek dőlése 280/70°. A táró hossza 343 m. A vájvég felé a kvarcosodás egyre fokozódott, aminek műszaki leküzdésére a bányüzem nem volt kellően felkészülve. Az időközben bevezetett ipari redukció következtében a további munkálatokat 1953 decemberében beszüntették. A táró pontosan a Meleghegy DK-i gerince alatt állt meg, ott, ahol a külszíni nyomok alapján az antimonit-nyomos, kvarcosodott öv húzódik. A külszínen észlelt antimonitos, malachitos kvarcteléreket vagy kvarcosodott szakaszokat nem harántolták. Így feltételezhető, hogy a hegyoldalon heverő szikladarabok a gerincből származnak, amelyet megkutatni már nem tudtunk.

A táró hajtása közben végzett radiológiai mérések a DK-i gerincen a gránitra jellemző sugárzásnál erősebb aktivitást mutattak ki, amit a kvarcosodással összefüggő jelenségnek kell tekinteni.

A gránit hidrotermális elbontása a gránitot sűrűn átszelő pirites-kovás erekkel és vállapokkal áll összefüggésben. A nagyobb hőmérsékletű, utómagmás képződmények közé csak a pirites, molibdenites kvarctelérke sorolható. Ebben a piriten és molibdeniten kívül egyéb ércsványt kimutatni nem sikerült. A galenites 1—2 cm-es erecske nem ipari fontosságú képződmény.

Tekintve, hogy a Pázmándig terjedő, kb. 5 km hosszú vonulatban regionális piritesedés és kaolinosodás ment végbe, feltételezhető, hogy ez a vele érintkező gránitra sem maradt hatástalan és annak piritesedését idézte elő. Erre utal a hegy K-i oldalán talált alunitos kvarcgörgeteg, amely igen hasonló a Templomhegy utóvulkáni, ún. szekunder kvarcitjaihoz.

Az a kvarcittelér, amely a Meleghegy gerincén húzódik és azok, amelyek a K-i oldalon piritet, antimonitot tartalmaznak, különböznek attól a kvarcosodástól, amely a hegység Ny-i részén fejlődött ki. Lehetséges, hogy a Meleghegy gerincén több ágra szakadó kvarctelér, amely szerkezetét tekintve a csúcsoshegyi telérhez hasonlít, utóvulkáni hatásnak is ki volt téve. A piritesedés molibdenites kvarctelérként is jelentkezik, tehát a típusos utómagmás és utóvulkáni kvarcosodás, illetve ércesedés pontosan nem választható el egymástól. Ezt a meleghegyi típusú, rejtett kristályos kvarcosodást mégis utóvulkáni képződménynek kell minősíteni azzal, hogy ugyanitt előzőleg utómagmás, tehát gránit-hoz kötött hidrotermális tevékenység is végbement. Erre az a körülmény utal, hogy a gránit és gránitporfir a székesfehérvári szőlőktől a Meleghegy K-i lábáig egyenletesen berezitesedett. Ez az utómagmás folyamat hozta létre a baritteléreket és kvarcosította el a gránit és érintkezési átalakulást szenvedett pala határán kifejlődött tektonikus breccsás szakaszt is. Ez a kvarcosodás az érintkezési öv gránitjában radioaktív sugárzó anyagok feldúsulásához, a «Likas kő» gerincén pedig ÉNy-i lefutású antimonitos, krizokollás kvarctelér képződéséhez vezetett. A Meleghegy gránitja a kontaktpala érintkezése mentén kifejlődött kvarcosodás és az utóvulkáni hidrotermális tevékenység következtében vált közettanilag ellenállóvá és idézte elő mai térszíni kiemelkedését.

Hegységszerkezetileg a terület igen zavart. Sok törés, vetődés szeli át, ami peremi helyzetéből következik. A Meleghegy É-i oldalát kvarcosodott breccsa-öv fogja körül, amely a gránit- és palaköpeny határán fejlődött ki. A breccsaöv a Meleghegy csúcsáig nyúlik fel. A Meleghegy K-i oldalán az érintkezést csaknem K—Ny-i irányú, éles taréj jelzi.

A meleghegyi és templomhegyi kvarcosodás közötti összefüggést az Antóniahegyen keresztül nyomozhatjuk. Itt a hidrotermális kvarcosodás a turmalinosodott palát támadja meg és bontja el. A hidrotermális oldatok kilúgozzák a turmalint és pirittel impregnálják. A palaköpeny piritesedését azonban a gránitmagmatizmushoz kötött hidrotermális tevékenység is okozhatta, amire a Retezi-lejtősaknában harántolt biotitos, turmalinos, pirites érintkezési átalakulást szenvedett pala jelenléte utal közvetlenül a gránitérintkezés közelében. Ez a jelenség a Meleghegy területén is várható, annál is inkább, mert mindkét helyen turmalinos pala érintkezik a gránittal. Ebből következik, hogy a Gécsihegy érintkezési övéhez közel kifejlődött molibdenitesedést ezen a területen, mégpedig a Meleghegy központi kvarcosodott szakasza irányában várhatjuk. Erre utal a táróban harántolt, molibdenites, pirites kvarctelér és a FÖLDVÁRI A. által talált molibdenitnyomok.

A Meleghegy képződményei a kétféle kvarcosodás tisztázatlan elhatárolása miatt nehezen értelmezhetők, ezért a külszínen észlelt ércesedés kérdéseit csak a megkezdett bányászati munkálatok továbbfolytatásával lehetne megnyugtató módon tisztázni.

8. Retezi molibdenitkutató lejtősakna

Amikor nyilvánvaló lett, hogy a gránitot Csalától a velencei temetőig csaknem összefüggő turmalinos, tehát pneumatolitos szegély veszi körül, kézenfekvőnek látszott ennek közelében a nagyobb hőmérsékletű ércesedést keresni. A sukoró-ördöghegyi és a hegység Ny-i részében kifejlődött ércesedésnél nagyobb hőmérsékletű ércesedést a Gécsihegyen a felső Retezi-kőfejtő piritesedett gránitja alatt mélyebb szinten várhatunk.

A pirites hintés a kőfejtő talpában mindenhol észlelhető a kaolinosodással együtt, ezért nagyobb kiterjedésű képződménynek kellett tartani, amely innen ÉNy-nak haladva, az Enyedi bánya pirites gránitjával függ össze.

Ezt az indoklást a Magyar Tudományos Akadémia Földtani Főbizottsága is elfogadta és hozzájárult a mélyebb szintek lejtősaknával való megkutatásához.

Ilyen előzmények után a Gécsihegy DNy-i lábánál 1951 december hónapban megkezdtek a lejtősakna mélyítését gyengén limonitosodott, kvarcosodott gránitban (XI. melléklet). A Gécsihegy e szakaszon apróbb szemű, világos gránitból épül fel, amelyet az alsó Retezi-fejtőben fehér, turmalinos aplittelér harántol. Ez az aplittelér a bányaudvar közepéről a lejtősakna szájához húzódik. Szövege granofiros.

A felső Retezi kőfejtő felett közvetlenül és attól DK-re az érintkezési átalakulást szenvedett muszkovitos, szericites pala borul a gránitra.

Teleptanilag az ércesedés az autometamorf gránithoz és az azt átjáró vékony kvarcerekhez kapcsolódik és ebben leginkább a climaxi molibdenithez hasonlít.

Mindkét lelőhelyen a gránitot behálózó apró kvarcercskékből jelenik meg a molibdenit és ezekből szívódik át a mellékkőzetbe. A molibdenit képződése a pegmatitos szakaszban indul meg és a pirites, galenites szakaszig tart.

A lejtősaknában az első molibdenitleletet a 45. m-ben találták egy kb. 5 cm vastag kvarcérben, amely a gránitot 245° csapásban szeli át. Ez az ér lencses, gumós, pegmatitszerű kifejlődésű. Ettől kezdve a lejtősakna rövidebb-hosszabb közökben harántolt olyan öveket, amelyekben egy-két molibdenites kvarcér húzódott. Ez után hidrotermálisan kvarcosodott, piritesedett, kaolinosodott öv következett. A 110–120 m közötti szakasz volt legdúsabban molibdenites. A jobboldali betörés 5 m szélességben harántolta a molibdenites erekkel átjárt övet, amelynek 1 m széles átlagolt anyagában 0,03% Mo-t mutattak ki.

A lejtősakna a felső Retezi-fejtőt 90 m mélységben vágta alá. A molibdenit megjelenése után a Retezi felső fejtőben is keresni kezdtük az ereket. Kiderült, hogy a fejtő falát is molibdenites erecskék hálózák át, amelyekben a molibdenit makroszkóposan is megtalálható.

A lejtősaknában a mélység felé a kvarcerek MoS₂-tartalma növekedni látszott. A vékony erecskék két szélén a molibdenit összefüggő bevonatként mutatkozott. A vastagabb erek molibdenitanyagok voltak. A molibdeniten kívül az erek még piritet, egészen alárendelten kalkopiritet is tartalmaznak.

Az alapszintről kiindulva, 344°, 164° és 60°-os irányban vágatokkal kutattuk meg a területet. A 344°-os vágatban mindössze egy molibdenites eret harántoltunk. A vágat az elágazástól 85 m-re berezitesedett gránitporfirban állt meg. Közben harántoltunk egy 16 cm vastag piriteret, amelynek nemesfém-tartalma 1 g/t alatt van.

A 164°-os vágat első 50 m-es szakaszán 7 molibdenites eret, majd pirites erecskéket harántolt. A 60°-os vágatban a 76. m-ben olyan erecskét harántoltunk, amelyiknek egyik oldala molibdenites, a másik pedig pirites volt. Itt tehát az egyik ércesedési fázisból a másikba átmenet van. A vágat 95 m-ben 2 m széles kaolinosodott, ércesedett, breccsás vetődésbe jutott. Ezen túlhaladva, a 104. m-ben ismét vetődés következett, amelyen túl igen bonyolult szerkezeti formában pala-diabáz elsődleges érintkezését tártuk fel. A tektonikus öv mentén hidrotermális elbontás volt tapasztalható, amely a gránitot, a palát és a diabáz egyaránt érte.

A vágat 13 m hosszúságban tárta fel ezt a szakaszt. A diabáz után a palát muszkovitos, molibdenites aplittelér szeli át. Az érintkezésen túl minden kőzet piritesedett. Ezenkívül az érintkezési pala haránt hasadási lapjai több helyen muszkovittal és molibdenittel vannak hintve. Ezzel szemben a kontaktpalában a palásodási irányban települő kvarcerek molibdenitmentesek. Molibdenitmentesek a turmalinos erek és a diabáz átszelő kvarcercskéék is.

Az érintkezési pala molibdenitesedése arra utal, hogy itt a molibdenitesedés az érintkezési övben kifejlődött pneumatolitos folyamat volt.

Az említettekén kívül a bányaudvarban a felszínhez közel, a kompresszor alapzatának ásása közben limonitos gránitban több molibdenitfészket találtak. A molibdenitesedés tehát az ellenkező irányban is folytatódik. A legdúsabb és legvastagabb molibdenites kvarcercet a lejtősakna 45. m-ében harántolták, a legdúsabb öv pedig a 164°-os szintes vágat első 50 m-e volt.

A molibdenites terület szerkezetiileg igen nagy mértékben igénybe vett, törésekkel, vetődésekkel sűrűn átjárt. Ezek között azonban törvényszerűséget megállapítani igen nehéz. A molibdenites erek uralkodóan 70–60° csapásúak. Ez az irány közel merőleges a gránit-pala tektonikus érintkezési felületre.

A molibdenit a hegységre geokémiaileg jellemző. Szabadbattyán, Pákozdi, Ördöghegy, olasz kőfejtő, Meleghegy, Gécsihegy jelzik a Mo elterjedésének vonalát. A molibdenit dúsulása a hegység pneumatolitos területein kizárólag szerkezeti kérdésnek látszik.

A molibdenites erek hosszúsága néhány méter. Mivel a 164°-os vágat első 50 m-e után molibdenites ereket nem harántoltunk, feltételezhető, hogy a lejtősakna 45–150 m-ig tartó szakaszán harántolt molibdenites erek a mélyszerint már nem folytatódnak.

A molibdenitesedés először kvarc-molibdenit erek képződésében nyilvánult meg. Csak egy következő hőmérsékleti szakaszban indult meg a piritképződés, amely mind erősebbé vált és helyébe lépett a molibdenitkiválásnak. A pirites erek sokkal nagyobb számban jelennek meg, mint a molibdenitesek. Ez a Retezi felső fejtő nagy falán igen jól látható, itt a sok apró pirites erecske között molibdenites igen kevés akad.

Molibdenitkutatásunk szempontjából a Retezi-lejtősakna rendkívül fontos. Ebben ismerjük meg a molibdenitesedés teleptani típusát, ami igen kedvező, mivel a hegységben annyira elterjedt kvarcosodáshoz kapcsolódik. A greizenek molibdenittartalma általában csekély. Krupka (Csehország) igen dús molibdenitfészkei is a greizenből kinyúló kvarcerekben voltak és ezek kimerülésével a greizen molibdenitimpregnációja igen rövid életűnek bizonyult.

Nálunk eddig úgy látszik, hogy a Gécsihegy ÉK-i oldalának és a Paskom-szőlők K-i végének kvarcosodása kedvező a molibdenitképződés szempontjából. A jövő kutatásait ezekre a területekre kell összpontosítani.

9. Nadapi kaolintáró (Templomhegy)

A nadapi kaolintárót a Nadaptól É-ra levő Templomhegy DNy-i oldaláról hajtottuk a hegy közepe felé 351° irányban azzal a céllal, hogy a kutatófúrások által kimutatott pirites kaolinosodás teleptani jellegét földtanilag tisztázzuk.

VENDL A. a Templomhegytől Pázmándig húzódó területet utóvulkáni oldatok hatására alunitosodott gránitnak minősítette. Erre az alunit és a gránitból származtatható porfiros kvarc szemek jelenlétéből következtetett. Utána FÖLDEVÁRI A. azt is feltételezte, hogy az utóvulkáni szolfatáraműködés folytán elbontott kőzet nem gránit, hanem dacit-andezitösszlet lehetett. Saját korábbi felfogásomra már kitértem. Az utóbbi években lemélyített fúrások nemcsak igazolták FÖLDEVÁRI A. feltevéésének helyességét, hanem ipari mennyiségű és minőségű, piritesedett kaolint is tártak fel. A fúrások anyagának technológiai kísérleti feldolgozása során a kaolinitet hidrociklonos eljárással sikerült mennyiségileg leválasztani.

A táró felszíni törmelék után azonnal agglomerátumba jutott, amely tufás alapanyagból és főleg fillit- és andezittörmelékből áll (XII. melléklet). Az agglomerátum két kisebb vetődés mentén tektonikusan morzsolt fillitre települ. Az agglomerátum után andezittufa következik, amely limonitos, kaolinos szakaszokkal váltakozik.

A 65. m-től kezdve fokozatosan pirites, kaolinosodott kőzetbe jutottunk. A 84. m-ben már az egész vágat fehér, piritesedett tufában haladt. A kaolinosodott, piritesedett szakaszok közepén 0,5–1,0 m vastag limonitos, kvarcosodott erek húzódtak, amelyeknek középső 10–20 cm kitöltése limonitos kvarc.

95,4 m-ben a fehér, kaolinosodott kőzet vető mentén kevésbé bontott kőzetbe megy át, amelyben az eredeti andezit porfiros szövete, kloritosodott piroxén és egyéb ásványi alkotórészek még kivehetők. Ez a félig elbontott kőzet vetődések, törések mentén fehér, teljesen kaolinosodott szakaszokkal többször váltakozik, míg a 177. m-ben piritesedett, kaolinosodott kőzetbe megy át. Ez 196,5 m-ig tart, ahol a vájvégen az a limonitos öv jelent meg, amelyet a Nadap 9. sz. fúrás is harántolt. Az eddig harántolt kaolinosodott szakaszok mindenütt kvarcerek mentén fejlődtek ki. Az utolsó szakasz teljesen elbontott kőzete erősebben kvarcosodott.

A kőzet nagyfokú elbontottsága nem teszi lehetővé az eredeti kőzet pontos meghatározását és főleg lehatárolását. Ezért az andezit, andezittufa és agglomerátum kaolinosodott állapotban nem választható külön. Nem lehet jól elkülöníteni az agglomerátumot a tektonikus breccsától sem.

162 m-nél a K-i falon teljesen kaolinosodott kőzet fokozatosan üde, majd ismét teljesen elbontott andezitbe megy át. Ezzel beigazolódt, hogy a kaolinosodott kőzet eredeti anyaga az egész területen andezit, vagy dacit lehetett, amit egy kiterjedt, igen nagyarányú hidrotermális hatás ért.

A táró anyagának vizsgálata szerint 151,5 m-től kezdve az elbontás során tisztán kaolinit képződött, míg az előző szakaszok agyagásványai között montmorillonit is található. Az illit a kaolinit állandó kísérője.

Színképelemzéssel Pb, Zn, Ag, Ti, Co, Ni, Cr és Mo nyomokban, a Pb, Ag, Ti helyenként erős nyomokban volt kimutatható. A hányó-átlagmintá kaolintartalma 23%, átlagos pirittartalma 5,5%. A vegyelemzés adatai szerint a S-tartalom < 3,82, FeO + Fe₂O₃-tartalom < 7,95%. Igen jellegzetes a Na és K ingadozása, ami a kőzetelbontás fokának függvénye. A 180. m-ből vett mintában a Ca, Na és K-tartalom csekély, a Mg azonban továbbra is az andezitre jellemző értékkel szerepel. A kinyert pirit szemcsenagysága 0,1–1 mm között van. Vannak szakaszok, ahol a pirit szemcsenagysága a 2–3 mm-t is eléri. Az andezit elbontódásakor a gránit berezitesedésétől eltérő elemmozgás megy végbe. A granitoid kőzeteknél a Mg kilépése az autometamorfózis bevezető szakasza. Az andezit elbontása során a Mg csak a zárószakaszban, a K-val és a Na-val együtt távozik. Ezt valószínűleg a nyomás, a hőmérséklet, p_H és redox-viszonyok szabták meg.

XVIII. A HEGYSÉG TERÜLETÉN MÉLYÍTETT FŰRÁSOK FÖLDTANI KIÉRTÉKELÉSE

A szabadbattyáni fúrások anyagát FÖLDVÁRI A. és KISS J. jelenleg dolgozza fel. A fúrás anyagának a kutatások során szükséges vizsgálata alapján készítettem el a szelvényeket, amelyek nélkülözik a beható, pontos anyagvizsgálatot. A székesfehérvári fúrás anyagát a III. fejezetben ismertettem.

A velencei községi fúrást FÖLDVÁRI A. (53) közleménye alapján, a lovasberényi fúrásokat pedig részben SCHRÉTER Z. és MAURITZ B. közleményeiből ismerjük (201), részben pedig BARABÁS A. kéziratként bocsátotta rendelkezésemre.

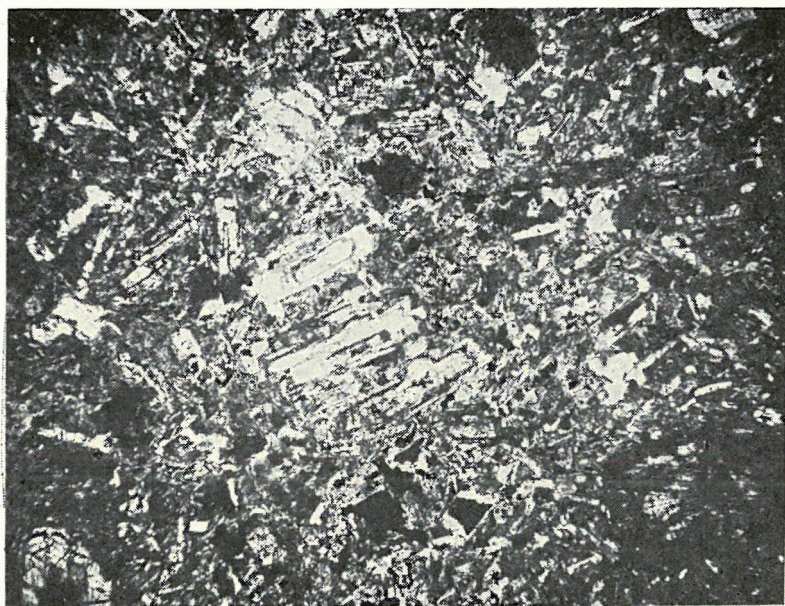
A hegység területén mélyített fúrások adatait az alábbi táblázat tünteti fel.

A fúrás			
helye	jele	időpontja	mélysége m-ben
Székesfehérvári	vízfúrás	1936	1 228,20
Csekehegy ÉK-i oldal	V-1.	1953	58,00
Csekehegy tető	V-2.	1953	82,50
Meleghegy Ny-i oldal	V-3.	1953	19,42
Csúcsoshegy É-i oldal	N-1.	1954	58,00
Csúcsoshegy Nyírhegy között	N-2.	1954	81,86
Nyírhegy K-i lábánál	N-3.	1954	52,50
Templomhegy D-i lábánál	N-4.	1954	58,00
Templomhegy É-i oldal	N-5.	1954	42,50
Templomhegy tető	N-6.	1954	76,50
Templomhegy K-i oldal	N-7.	1954	95,00
Templomhegy tető	N-8.	1954	74,20
Cseplekhegy K-i oldal	P-1.	1954	63,46
Cseplekhegy É-i oldal	P-2.	1954	44,58
Templomhegy tető	N-9.	1955	80,00
Templomhegy D-i oldal	N-10.	1955	66,83
Templomhegy Nyírhegy között	N-11.	1955	215,30
Nyírhegy Ny-i oldal	N-12.	1955	62,02
Antóniahegy K-i oldal	N-13.	1955	23,25
Nadap község K-i szélén	N-14.	1955	90,00
Gécsihegy ÉK-i lábánál	N-15.	1955	36,11

A Nadap környéki fúrások eredményének összefoglalása. A Nadap környéki fúrások azt igazolták, hogy az egész, nagy kiterjedésű terület eocén korú vulkáni kőzetekből és ezek piroklasztikus képződményeiből épül fel, amelyek között az andezit (62. ábra), andezittufa és andezitagglomerátum van túlsúlyban. A N-4 és N-1—N-2. felső szakaszát és a N-11. sz. fúrás utolsó kvarcosodott szakaszát porfiroz kvarcbeágyazások jellemzik, tehát kvarcot tartalmazó teljesen elbontott andezit- vagy dacitkőzetet fúrtak át.

A mélység felé haladva a fúrások kevésbé kaolinosodott, kevésbé piritesedett, ugyanakkor erősebben kvarcosodott, kloritosodott kőzetet harántoltak. A kőzet piritesedése egyenletesnek mondható. A piritesedés megszakadását meredek helyzetű limonitos törés, vetődés idézi elő. Ezek általában nem haladják meg az egy métert, azonban a külszínen egy-két igen széles kvarcosodott övet is ismerünk.

A kaolinosodott, pirites szakasz felett oxidációs övként vasszulfátpettyes, limonitos, kaolinosodott kőzet települ. A lepusztulás mértéke szerint a pirites oxidáció alunitképződést is eredményezhet, de csakis a legfelső, a felszínhez közeli vékony kéregben. A piriten kívül igen gyér behintés alakjában galenit, szfalerit, fakőérc is van, sőt állandó nyomelemként Cr, Co, Ni is



62. ábra.

A Velence I. sz. fúrás andezitjének mikroszkópi képe. + Nik. 30 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 62.

Andésite du forage No. I. de Velence. Nic. +; 30 ×. (Photo J. Kiss)

összesítését táblázatba foglaltuk (XIII. melléklet), ezekből az azonos képződés és lepusztulási folyamaton kívül az látható, hogy a kaolinizálás optimálisan a mai felszín közelében fej-

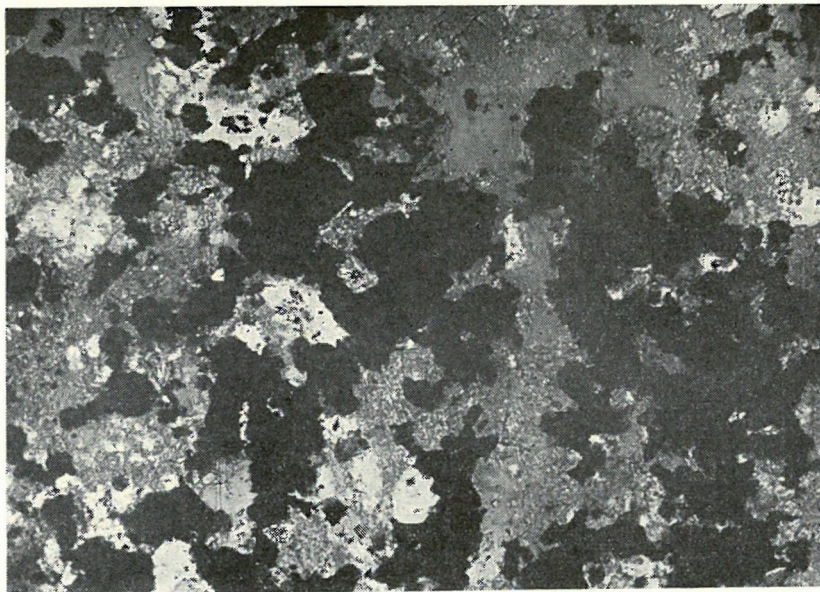
kimutatható. Az ÉK-izakazon ehhez még Mo és Sn is járul. Az átlagos pirittartalom 10% körüli.

A kaolinizált, piritos anyag vízben azonnal szétázik és piritje sűrű üledékként gyülemlik fel. A pirit szemek nagysága a borsószemnyitől lefelé igen változó. Leggyakoribb a 0,5 mm-es szem nagyság (63. ábra).

Az agyagásványok közül a kaoliniten kívül kisebb mennyiségben illit, egyes mintákban halloysit fordul elő. Csekély mennyiségű montmorillonit mutatott ki MEZŐSI J. új festési eljárással a nadapi kaolinitáró első két kaolinizált övében, egyébként a montmorillonit mintáinkban nincsen képviselve.

A N-6., 7., 8. és 9. sz. fúrások kaolinitartalma 20–39% között ingadozik.

A fúrások szelvényének azonos képződés és lepusztulási



63. ábra.

Piritosodott, kaolinizált andezit mikroszkópi képe. Velence I. sz. fúrás. + Nik. 30 ×. (Foto: Kiss J.)

Fig. 63.

Andésite pyritisée, kaolinisée. Forage No. I. de Velence. Nic. +; 30 ×. (Photo J. Kiss)

lődött ki, amellyel párhuzamos határú. Felmerül az a gondolat, hogy itt is a recskihez hasonló típusú közetelváltozás és ércesedés fejlődött ki.

XIX. VÍZFÖLDTANI VISZONYOK

A Velencei-hegység vízszegény. Források csak egy-két törés, vetődés mentén fakadnak. A telérek közül különösen a haránttelérek mentén van élénkebb vízmozgás.

A vízszegénység ellenére meglepően állandó vizű forrásokat és kutakat látunk olyan helyen, ahol azok jelenléte morfológiailag és földtanilag indokolatlan. Ezekkel kívánok bővebben foglalkozni.

Figyelmet érdemel a székesfehérvári szőlőkben a rövidhullámú adóállomás melletti ún. bányató. A berezitesedett gránitporfir fejtése közben, robbantás után tört fel a víz, elöntötte a kőfejtőt, amely azóta víz alatt áll. A szőlők területén mélyített más fejtőkben is felfakadt a víz és a fejtők udvara állandóan víz alatt áll. A víz nagy Ca-tartalma arra utal, hogy a törések, amelyek mentén a víz felfakadt, összefüggésben állanak a paleozóos mélyfekü mészkőüregeivel.

Pákozdtól ÉNy-ra a karácsonyhegyi (gránitporfir) kőfejtőben állandó tó képződött. Ez is annak a törésnek köszönheti létét, amely a fejtőt átszeli. A Zsellérek legelőjén a gémeskutat telérhasadék mentén felfakadó forrásra mélyítették.

A Tomposhegy D-i oldalán több helyen túlfolyó források vannak. Ezek egyrészt a gránitfennsík talajvizének levezetői, másrészt a magas településű pannóniai rétegek vizét csapolják meg.

A pákozdi fluoritbánya hányóterülete alatt folyó kis állandó vizű patak valószínűleg az itt húzódó törésvonalon feltörő vizeket is egyesíti.

Csalától ÉK-re, a barátalakástól ÉNy-ra, állandóan folyó forrást ismerünk, amely valószínűleg a gránit és pala közötti feltolódás mentén lép felszínre.

Sukorótól ÉNy-ra, az Öreghegytől ÉK-re a vadász kunyhó mellett túlfolyó állandó források a gránitfennsík vizének megcsapolói. Ezzel szemben Sukorótól ÉNy-ra a csöntérhegyi szőlőkben és az erdőben igen sok túlfolyó forrás található, amelyek mindegyike egy-egy ÉD-i irányú törés mentén fakad fel. A Velencei-tavat is hasonló források táplálják. A sukorói Ördöghegy É-i és D-i végén a disznólegelőn tektonikus eredetű, állandó túlfolyó források fakadnak. Ugyancsak telérek és törések mentén fakad fel a Mélyszeg közepén lévő kút túlfolyó vize is.

A Meleghegy D-i lejtőin az Olasz kőfejtő völgye és a többi völgyek mind haránttörések, amelyek mentén a víz fakad. Ezekre települt a régi balatoni műút-menti betonkút, Sukoró községben a templom környéki kutak, a barit lejtősakna melletti gémeskút. A Paskom-szőlők forrásai is hasonló törésekből erednek. Itt tehát SCHMIDT E. R. vízáadó haránttörés elmélete teljes mértékben igazolódik.

A haránttörés menti vízfelfakadásra legszebb példa a Gécsihegyen az Enyedi bányától É-nak vezető úton fakadó forrás. A Gécsihegy tetején a Szűcs-féle kőfejtőben ugyancsak állandó vizű kutat találunk, amelyet andezit-palihatár mentén mélyítették. Állandó vizű az a széles, nagy gödör is, amely a nadapi andezitbánya felett található.

A Meleghegy É-i oldalán csak az Antal- és János-forrásokat találjuk a Csirkeházhoz vezető völgyben.

A Nadap—Pázmánd közötti terület rendkívül vízszegény, ami összefüggésben van a kaolinósodott andezitből álló kőzetanyaggal. Egyetlen állandó és igen bővizű forrás a Törökforrás a Cseplek- és Csekéshegy között. Ez is törés mentén fakad.

A bányászat — a nadapi kaolintárót kivéve — mindenhol víztelenítéssel küzdött. A vízhozófolyás különösen a telérek mentén élénk, azonban a 300 l/p mennyiséget seholsem haladja meg.

A hegység vízföldtani viszonyai — a nagyfokú töredezettség ellenére is — bányászati szempontból nem kedvezőtlenek.

A felfakadó források túlnyomórészt a haránttörések mellett fakadnak. Ezek táplálják a Velencei-tavat is, minthogy a Császárpatak és a Velencén átfolyó kis árok semmiképpen sem tud annyi vizet szállítani, hogy a párologást pótolja. A Velencei-hegység közettani felépítésének és szerkezetének megfelelően vízföldtanilag környezetétől elütő egység.

XX. A VELENCEI-HEGYSÉG IPARI JELENTŐSÉGŰ ÁSVÁNYI NYERSANYAGAI ÉS KUTATÁSUKNAK TÁVLATI LEHETŐSÉGEI

A hegység eddig feltárt nyersanyagai közül a *fluorit* látszik legnagyobb jelentőségűnek. Hegységünkben a hidrotermális fluoritosodás igen jelentős. Ha figyelembe vesszük a szűzvári malom 1,2 m-re, a pákozdi telér 4 m-re kiszélesedő, kristályos fluorit telérkitöltéseit, a pátkai erős fluoritátititodást vagy a suhogói és székesfehérvári szőlőkben talált fluoritnyomokat, akkor meg kell állapítanunk, hogy a hegységben a fluorit további kutatásra érdemes.

Az eddigi vizsgálatok alapján elsősorban a karbonátüreges telérek, tehát a suhogói telérek és a székesfehérvári szőlők öt telérének mélyebb szintjei reményteljesek. Különösen a székesfehérvári szőlők területéről remélhetünk sokat, ahol a kőzetelbontás is rendkívül erőteljes.

A fluoritosodott gránit és telérkvarc-érintkezéstől kiindulva, a palaköpenyt is meg kell kutatni. Erre a pátkai Kőrakáshegy—Vargahegy közötti szakasz látszik reményteljesnek, ahol fluoritos nyomokat találtunk. Utána a Vargahegy kvarctelérjének mélyebb szintjei jöhetnek számításba, végül a szűzvári fluorittelértől K-re a gránit-pala eredeti érintkezését kell felkutatni, ahol a viszonyok szintén kedvezők lehetnek a fluoritképződésre.

A velencei fluorit az ércesedéssel a legszorosabb kapcsolatban áll, ezért a fluoritkutatás egyúttal az érc kutatás távlati irányait is jelzi.

A hegység következő reményteljes nyersanyaga a színesérc. Színesérckutató vállalkozásaink eddig nem jártak kielégítő eredménnyel. Ennek az az oka, hogy kutatásaink első éveiben nem hittünk a sejtes kvarc ércesedést bizonyító jellegében, s ezért oda telepítettük érckutató feltárásainkat, ahol az ércesedést külszíni kibúvásban vagy kibontásban, kézzelfogható módon igazolni tudtuk. Így esett a választás a szűzvári malomra, a pátkai Kőrakáshegyre és a sukorói Ördöghegyre, vagyis a peremi részekre. A nagy suhogói vonulat és az 1 km-nél hosszabb székesfehérvári telérvonulat megkutatás nélkül maradt. Pedig ezek a legnagyobb és a sejtes üregekből ítélve leggazdagabban érces telérek.

Rendkívül fontos volna a suhogói telér, székesfehérvári szőlők telérei, az Ősihegy telérvonulata és a pákozdi fluorittelér folytatásaként a lovasberényi út felé húzódó telérek mélyebb szakaszainak érces kitöltését ferde fúrásokkal igazolni.

A hegység nyersanyagai között külön figyelmet érdemel a *pirites kaolin*. STOČES (215) a hintett pirites képződmények gazdaságosságának alsó határát 8—10% FeS₂-tartalomban szabja meg. A mi kőzetünk átlagos pirittartalma 10%, de hasznos mellékterméke a kaolin is. Így az igen nagy tömegben előforduló pirites kaolin hasznosítása és további feltárása igen reményteljesnek mondható.

A megindult molibdenitkutatás *molibdenitnyomokat* tartalmazó érintkezési palában állt meg. Tekintve, hogy molibdenitelőfordulásunkat főleg érintkezési jelenségnek kell tartani, további nyomozása a Gécsihegytől ÉK felé és a Meleghegyen reményteljesnek látszik. Ez utóbbi helyen feltétlenül tisztázásra érdemes a radioaktív feldúsulás mélységi viselkedése, továbbá az antimonitos ércesedés kapcsolata az egyéb ércesedéssel.

Későbbi távlati terveink közé tartozhat az érces képződmények DNY-i irányú továbbkutatása, valamint a székesfehérvári szőlőktől É-ra eső terület mélykutatása.

A nagyszerkezeti vizsgálatok azt igazolták, hogy a hegységben lejátszódott utómagmás folyamatok a legszorosabb kapcsolatban vannak a balaton—velence—gömöri fillit vonulattal. Éppen ezért a balaton—velencei paleozóos vonulat mentén a további kutatások reményteljesnek látszanak.

XXI. ÖSSZEFOGLALÁS

A tárgyalás során igyekeztem időrendi sorrendben nyomon követni a területünkön lejátszódott földtani folyamatokat és ismertetni a hatásukra kialakult képződményeket.

Az események szintere a kárpátmedencei varisztikus belső vonulat, amely a Balatonfelvidék déli szegélyén húzódva folytatódik a Velencei-hegységen át a nógrádi dombosvidék és a Salgótarjáni-medencén át Losonc felé, majd onnan tovább a Szepes—Gömöri Érc-hegység vonulatába torkollik (XIV. melléklet).

A képződmények korát, a változások jellegét, a keletkezett anyagok azonosságát és szerkezeti egységét az alábbi tények igazolhatják.

A velencei gránitpluton környezete epizonális átalakulású ópaleozóos fillitösszlet, ennek üledékképződésével egyidejűleg kvarcporfir és diabáz feltörés zajlott le. Ez a Balatonfelvidéken, a székesfehérvári fúrás feltárásában, a velencei Gécsi- és Antónia-hegyen, valamint a Szepes—Gömöri Érc-hegység mindkét sorozatában is igazolható (58, 59, 87, 88, 120, 130, 242, 245).

Az egyidejű folyamat azonos kőzetanyagban, a fekete lidites fillitösszleten érvényesült a balaton—velencei vonulatban és a „gemerid”-vonulatban egyaránt. A közbenső területen, a nógrádi aquitáni-helvéti, sőt szarmata emeleti kavicsösszletekben, ennek a vonulatnak törmelékanyagát találjuk és ennek anyaga alkotja a bánki vasúti bevágásban feltárt, csaknem kizárólag fillittörmelékes, hárshegyi homokkő-fáciesű alapbreccsát is. Az ópaleozóos, regionális átalakulású fillitösszlet tektonikus diszkordanciával érintkezik az alsó-karbon (55, 94, 104) nem átalakult, kövületes agyagpalaösszlettel a Balatonfelvidéken, Szabadbattyánban, Úrhidán, Losonc mellett és a „gemerid” szinklinális-szárnyakon (59, 140, 141).

A képződmény maga mozgékony, ami a fillitösszlet geoszinklinális, flisjellegű üledéktermészetéből adódik. Ez a paleozoikum egyik jellegzetes vonulat a gnájsz-csillámpala-amfibolit-összletű Kárpáti—Centralid—Veporid és Vilyvitánynál felszínre bukkanó kristályos vonulat között.

A középhegységi fillitvonulatot D-ről a Darnó hatalmas rátolódásos öve (82) határolhatja el, mögötte kevésbé mobilis öv húzódik. A szemközti oldalon a Börzsöny képezi az ellenszárny hasonló merev alapzatát. A kettő közötti rész a szétnyíló hasadékok öve, amely a paleozoikumtól szinte napjainkig megőrizte táguló jellegét.

A Darnó-vonal nagyszerkezeti szerepének értékelése az utolsó években megfelelően fejlődött, azonban még ma sem tudjuk jelentőségét felmérni. JASKÓ S. Martonyitól Budapestig követi, de csak a harmadidőszaki szerkezetalakulásban tulajdonít neki jelentőséget (82). A Darnó-vonal a balaton—velence—gömöri paleozóos lidites fillitvonulatot határolja és a Dinaridáktól a kárpáti külső övig tart. Keletkezése feltétlenül az ausztriai—larámiai mozgásokkal függ össze és mint ilyen, a Kárpátmedence egyik legfontosabb és legnagyobb szerkezeti eleme (262).

A Gemeridák és a K-i Alpok területének földtani vizsgálatában az utóbbi évek során elért eredmények alapján a fillitösszletet ma már több-kevesebb valószínűséggel rétegtanilag tagolni is tudjuk. METZ K. (147) a K-i Alpok területén a lidites fillitösszletet, amelynek egyenes folytatásában az Enns völgyében a grauvakke-palaszorolat települ, az ordoviciumba sorolja. Nálunk az ütvémüködő fúrás anyagának vizsgálata nem teszi lehetővé annak eldöntését, hogy rétegtani vagy tektonikai fekusorozatról van-e szó. Azt azonban eldöntötte a fúrás, hogy a Balatonfelvidék mélyfeküjében különálló rétegtani egységként települ a grauvakkeösszlet és a gránit ezen a grauvakkeszinten áttörve magasabbra nyomult.

A gemerid paleozoikum rétegtani felosztásával legújabbán FUSAN—MÁSKA—ZOUBEK (59) és KAMENICKY J. (86) foglalkozik. Részletes tanulmányaik alapján a Gemeridák paleozóos felépítésében

1. permi szárazföldi üledékek,
2. felső-karbon sorozat,
3. jászó—rozsnyói alsó-karbon sorozat,
4. fillit—diabáz sorozat,
5. kambro—szilur porfiroidos fillit sorozat vesz részt.

Az utolsó két sorozat a korábbi drnavai (dernői) sorozatnak felel meg (120), tehát regionális átalakulású összlet, míg a felsőbb rétegsorok őslénytanilag is meghatározott, nem metamorf képződmények. Igen lényeges, hogy amíg a Gemeridák É-i szárnyán verrukánó, addig a D-i szárnyon, a Bükkhegység vonulatában tengeri perm fejlődött ki. A fillitösszlet regionális metamorfózisát újkaledóniai, illetve a varisztikus bretoni hegységképződési szakaszba helyezik. Az időrendi megállapítás bizonytalanságát a folyamat «szepesi fázisa» elnevezéssel igyekeznek áthidalni.

A Gemeridák ilyen beosztása tagozataiban is egyezik a balaton—velencei paleozóos vonulat tagjaival. Az erősebb átalakulást szenvedett egységek hiánya és a kettős paleozoikum jelenléte, valamint az effúzív képződmények hasonló kifejlődése alapján a területrészeket egyetlen azonos rétegtani és szerkezeti egységbe (és mozgékony vonulatba) sorolhatjuk. Erre határozott utalást találunk már VADÁSZ E. nagyszerkezeti munkájában (264), amikor a keletalpi—balatonfelvidéki és keletalpi—gemerid-összletek hasonló kifejlődését és kapcsolatát érinti. Ebbe a paleozóos antiklinális szerkezetbe nyomultak a velencei gránit és a gömői gránitok felszinen látható kisebb tömegei is.

Az egykori paleozóos antiklinális tengelyében elhelyezkedő gránit a későbbi, az alpi—kárpáti hegységképző szakasz folyamán a Magyar Középhegység paleozóos vonulatához képest aszimmetrikussá vált. A velencei gránit orogén magpluton és mint ilyen, a Balaton—Velence—Gemerid paleozóos vonulat fontos szerkezeti eleme. Nem nagymélységi batolit, hanem magasabbra felnyomult, hibabisszikus, körülhatárolt magmatömeg.

Az egynemű, savanyú magma csekély változékonyságát az utómagmás átalakulások sokfélesége és erőssége pótolja.

A szerkezeti azonosságon felül a gömői gránittal való geokémiai rokonsága egységes, belsőkárpáti, Mg—Ca-szegény, bóros geokémiai tartományba sorozza, élesen megkülönböztetve a tátrai és mecseki gránitfajtáktól. Kőzetkémiaiilag a vonulat gránitjait mindkét területen az autometamorfózis során felszabaduló Al-felesleg és viszonylagos K-dúsulás jellemzi.

A turmalinos gránit és aplit a nógrádi akvitáni—helvétii kavics leggyakoribb tagja. Az albitosodás, pertitesedés és muszkovitosodás a velencei és gömői területen azonos kifejlődésű kőzetátalakulásra utal (119).

A velencei gránit korát lehatárolja az a körülmény, hogy a gécsihegyi turmalinos aplitot és turmalinos palát a hegység É-i peremén talált permi konglomerátum-tömbben megállapítottuk. A balatonfelvidéki malachitos perm (130) és malachitos fluoritos triász (167) valószínűleg a fiatalabb mozgásokkal kapcsolatban újraéledt gyenge hidrotermás folyamatok tanúi.

A korkérdésben véleményem nem egyezik a gemerideket kutató geológusok egy részének véleményével (106, 157, 199, 200). Az a körülmény, hogy a regionális átalakulású fillitösszletben dinamometamorfózist sem szenvedett gránit települ és a triász-köpenyben kontakt-metaszomatikus ércesedés tapasztalható, még semmit sem bizonyít. A velencei gránit ugyanis már regionális átalakulású fillitbe nyomult be, amit vizsgálataimmal egyidejűleg Gömörben KAMENICKY I. és ILAVSZKY I. (75, 87, 88) is kimutatott. Az a jelenség, hogy a gránit nem milonitosodott és dinamometamorfózist nem szenvedett, szerkezeti helyzetével és a későbbi mozgások viszonylag enyhe igénybevételével magyarázható. Ez éppen a balaton—velence—gömői vonulat jellegzetessége.

Nálunk a permet sem érte dinamometamorfózis. Ezzel szemben a vepori és mecseki gránit egyaránt dinamometamorf, kataklázisos. Ezt a jelenséget a fillit nagyfokú képlékenységevel és a gránit merev tömegével magyarázhatjuk. A különböző korokban megismétlődő ércesedést, amelyet SCHNEIDERHÖHN az elsődleges ércesedés «regenerálódásának» minősít (197), talán inkább úgy foghatjuk fel, mint az ércesedés megismétlődését szerkezetileg nyugtalan vonulat ismételt felszakadó, mélyrenyúló hasadékaik mentén.

Ezt a rudabányai ércesedés (150, 162), a recski, Nadapkörnyéki eocén (97, 163) és a börzsönyi (161, 165), mátrai (99) ennél is fiatalabb ércesedés igazolja.

Az a tény, hogy a gránit kizárólag ópaleozóos képződményekkel van közvetlen érintkezésben és nem a kárpáti takarók felpikkelyeződési síkjait választotta térfoglalása útjának, mutatja, hogy a gránit a fillit-összlet szerkezeti tagja és a szerkezet helyzete egyedül erre a vonulatra jellemző.

A balaton—velencei paleozóos vonulat a Magyar Középhegység tengelyébe került. Ezt a helyzetét már az alpi—kárpáti gyűrődés egyik kezdeti szakaszában elfoglalta. Melyik volt ez a szakasz? A permii eltérő fáciesek kifejlődése az ÉNy-i és DK-i szárnyakon még variszkuszi szerkezeti maradvány. A mezozóos szárnyak kifejlődése és mai helyzete azonban már alpi—kárpáti szerkezet. Kifejlődésének kezdete VADÁSZ E. szerint (262, 264) az ausztriai—szubhercini—larámiai szakaszra, a kárpáti takarók kialakulásának idejére tehető. Az eocén a triászra és az úrhidai karbonra egyaránt transzgradál. Azonban a magyar széntelepes eocén már ehhez az antiklinális nagy vonulathoz simul és a másik szárnyon hasonló eocén medence nem fejlődik ki. Később az ÉNy-i mezozóos szárny felpikkelyeződése, feltorlódása következik be (szabadbattyáni elvonszolt eocénkori andezit) a DK-i szárny lezökkenésével (131, 133, 240, 262, 264).

A paleozóos maghegységi vonulathoz legközelebb a perm, utána a triász—júra és a legkülső szegélyen a kréta helyezkedik el. A képződmények ilyen elrendeződését nem tulajdoníthatjuk többször megújuló transzgresszióknak, hanem a középső-kréta utáni felboltozódást követő erőteljes lepusztulásnak. Az üledéksorokban tapasztalható hiányok tehát nem mindig üledék-képződési zavart — kiemelkedést — jelentenek, hanem késői lepusztulást, ami egyik-másik terület felpikkelyezett, kiemelt vagy lesüllyedt helyzetéből következik. Az ajkai kréta időszaki (turonii) kőszénmedence azonban már biztosan rögzíti a vonulat ÉNy-i partszegélyét.

Mezozóos vonatkozásban a balaton—velence—gömöri átmozgatott és lepusztult antiklinális szerkezet arra is figyelmeztet, hogy a vonulat ÉNy-i és DK-i szárnyán a mezozóos képződmények között éles különbséget kell tennünk. A Bakony—Vértes—Gerecse—Nagyszál folytatását nem a Bükkhegységben, hanem az ún. észak-gömöri mezozóos szinklinálisban kell keresnünk, míg a Bükkhegység tengeri permje a gömöridák D-i szárnyához illik. A DNY-i szárny mezozoikumával valószínűleg a Bugyi-i fúrásban harántolt triászsal állhat kapcsolatban.

A harmadidőszak andezitvulkanizmusa részben ebben a mozgékony vonulatban, különösen azonban ennek peremén fejlődött ki és egész csapásán végigvonul. Ott, ahol a vonulat megszakad, harántirányban nagy andezittömegek nyomultak a felszínre (a Selmec—Körmöci Érc-hegység, a Börzsöny, Mátra és a nógrádi vulkáni területen). A dunántúli fúrásokkal és a Velencei-hegység ÉK-i részében legutóbb bányászatilag is feltárt vulkáni tömegek igazolják, hogy ez a vonulat az eocénben is egységesen viselkedett. A vulkáni működés a vonulat ÉNy-i szegélye mentén kifejlődött bazaltvulkánosság tanúsága szerint a pannóniai emeletig tartott. JUGOVICS L. és POJÁK T. szerint (85, 171) a nógrádi bazaltok is teljesen azonos kőzettani kifejlődésűek a balatonfelvidékiekkel.

Földtani vizsgálataink a nagyszerkezeti helyzet tisztázásán kívül a hegység magmás képződményeinek megismerésére irányultak. Ezen a téren jelentőségében a pegmatit földtani és ásvány-kőzettani megismerése, a pneumatolitos kőzetátalakulás és ércesedés folyamatának rögzítése és a hidrotermális ércesedés fokozatos és folyamatos kifejlődésének megállapítása jelentenek előrehaladást. A gécsihegyi érintkezési övhöz kötött pegmatitképződés és molibdenites pneumatolízis figyelemre méltó jelenség.

A hegység pneumatolízisében N. J. NAKOVNIK (119) fáciesbeosztása szerint kvarcos-turmalinos és kvarcos-muszkovitos fácies fejlődött ki, eddigi ismereteink szerint csak ónos nyomokkal és érintkezésminti gyenge molibdenitesedéssel.

A berezitesedés fokozatos és folyamatos kifejlődése és ezzel kapcsolatban a kőzetelbontás kőzetkémiai törvényszerűségeinek elemezhetősége a hegység egyik legérdekesebb jelenségei közé tartozik.

A berezitesedés és a gránit kvarcosodása a Gécsi- és a Meleghegyen hipo-mezotermális folyamat, ami a kvarc reszorpciójából, a szericitesedésből és a kvarcosodás fokából is látható. Az átalakulás azonban fokozatosan epitermalisba megy át, amire a berezitesedésnek az érces kvarctelések mentén való kifejlődése utal. A velencei granitoid kőzetek berezitesedése eltér a típusos berezovszki kőzetátalakulástól. Eddig más területről — tudomásom szerint — nem írtak le hasonló teljességben kifejlődött folyamatot.

A velencei berezitesedés a turmalinos pneumatolízis utáni fázis eredménye. A biotit kizöldülésével, majd a biotit kloritosodásával és muszkovitosodásával egyidejűleg megindul a Na, Ca és K-vándorlás és a kőzetalkotók átrendeződése. Ez először az alapanyagot éri, később pedig a porfiros beagyazásokra is kiterjed. A függőnszerű kvarcszegélyek, a pszeudogranofiros szövet és a pszeudoszferolitos szerkezet kialakulása a porfiros elegyrészek és az alapanyag között vegyi kölcsönhatásról tanúskodnak. Eközben az alapanyagban a szericit és kvarc válik uralkodóvá, a porfiros beagyazások pedig mind jobban felemésződnek, míg végre már csak apró, legömbölyödött kvarcsemek maradnak meg. Az alapanyag szericit és kvarc pszeudoszferolitokból áll, amelyek másodlagos eredete nyilvánvaló.

Az átalakulás másik formájában a végső állapotot nem a pszeudoszferolitos szövet, hanem a porfiros kvarcmaradványok körül képződő másodlagos udvar és a kőzetet telehíntő mikro-poikilites elrendeződésű apró albitlécek jellemzik. A mikro-poikilites alapanyag szericitesedése következtében ugyancsak szericitből és kvarcból álló kőzet képződik. A folyamatot legutolsó hidrotermális szakaszában erős kvarcosodás kíséri. Folyásos szerkezetű kvarcit képződik, amelyben a porfiros beágyazások maradványai láthatók. Ezek a fokozatok jól egyeznek a kőzetkémiai elbontás táblázatainkból kiolvasható törvényszerűségeivel. Mindez a berezitesedés idejét rögzíti a pneumatolitos ércesedés és az epitermális teléreképződés között. A berezitesedéssel kapcsolatban jelentősebb ásványfeldúsulást nem tapasztalhatunk.

Az érintkezési átalakulást szenvedett palaköpenybe tartozó porfiroidot csak gyenge piritesedéssel kísért szericitesedés érte. Ezzel szemben a Gécsihegy diabáza igen erőteljes átalakulást szenvedett.

A diabáz a fillit regionális metamorfózisa, a gránit érintkezési átalakító hatása és végül a pneumatolitos-hidrotermális folyamatok révén egymástól igen eltérő módon többszörösen átalakult. A diabáz fokozatos átalakulása az uralitosodástól a talkosodásig-karbonátosodásig követhető.

A bővebb fluoritosodással kísért ércesedés a szétnyíló hasadékok képződésével erőteljes utómagmás epi-hidrotermális tevékenységre utal.

Az utómagmás hidrotermális telérek a külszínen másodlagosan oxidáltak, kilúgozottak, az eredeti telérkitöltés helyén csak sejtes üregek láthatók. A bányászati kutatás a sejtes telérkvarc alatt mindenütt el is érte az érces teléreket. Ez alól csak a sukoró-ördöghegyi telérrendszer kivétel, ahol valószínűleg az utóvulkáni hidrotermális tevékenység, vagy a szegélyöv nagyobb mélységre hatoló vízmozgása lúgozta ki a telérek érckitöltését.

A kvarctelérek fluoritos-érces és karbonátos telérek. A telérkitöltés eddig megismert ásványtani és teleptani jellege szerint mind függőleges, mind vízszintes irányban öves szakaszosság fejlődött ki. Ennek alapján a mélyben ritmusosan váltakozva érces-fluoritos kvarc és érces-karbonátos kitöltésre számíthatunk. Hasonló függőleges szakaszosságra következtet — geokémiai megfontolások alapján — SZÁDECZKY K. E. is (227).

A gránitmagmatizmushoz kötött legerőteljesebb hidrotermális ércesedés — a külszíni jelek szerint — a Suhogó-vonulatban és a székesfehérvári szőlőkben fejlődött ki.

A szerkezeti viszonyok alapján a gránit DK-re megbillent helyzetben van. Ha tekintetbe vesszük az ÉNY-i oldalon a gránit-pala érintkezése mentén levő erős torlódási övet, a gránit rendkívüli töredezettségét és a mikrotektonikai főirányok alakulását, akkor a velencei gránitot is egy nagyobb pikkelynek kell tekinteni, amely DK-i irányban az eredeti DK-i mezozóos szárnyra tolódott rá. A gránit pikkelyeződésére utal az É-i szárnyon a csirkeházi kis gránitrög is, amelynek környezetében semmiféle erősebb kontakthatást sem tapasztaltunk.

A hegységben lejátszódott folyamatok hiven tükröződnek az anyagi változásokban is. Erre nézve az elmúlt évek alatt jelentős kőzetkémiai és geokémiai anyagot gyűjtöttünk össze, amely a csatolt táblázatokban és grafikonokon látható. A megismert greizenesedés, berezitesedés és lisztvenitesedés folyamatának fejlődésére nézve az átszámított elemzési értékek alapján a Mg, Na, Ca, K- és Fe-vándorlás fokozatos kifejlődését igazoljuk, ami mind hidrotermális kőzet-átalakulás, mind pedig az ércgenesis törvényszerűségeinek megállapítása terén felhasználható. A táblázatok a velencei és gömöri granitoid kőzetek elbontására nézve azonos törvényszerűségeket rögzítenek. A Velencei-hegység hidrotermális teléres ércesedése fluoritos, karbonátos ércesedés, amelynek genezisére nézve elfogadjuk BETEHTIN elméletét (16).

Az andezit vulkáni utóműködése a hegység ÉK peremén igen erős. A mozgékony szerkezetű terület, amely a gránitmagmatizmus idején szétnyíló hasadékaival megnyitotta az utat a hidrotermális oldatok számára, megmaradt ilyennek az eocén és miocén vulkanizmus idején is. Feltétlenül nagyszerkezeti jellegzetességet kell látnunk a Ny-i Mátrának a Börzsönytől és a K-i Mátrától teljesen elütő szerkezeti jellegében.

Kőzetkémiailag az andezitben is a kőzetelbontás határozott irányát és szakaszait tudjuk megállapítani. Igen lényeges, hogy amíg a granitoid kőzetekben a Mg a legkorábban kilépő elem, addig az andezit elbontódásánál karbonát alakban visszamarad és sokáig ellenállóvá válik. Az andezit elbontódásánál a távozó elemek egymásutánja a csökkenés sorrendjében: Na, K, Ca, Mg, Fe, Ti és Al.

Az andezithez kötött hidrotermális tevékenység érces vonatkozásait még nem ismerjük. Ma csak annyit tudunk, hogy a kőzet berezitesedése minden eddig megismert neoid érces területünkénél erőteljesebb. Az átalakulás még legjobban a recski Lahócaéhoz hasonlít, ércesedéséről azonban — nagyobb mélységű fúrások hiányában — nem beszélhetünk. Igen érdekes földtani

kérdések merülnek fel a gránithoz és andezithez kötött hidrotermális tevékenység kapcsolatában.

Ezen a területen van a legtöbb vitás kérdés is. Ezek között feltétlenül a legfontosabb a meleghegyi kvarcosodás kétféle folyamatának különválasztása egyrészt az antimonitos, urános-molibdenes nyomokkal jellemzett ércesedést, másrészt a piritesedést illetően.

Igen lényeges kérdésünk továbbá a hegység lepusztultságának foka. A gránitköpeny helyzete, a gránit teléres képződményeinek nagy száma, továbbá a baritos, fluoritos, epitermális érces képződmények jelenléte a gránitban mind azt igazolja, hogy a gránit tömegéből nem sok pusztult le. Ugyanez tapasztalható a gömői gránitok esetében is, ahol helyenként csak a bányászati kutatások tárták fel a felszínre nem bukkanó gránitplutont.

Tisztázatlan kérdés a molibdenitesedés várható alakulása a mélység felé. A pegmatitmező jelenléte, a pegmatit ércüreges kifejlődése, a greizenesedéshez hasonló pneumatolízis határozott nyomai és a szerkezet egyaránt azt látszanak bizonyítani, hogy a hipabisszikus gránit pegmatitos pneumatolitos szintjének optimális kifejlődése mélyebben várható.

Ugyanígy nyitott még a pátkai magnetitlelet kérdése is. Valószínű, hogy a gömői hematit-magnetitlencsék kifejlődéséhez hasonló képződményről van szó. Ezek optimális kifejlődését a palaköpeny vargahegyi szakaszán várhatjuk. A palaköpeny nagyobb mélységre hatoló átfúrása tisztázhatná ezt a kérdést.

A fillitbe települő mészkömlencséknek igen nagy szerepe van a palaköpeny érintkezési átalakulása esetén. Sajnos, a terület lefedettsége miatt éppen a legérdekesebbnek látszó részét ismerjük legkevésbé.

Nagyszerkezeti szempontból fontos volna a hegység DK-i szárnyának, ÉK-i folytatásának és Úrhidától ÉNy-ra a kövületes karbonnal fedett terület megismerése. Végül nyitott kérdés a Balatonfelvidék fillitösszletének rétegtani felépítése. Vajon elválasztható-e nálunk is a porfiroidos összlet a diabázos összlettől, és ha igen, milyen viszonyban vannak egymással. A székesfehérvári mélyfúrás hiányos rétegsort ad, éppen ott, ahol a porfiroidos összletet kellett volna harántolnia.

Felsőörs—Alsóörs területén erősen limonitos fillitösszlet húzódik. Mikroszkópos vizsgálattal annyit sikerült megállapítani, hogy a limonit piritből származik, mert kockaüregi megfigyelhetők. A pirites, ércesedett fillitvonulat nyomozása gazdaságilag is fontos feladat.

A balaton—velence—gömői paleozóos vonulat földtani fejlődése az egész magyar medence fejlődése szempontjából kulcs helyzetű. Éppen ezért kutatására a jövőben nagyobb gondot kell fordítani. A Gemeridák, a Gráci-medence és a Keleti Alpok vizsgálatai (49, 50, 112, 113) az utóbbi években jelentős eredményeket hoztak, amelyekkel eredményeinket és VADÁSZ E. szintézisét (262, 264) összevetve valószínű rétegtani felosztás válik lehetővé.

Az ismertetett fillitvonulat nem a Gráci-medencének és nem a Bacherhegységnek, hanem a Kalnik, Sleme, Ivancica-hegységeknek tart. Ezeknek újabb földtani adatait azonban ma még nem ismerjük.

A nagyszerkezeti egységnek, a balaton—velence—gömői paleozóos vonulatnak és a földtani fejlődés folyamán betöltött szerepének részletes vizsgálata a jövő feladata. Eddig elért eredményeink ezen az úton csak a kezdő lépést jelenthetik.

Amit ma a lefolyt földtani eseményekről tudunk, azt a következő táblázatban foglalhatjuk össze.

A terület földtani folyamatainak időbeli sorrendje

<i>Idő</i>	<i>Folyamat</i>	<i>Képződmény</i>
Pliocén-pleisztocén	Vulkáni működés	Bazaltvulkánosság a Balatonfelvidéken. Kavicsképződés a Gécshegyen és Cseplek-hegyen. Lőszképződés
Miocén	Hegységképződés	A hegységet határoló törések kialakulása. Leszakadás a D-i szárny mentén
Oligocén Lattorfí emelet	Lepusztulás, utóvulkáni működés	Piritessedés, kaolinosodás
Felső-eocén	Élénk vulkáni működés	Piroxén-amfibolandezit, andezittufa és agglomerátum
Felső-kréta – eocén határ	Alpi hegységképződés larámi szakasza	Nagyarányú lepusztulás. Középhegység kialakulása
Kréta Júra Triász	Üledékképződés a geoszinklinálisokban	A lepusztult balaton – velence – gömöri fillit-antiklinális szerkezet fokozatos süllyedése, majd állandó kiemelkedése
Perm Thüringiai emelet	Variszkuszi hegységképződés pfalzi szakasza	Üledékképződési diszkordancia, fokozatos süllyedés, a két szárnyon geoszinklinálisok kialakulása
Felső-perm	Lepusztulás, lassú transzgresszió, finális magmatizmus	Verrukánó – homokkő-képződés, kvarcporfirosvulkanizmus
Alsó-perm	Lepusztulás	
Felső-karbon	Kiemelkedés, üledékképződési hézag	Lepusztulás
Autuni emelet	Variszkuszi hegységképződés saali szakasza	Hidrotermális telérek képződése
Stefáni emelet	Variszkuszi hegységképződés aszturiai szakasza	Gránitporfir, aplit, pegmatitképződés, pneumatolitos kontakthatás
Vizéi-namuri emelet között	Variszkuszi hegységképződés szudétai szakasza	A velencei gránitpluton feltörése és megmerevedése; a balaton – velence – gömöri antiklinális szerkezeti kialakulása
Alsó-karbon	Üledékképződés	Agyagpala, homokkő, fekete mészkő produktusos faunával
Dinanti emelet	Regionális metamorfózis a variszkuszi hegységképződés breton szakaszában	Grauvakkepala, fillit-porfiroid, fillit-diabáz-összlet, kristályos mészkő képződése
Kambro-szilur, esetleg devon	Üledékképződés, iniciális magmatizmus	Pszammitos-pelites, flisszerű üledékek, kvarcporfir-diabáz-intrúziókkal, mészkőközbetelepülések

Irodalom — Bibliographie

1. ABDULLAJEV, H. M.: Geneticseskaja szvjaz orudenenija sz granitoidnümü intruzijami.—Moszkva 1954.
2. AHLBURG, I.: Über die Natur und das Alter der Erzlagerstätten des oberungarischen Erzgebirges. — Mitt. Jahrb. Ungar. Geol. Reichsanst. 1913.
3. AHLFELD, F.: Die Metallprovinz des Altiplano (Bolivien). — Neues Jahrb. f. Min. Bd. 85. Hft. 1. 1953.
4. ANDERSON, G. H.: Granitisation, albitisation and related phenomena in the northern Inyo Range of California-Nevada. — Geol. Soc. Am., Bull. 48—1—74. 1937.
5. ANDRUSOV, D.: Geologie Slovenska. — Praha 1938.
6. ANDRUSOV, D.: O povahe zokupenia rudných žil v severnej časti Spišsko-gemerského rudohoria. — Geol. Sbornik, Bratislava 1951.
7. ANDRUSOV, D.: Geologická stavba oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou (Spišsko-gemerské rudohorie) a jej vzťah k zrudneniu. — Geol. Sbornik, Bratislava 1953.
8. ANDRUSOV, D.—ZOUBEK, V.: Zpráva o geologickom výskume západogemerskej oblasti. Prehl'ad geologickej stavby a jej vzťah k zrudneniu. — Geol. Sbornik, Bratislava 1953.
9. ANGEL, F.: Über Diabasformen aus dem Bereich des Murauer Paläozoikums. — Verhandl. der Geol. Bundesanst. Hft. 3. 1955.
10. BALK, R.: Structural behavior of igneous rocks. — Mem. Geol. Soc. Am. No. 5. 1937.
11. BALOGH K.: Rudabánya környékének földtana. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1948.
12. BALOGH K.—PANTÓ G.: A Rudabányai hegység földtana. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1949.
13. BARTH, F. W.—CORRENS, C. W.—ESKOLA, P.: Die Entstehung der Gesteine. — Berlin 1939.
14. BATEMAN, A. M.: Economic Mineral Deposits. — New York 1948.
15. BECKER, H.: Gebirgsbildung und Vulkanismus. — Berlin 1939.
16. BETEHTIN, A. G.: Hidrotermálnüje rasztorü, ih priroda i processzü rudoobrazovanija. — Osznovnüje problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah, Moszkva 1953.
17. BETEHTIN, A. G.: O geneticseszkaj szvjazi hidrotermálnüh obrazovanij sz intruzijami. — Osznovnüje problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah, Moszkva 1953.
18. BETEHTIN, A. G.: O pricsinah dvizsenija hidrotermálnüh rasztorovov. — Osznovnüje problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah, Moszkva 1953.
19. BEUSZ, A. A.: O zonalnoszti granitnüh pegmatitov. — Izv. Akad. Nauk. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 6. Moszkva 1951.
20. BLÜMEL, O.: Gesteinskundliche Beiträge zur Kenntnis der Absatzgesteine der Grazer Umgebung usw. — Diss. Univ. Graz 1939.
21. BORODAJEVSKIJ, N. P. i. BORODAJEVSKAJA, M. B.: Berezovszkoje rudnoje pole. — Geologieseszkoe sztroenie M. Metallurgizdat 1947.
22. BUBNOFF, S.: Der Werdegang einer Eruptivmasse. (Geologisch-petrographische Analyse der Intrusionstektonik im Schwarzwalde.) — Fortschr. d. Geol. u. Pal. Berlin 1928.
23. BUBNOFF, S.: Zur Zonengliederung des varistischen Gebirges. — Geol. Rundschau Bd. 23. 1932.
24. CAMERON, E. N.—JAHNS, R. H.—MC NAIR, A. N.—PAGE, L. R.: Internal Structure of Granitic Pegmatites. 1949.
25. CISSARZ, A.: Uebergangslagerstätten innerhalb der intrusivmagmatischen Abfolge. Teil. I. — Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. Bd. Abt. A. 1928.
26. CISSARZ, A.: Die Stellung der Lagerstätten Jugoslawiens im geologischen Raum. — Geol. Vesnika. Beograd 1951.
27. CLAR, E.: Vom Bau des Grazer Paläozoikums östlich der Mur. — Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 74. Abt. B.
28. CLOOS, H.: Tektonik und Magma. — Preuss. Geol. Landesanstalt, Abh. neue Folge, 81, T. 1. 1922.
29. CLOOS, H.: Das Batholitenproblem. — Berlin, 1923.
30. CLOOS, H.: Einführung in die tektonische Behandlung magmatischer Erscheinungen. — Berlin 1925.
31. CLOOS, H.: Einige Versuche zur Granittektonik. — Neues Jahrb. Min. Beil. Bd. 64. A. 829—836. 1931.
32. COOK, Ch. W.: Molibdenits deposits near New Ross, Nova Scotia. — Econ. Geol. Vol. XX. No. 2. 1925.
33. DANA, D.—DANA E. S.: The system of Mineralogy. — New York, London, 1946.
34. DANK V.: Jelentés a Villyvitány—Felsőregmec közötti területről. 1953. (Kézirat.)
35. DUNN, J. A.: Granite and magmation and metamorphism. — Econ. Geol. XXXVII., 231—38. 1942.
36. ELISZEJEV, N. A.: Szstrukturajna petrologija. — Leningrad, 1953.
37. ELLES, G. L.—TILLEY, C. E.: Über Versuche zur Nachbildung ptygmatischer Falten. — Zentralbl. Min. A. Nr. 9. 257—261. 1938.
38. EMMONS, W. H.: Relations of metalliferous lode systems to igneous intrusives. — Transact. Am. Inst. Min. Met. Eng. New York, 1926.
39. ERDÉLYI J.: Újabb adatok a nadapi községi bánya ásványtani ismeretéhez. — Mat. és Term. tud. Ért. 59. k. 1039—1059. 1940.
40. ERDÉLYI, J.: Der Barit von Sukoró. — Acta Geol. Acad. Sc. Hungarica T. I. Fasc. 1—4.
41. ERDÉLYI J.: A nadapi barit és hematit. — Földt. Közl. LXIX. 10—12. f.

42. ERDÉLYI, J. — TOLNAY, V.: Jarosite from mount Gécsi. — Acta Min. Petr. Univ. Szegediensis 1953—54. T. VII.
43. EREMEEV, V. P.: K voproszu o haraktere kontaktnüh izmenenij gliniszüh szlancev. — Voproszú Geol. Petrogr. i Min. Moszkva, 1954.
44. ESKOLA, P.: On the Principles of metamorphic differentiation. — Comm. Geol. Finlande, Bull. 97. 68—77. 1932.
45. FAIRBAIRN, H. W.: Structural petrology of deformed rocks. 1942.
46. FAIRBANKS, E. E.: The mechanism of replacement and recrystallisation. — Econ. Geol. XX. 470—484. 1925.
47. FERSMAN, A. E.: Izbrannüje trudü I—III. Moszkva, 1953—54.
48. FIALA, F.: Nékteré uzavřeniny z andesitu Slovenského Středohoří. — Sborník Ústř. Úst. Geol. Praha, 1954.
49. FLÜGEL, H. — MAURIN, V.: Ausdehnung und Produktion der Blei—Zinkabbaue des Grazer Paläozoikums. — Berg- u. Hüttenm. Monatsh. Bd. 97. H. 12.
50. FLÜGEL, H. — MAURIN, V. — NEBERT, K.: Zur Altersfrage von Schöckelkalk und Grenzphyllit im Grazer Paläozoikum. — Verhandl. der Geol. Bundesanst. 1952. H. 3.
51. FÖLDVÁRI A.: A molibden velencei-hegységi előfordulásának teleptani viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. B) Beszámoló a vitaülésekről 1947. IX. köt.
52. FÖLDVÁRI A.: A magyarországi radioaktív anyagkutatás földtani és közettani vonatkozásai. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. B) Beszámoló a vitaülésekről. 1948. X. köt.
53. FÖLDVÁRI A.: Érckutató fúrás Velence községben. — Jel. a jöv. Mélykut. 1947—48. évi munkálatairól. 1948.
54. FÖLDVÁRI A.: Jelentés a pátkai fluoritkutatás 1949. I. 31-i állapotáról. — 1949. (Kézirat.)
55. FÖLDVÁRI A.: A szabadbattyáni ólomérc és kövületes karbonelőfordulás. — M.T.A. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 5. 1952.
56. FÖLDVÁRI A. — NOSZKY J. — SZEBÉNYI L. — SZENTES F.: Földtani megfigyelések a Kőszegi-hegységben. — Jel. a jöv. Mélykut. 1947—48. évi munk.
57. FÖLDVÁRINÉ VOGL M.: Spektográfiai molibdénmeghatározások a Velencei-hegység kőzeteiben. — Földt. Int. Évi Jel. 1949.
58. FUSAN, O. — KMENICKY, J. — KUTHAN, M.: Geologický prehl'ad Spišsko-Gemerského rudohoria. — Geologický Sborník, Bratislava, 1955.
59. FUSAN, O. — MÁSKA, M. — ZOUBEK, V.: Niektoré dnešni problémy stratigrafie spišsko-gemerského paleozoika. — Geologické Práce. 1954.
60. GEHLEN, K. — SEHLKE, K. — WECHT, P.: Gesteine und Blei-Zinkführende Flussspatgänge zwischen Feldberg und Belchen im Hochschwarzwald. — Neues Jahrb. für Min. 1955. Bd. 88.
61. GOGNOUX, M.: Géologie stratigraphique. — Paris, 1950.
62. GOLDSCHMIDT, V. M.: On the metasomatic processes in Silicate rocks. — Econ. Geol. XVII. 105—123. 1922.
63. GOTMAN, J. D.: O roli vmescajuscsih porod pri obrazovanii magmatogennüh mesztorozsdenij. — Izvestija Akademii Nauk. Sz. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 2. Moszkva, 1953.
64. GROUT, F. F.: Petrology and petrography. — Mc. Graw-Hill, New York, 1932.
65. GROUT, F. F.: Contact metamorphism of the slates of Minnesota by granite and by gabbro magmas. — Geol. Soc. Bull. 44. 989—1040. 1933.
66. GRUNNER, J. W.: The hydrothermal alteration of feldspars in acid solutions between 300° and 400° C. — Econ. Geol., XXXIX. 578—589. 1944.
67. HAUSER, A.: Ein neues steirisches Flussspatvorkommen. — Mitt. des Nat. Vereins für Steiermark. Graz 1955.
68. HEJTMAN, D.: Všeobecná a systematická petrografie. — Učební Texty Vyských Škol. Praha, 1951.
69. KONTA, J. — HEJTMAN, B.: Horninotvorné Minerály. — Praha, 1953.
70. HERITSCH, F.: Stratigraphie der Ostalpen I. Teil. Das Paläozoikum. — Berlin, 1943.
71. HESS, F. L.: Climax molybdenum property of Colorado. — U. S. Geol. Survey. Bull. 761. 1924.
72. HESS, H. H.: Hydrothermal metamorphism of an ultrabasic intrusion at Suyler, Virginia. — Am. Jour. Sci., 5. th. ser. XXVI. 377—408. 1935.
73. HUNEK E.: Két ásvány új hazai termőhelye. — Földt. Közl. XL. köt. 1910.
74. HUTTON C. O.: The significance of tourmaline in the Otagoschists. — Roy. Soc. New-Zeeland. Frens. 68, pt. 4. 599—602. 1939.
75. IL'AVSKY, J.: Geologické problémy Spišsko-Gemerského rudohoria vo vztáhu k rudným ložiskám. — Geologický Sborník, Bratislava, 1953.
76. INKEY B.: A Székesfehérvár—Velencei-hegység gránit és trachitnemű kőzeteiről. — Földt. Közl. 1875. V.
77. JANTSKY B.: Geologicko petrografické štúdie z marmaroškého krystallinika. — Carpatica I. 1940.
78. JANTSKY B.: A Velencei-hegység aplitjai és kerámiai felhasználhatóságuk. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1949.
79. JANTSKY B.: A mecseki kristályos alaphegység földtani viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1950.
80. JANTSKY B.: A Velencei-hegység földtani és közettani viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1950.
81. JANTSKY B.: A Velencei-hegység hidrotermális ércesedése. — M.T.A. Műsz. Tud. Oszt. Közl. 1952.
82. JASKÓ S.: A Darnó-vonal. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. B) Beszámoló a vitaülésekről. 1946. VIII. 1—2. f.
83. JOKÉLY, J.: Das Velenceer-Gebirge. Verhand. K. K. Geol. Reichsanst. 1860. Bd. XI. p. 5.
84. JUGOVICS L.: Adatok a székesfehérvári mélyfúrás kőzetanyagának ismeretéhez. — Földt. Közl. 1944. LXXIV.
85. JUGOVICS L.: Somoskő—Fülek—Ajnácskő között települő bazaltelőfordulások. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40. Bp., 1944.
86. KAMENICKY, J.: Vulkanizmus spišsko gemerského Rudohoria. — Geol. Sborník S. A. V. VII. 1—2.
87. KAMENICKY, L.: Geologická mapa okolia Hnilca. — Archiv. GUDS. Bratislava, 1949.
88. KAMENICKY, J. — KAMENICKY, L.: Gemeridné granity a zrudnenia spišsko-gemerského rudohoria. — Geologické Práce 41, 1955.
89. KANTOR, J.: Diabázy juhoslovenského mezozoika. — Geologické práce. Zos. 41. 1955.
90. KASPAR, J. — PRESTOUPIL, V.: Nerostné suroviny, Praha, 1955.
91. KETTNER, R.: Příspěvek K poznání geologie Spišsko gemerského rudohoří mezi gelnici a Dobšinou. — Sborník S. G. U. Praha, 1920.

92. KETTNER, R.: Všeobecná geologie. I—IV. — Praha, 1953—54.
93. KISS J.: A sárszentmiklósi riolit-kérdés. — Földt. Közl. 1951. LXXXI. 1—3. f.
94. KISS J.: A szababhattányi Szárhegy földtani és ércgenetikai adatai. — Földt. Közl. LXXXI. köt. 7—9. f. Budapest, 1951.
95. KISS J.: A Velencei-hegység É-i peremének hidrotermális ércesedése. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1953. I.
96. KISS J.: Szababhattányi andezit és ércgenetikai jelentősége. — Földt. Közl. LXXXIV. 2. f. 1954.
97. KISVARSÁNYI G.: Parádfüldő környéki ércesedés. — Földt. Közl. 1954.
98. KOBER, L.: Bau und Entstehung der Alpen. — Berlin, 1923.
99. KOBER, L.: Dinariden und Karpathen. — Wien, 1929.
100. KOBER, L.: Das alpine Europa. — Berlin, 1931.
101. KOBER, L.: Die Orogenetheorie. Bornträger, Berlin, 1933.
102. KOBER, L.: Tektonische Geologie. Berlin, 1942.
103. KOCH S.: A Fejér-megyei Szárhegy ólomércelőfordulásai. — Acta Univ. Szegediensis, 1943.
104. KOLOSVÁRY G.: Szababhattányi alsó-karbon korallók. — Földt. Közl. LXXXI. köt. 7—9. füzet. Budapest, 1951.
105. KOMÁROMI J.: Jelentés a Velencei-hegység vidékén az 1952. évben végzett földmágneses mérések eredményeiről. (Kézirat.)
106. KORDIUK—BOHDAN: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. — Zentralblatt für Min. Geol. und Pal. Jahrg. 1941. Abt. B. Stuttgart, 1941.
107. KORITNIG, S.: Ein Beitrag zur Geochemie des Fluors. — Geochimica et Cosmochimica Acta London, 1951. Vol. 1. No. 2.
108. KORZSINSZKI, D. Sz.: Infiltracionnaja metasomaticseszkaja zonalnoszt i obrazovanie zsil. — Izvestija Akad. Nauk. Sz. Sz. R. szer. geol. N. 6. Moszkva, 1951.
109. KORZSINSZKI, D. Sz.: Granitizacija kak magmaticseszkoje zamescsenie. — Izvestija Akad. Nauk. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 2. Moszkva, 1952.
110. KORZSINSZKI, D. Sz.: Ocserk metasomaticseszkij processzov. — Osznovnűje problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah. Moszkva, 1953.
111. KOUTEK, J.: Geologické studie na severozápadě Nizkých Tater. — Sbornik SGU. Praha, 1930.
112. KRAUS, E.: Baugeschichte der Alpen. — Wien, 1951.
113. KRAUS, E.: Vergleichende Baugeschichte der Gebirge. — Berlin, 1951.
114. KRENKEL, E.: Die Gliederung der deutschen Varistiden. — Zentralblatt. f. Min. Geol. Pal. Abb. B. Nr. 8. 1932.
115. KREUTZ, S.: Der Granit der Präkarpaten Südwestpolens und seine Beziehung zu den benachbarten Granitmassiven. — Bull. Int. de l'Acad. Polonaise, Année 1927. Cracovie, 1928.
116. KRÖLL, A.: Das Paläozoikum zwischen Geisthal und Übelbachgraben. — Diss. Univ. Graz, 1949.
117. KUKLIN, N. V.: O znacsenii barita rukovodjascevo priznaka pri poizskah mesztorozsdenij mednokolcsedannüh i polimetallicseszkij rud. — Razv. nedr. 1947. No. 2.
118. KUREK, N. N.—SILIN, D. R.: Vtoricsnűje kvarcitu Rudnovo Altaja. — Mat. V. Sz. E. G. I. 1940. obscs. szer. No. 5.
119. KUREK, N. N.: Izmenennűje okolorudnűje porodü i ih poizskovoe znacsenie. — Moszkva, 1954.
120. KUTHAN, M.: Staršie paleozoikum gemerid. — Geologický Sbornik Roč. I. Čis. 1. Bratislava, 1950.
121. LANGERFELD, H.: Beiträge zur Kenntnis der strukturellen und mineralogischen Eigentümlichkeiten der granitischen Gesteine der Zinnerzlagertstätten in Cornwall. — Neues Jahrb. f. Min. Geol. und Pal. 28. Beil. Bd. 1909.
122. LAZAREVIC, M.: Die Propylitisierung, Kaolinisierung und Verkiezelung und ihre Beziehung zu den Lagerstätten der propylitischen jungen Gold-Silbergruppe. Zeitschrift f. prakt. Geol., Berlin, 1913.
123. LEITMEIER, H.: Einführung in die Gesteinskunde. — Wien, 1950.
124. LENGYEL E.: Adatok a magas-tátrai gránitok petrokémiai ismeretéhez. — Földt. Közl. LXII. köt. Budapest, 1933.
125. LENGYEL E.: A dunazughegységi andezitek zárványai és magmatektonikai jelentőségük. — Földt. Közl. LXXXI. köt. 4—6. füz.
126. LENGYEL E.: A Dunazughegység andezitterületének felépítése. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1951.
127. LEVICKIJ, O. D.: K voproszu o znacsenii kolloidnüh rasztvorov pri rudootlozszenii. Osznovnűje problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah, Moszkva, 1953.
128. LINDGREN, W. I.: Mineral Deposits, New York, 1953.
129. LITOVEC, L.: Barytové, zrudnenie v oblasti Malého Vrchu. — Geologický Sborník. Bratislava, 1955.
130. LÓCZY L.: A Balaton tudományos tanulmányozásának eredményei. — Budapest, 1913.
131. LÓCZY L.: Magyarország földtani szerkezete. — Budapest, 1918.
132. LÓCZY L. IFJ.: A Balatonfelvidék hegyszerkezeti térképe Balatonfüred környékén. — Földt. Int. Évi Jel. 1916.
133. LÓCZY L. IFJ.: Magyarország hegyszerkezetének vázlata. — Budapest, 1923.
134. LOGINOV, V. P. i NIKOLAJEVA U. J.: Nahodka hipogenogo alunita na Szrednem Urale. — Izvestija Akademii Nauk. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 2. Moszkva, 1953.
135. LOVERING, T. S.—SOKOLOFF, V. P.—MORRIS, H. T.: Heavy metals in altered rocks over blind ore bodies East Tintic district. Utah. Econom. Geol. 1948. No. 5.
136. LOVERING, T. S. and others: Rock alteration as a guide to ore — East Tintic district, Utah. Monograph. 1. — Econ. Geol. Publ. C. 1949.
137. MACHATSCHKY, F.: Spezielle Mineralogie auf geologischer Grundlage. — Wien, 1953.
138. MAHEL', M.: Stratigrafia a tektonické poměry paleozoika západních gemerid. — Geol. Sborník. V. 1—4.
139. MAHEL', M.: Prispěvok k stratigrafii východnej části gemerid. — Geol. Sborník V. 1—4.
140. MAHEL', M.: Niektoré problémy severogemeridnej antiklinály. — Geol. Sborník, 1953.
141. MAHEL', M.: Niekoľko stratigraficko-tektonických úvah o gemeridách. — Geologický Sborník, Bratislava, 1953.
142. MAHEL', M.: Vzt'ah severogemeridného mezozoika k veporidám. — Geologické Práce, Bratislava, 1954.
143. MAURITZ B.: A nadapi zeolithek. — Ann. Nat. Hung. VI. 1908. p. 537—545.
144. MAURITZ B.: A dunántúli bazaltok petrokémiai viszonyai. — Földt. Közl. LXXVIII. 1948.
145. MASON B.: Principles of geochemistry. New York. 1952.
146. MÁSKA, M.: K Tektonické Analýse Krystalinika. — „Knihovna" Ustředního ústavu geologického, sv. 27, Praha, 1954.

147. METZ, K.: Tektonik und Metamorphose in den Seckauer Tauern und in der Grauwackenzone. — Verhandl. d. Geol. Bundesanst. 1952.
148. MOROZEVICZ, J.: Über die Tatra Granite. — Neues Jahrb. für Min. Geol. u. Pal. Beil. Bd. 39. 1914.
149. NAKOVNIK, N. J.: Vtoricsnűje kvarcitu, ih mineralogicseszkie facii, genezisz i prakticseszkoje znacsenie. Izvesztija Akad. Nauk. Sz. Sz. R. 1947. szer. geol. No. 1.
150. NIGGLI, P.: Gesteins- und Mineralprovinzen. — Berlin, 1923.
151. NIGGLI, P.—GRUBENMANN, U.: Die Gesteinsmetamorphose. — Berlin, 1924.
152. NIGGLI, P.: Versuch einer natürlichen Klassifikation der im weiteren Sinne magmatischen Erzlagerstätten. — Abhandl. zur prakt. Geol. und Bergwirtsch. 1925. Bd. 1.
153. NIGGLI, P.: Die Magmentypen (Schw. M. P. M. Zürich, 1936).
154. NIGGLI, P.: Gesteine und Minerallagerstätten. — Basel, 1948.
155. NOSZKY J.: A Cserhát hegység földtani viszonyai. — Magy. Tájak Földt. Leírása. Budapest, 1940.
156. NYTKO, J.—BOCHÉNSKA: Przyczynki do petrografii gór Hnileckich (Spišsko-gemerskich) Rocz. Pols. Tow. Geol. Tom. XX. 1950.
157. ONCAKOVÁ, P.: Petrografia a petrochemia gemeridných žul. — Geologické Práce, 39. 1955.
158. PÁLFY M.: Mágnesvasércnyomok a Velencei-hegységben. — Term. Tud. Közl. 1923. LV. köt. 806. f.
159. PANTÓ G.: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonulaton. — Földt. Int. Évi Jel. 1948.
160. PANTÓ G.: A csucsomi ércelőfordulás mikroszkópi és genetikai vizsgálata. — Mat. Tud. Ért. LIX. 1940.
161. PANTÓ G.: Jelentés az 1946. évi nagybörzsönyi bányageológiai felvételről. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1945—47. II. köt.
162. PANTÓ G.: Bányaföldtani tanulmány Rudabányán és környékén. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1948.
163. PANTÓ G.: Bányaföldtani felvétel Recsk és Parád környékén. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1949.
164. PANTÓ G.: A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése. — M. Áll. Földt. Int. Évk. XLIV. k. 2. f. 1956.
165. PAPP F.: A Börzsöny hegység eruptív kőzetei. — Mat. és Term. tud. Ért. XLIX. évf. 1942.
166. PAPP F.: Mórágó vidéki gránitok és kísérőkőzetek. — Földt. Közl. LXXXII. 1952.
167. PAPP F.—MÁNDY T.: Rézércnyomok Balatonfüreden. — Földt. Közl. LXXXV. k. 4. f. 1955.
168. PÁVAI-VAJNA F.: Magyarország hegységeinek szerkezeti vázlata. — Földt. Közl. LX. k. 1931.
169. PETRASCHKEK, W. E.: Gerbirgsbildung, Vulkanismus und Metallogenese in den Balkaniden und Südkarpaten. — Fortschr. Geol. u. Pal. 14. fasc. 47. Berlin.
170. PETTIJOHN: Sedimentary Rocks. — New York, 1949.
171. POJJÁK T.: Közettani megfigyelések a nógrád-gömöri bazaltos kőzeteken. — Földt. Közl. LXXIV. 1944.
172. POLKVOJ, O. Sz.: Granofirű vosztocsnovo Kounrada. — Izvesztija akademii Nauk. Sz. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 3. Moszkva 1952.
173. POLIVINKINA, J. J.—ANKEEVA, N. F.—KOMAROVA, A. E.: Sztrukturű gornűh porod. I—III. Lenin-grád, 1948.
174. QUERVAIN, F.: Die jungen Eruptivgesteine in der pannonischen Senke und ihre Umrandung. — Schw. MPM. Zürich, 1927.
175. RADKEVICZ, E. A.: O rudach kolloidnogo proiszhozsdenija. — Izvesztija Akademii Nauk. Sz. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 2. Moszkva, 1952.
176. RADZISEWSZKI, P.: O granitah Karpackich. Prace Polskiego Inst. Geol. Warszawa, 1921—24.
177. RAGUIN, E.: Géologie du granite. — Paris, 1946.
178. RAKUSZ Gy.: Dobsinai és nagyvisnyói felső karbon kővületek. — Geol. Hung. Ser. Pal. 1932.
179. REGULY I.: A Szepes—Gömöri érchegység Nagyveszverés és Krasznahorka-váralja közötti szakaszának geológiai viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1905.
180. REICHERT R.: Laumontit a Nadap, Cziráky bányából. — Földt. Közl. LIV. köt. 1924.
181. REICHERT R.: A mórágóvidéki gránitok. — Földt. Közl. LIX. köt. 1930.
182. REYNOLDS, D. L.: The sequence of geochemical changes leading to granitization. — The Quarterly Journal of the Geol. Soc. of London. 1946.
183. RÓTH S.: A fazekasboda—mórágó heglánc eruptív kőzetei. — Földt. Int. Évk. IV. 1876.
184. ROZLOZSNIK P.: Aranyida-bánya geológiai viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évk. 1911—1912.
185. ROZLOZSNIK P.: Dobsina környékének földtani viszonyai. — Geol. Hung. Ser. Geol. 1935.
186. ROZLOZSNIK P.: Mátrabánya ércelőfordulása. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1939—40. évről.
187. ŠALÁT, J.: Kontaktné horniny z okolia Hodruše. — Geologický Sborník Roč. I. Čis. 1. Bratislava, 1950.
188. ŠALÁT, J.: Petrografia a petrochemia eruptivných hornin v oblasti Hodruša-Vyhne. — Geologické Práce, 39. 1954.
189. SANDER, B.: Einführung in die Gefügekunde der geologischen Körper. — Wien—Innsbruck, 1948—1950.
190. SARCIA, A.—GEFFROY, J.: Le gisement de Molybdenite d'Ekomedion. Cause et repartition de la radio-activité associée. — Sciences de la Terre. 1954. Tom II. No. 3.
191. SCHAFARZIK F.: Ásványtani közlemények. — Földt. Közl. XXXVIII. p. 590—592. 1908.
192. SCHAFARZIK F.: Adatok a Szepes—Gömöri Érchegység pontosabb geológiai ismeretéhez. — Math. term. Tud. Ért. XII. köt. 1904.
193. SCHMIDT E. R.: Közép- és sziget-hegységeink szerkezeti kialakulásának geomechanikai alapjai. — Bány. Lapok 6/84. 1951.
194. SCHMIDT E. R.: A Dunántúli Magyar Középhegység ÉK-i részének hegyszerkezeti vázlata és kialakulásának geomechanikai magyarázata. — Bány. Lapok 7/85. 1952.
195. SCHMIDT, W.: Tektonik und Verformungslehre, Bornträger. — Berlin, 1932.
196. SCHNEIDERHÖHN, H.: Lehrbuch der Erzlagerstättenkunde. — Jéna, 1941.
197. SCHNEIDERHÖHN, H.: Genetische Lagerstättengliederung auf geotektonischer Grundlage. — Neues Jahrb. f. Min. Stuttgart, 1952. 2—3.
198. SCHOLTZ, H.: Das variszische Bewegungsbild. — Fortschr. der Geol. und. Pal. Bd. VIII. 1930.
199. SCHÖNENBERG, R.: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips—Gömörer Erzgebirges. — Zeitschr. der Deutsch. Geol. Gesellschaft. Bd. 98. 1946.
200. SCHÖNENBERG, R.: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpaten). Zeitschr. der Deutsch. Geol. Ges. Bd. 99. 1947.
201. SCHRÉTER Z.—MAURITZ B.: A lovasberényi 2. sz. mélyfűrés földtani szelvénye. — Földt. Közl. 1952. LXXXII k. 250—256.

202. SCHRÖDER, M.: Erläuterungen geol. Spec. Karte Kön. Sachsen. Sect. Eibenstock. — Leipzig, 1900.
203. SCHWARTZ, C. M.: Hydrothermal alteration of igneous rocks. — Bull. Geol. Soc. Am. 1939. vol. 50. No. 2.
204. SCHWIMMER, R.: Das Bergland nordöstlich von Graz. — Sitzungsber. Abt. I. 134, Bd. Jahrg. 1925. Heft. 1—bis. 10. Wien, 1925.
205. STANEK, J.: Petrografie a mineralogie pegmatitových žil u Dolních Boru. — Práce brněnské zákl. Českoslov. Akad. Véd. 1954. XXVI. Sec. 7.
206. STAPLER, L. W.—COOK, CH. W.: A microscopic investigation of molybdenite ore from Climax, Colorado. — The American Min. 1931. No. 1.
207. STAUB, R.: Der Bewegungsmechanismus der Erde. — Berlin, 1928.
208. STILLE, H.: Über Alter und Art der Phasen der variszischen Gebirgsbildung. — Nachr. K. Ges. Wiss. Göttingen, Math.-phys. Kl. 1920.
209. STILLE, H.: Grundfragen der vergleichenden Tektonik. — Berlin, 1924.
210. STILLE, H.: Zur Einführung in die Phasen der paläozoischen Gebirgsbildung. — Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. Bd. 80. Nr. 1.
211. STILLE, H.: Der „Subsequente“ Magmatismus. — Sonderdruck aus Miscellanea Academica Barolinensia. 1950.
212. STILLE, H.: Das Mitteleuropäische variszische Grundgebirge im Bilde des Gesamteuropäischen. — Beihefte z. Geol. Jahrb. Heft. 2. Hannover 1951.
213. STILLE, H.: Der geotektonische Werdegang der Karpaten. — Beihefte z. Geol. Jahrb. 8. Hannover, 1953.
214. STOCES, B.: Nerostné Surovini. — Ostrava, 1947.
215. STOCES, B.: Důlní Geologie I—II. — Praha, 1954.
216. SUSS, F. E.: Die Entstehung der Alpen. — Wien, 1875.
217. SUSS, F. E.: Der innere Bau des variszischen Gebirges. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien, 1921.
218. SUSS, F. E.: Intrusionstektonik und Wandertektonik im variszischen Grundgebirge. — Bornträger, Berlin, 1926.
219. SUSS, F. E.: Begriff und Bedeutung der Intrusionstektonik. — Geol. Rundschau. Bd. XVIII. 1927.
220. SUSS, F. E.: Bausteine zu einem System der Tektogenese. — Fortschr. d. Geol. u. Pal. Bd. XIII. Hft. 43. 1938.
221. SZALAI T.: Adatok a Dunántúl hegyszerkezetéhez. A hajlításra való igénybevétel és a hévvízfeltörések közötti összefüggés. — Bány. Lapok VI/LXXXIV. évf. 10. sz.
222. SZAUKOV, A. A.: Geohimija. — Moszkva, 1950.
223. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Erzverteilung und Kristallinität der Magmagesteine im innerkarpatischen Vulkanbogen. — Mitt. d. Berg. u. Hütt. Abt. Sopron, 13. 1941.
224. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. I. Die Ionenwichte und ihre geochemisch-geologische Rolle. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. II. 1953.
225. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. II. Die Absonderung der Magmaprovinzen. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. II. 1953.
226. SZÁDECZKY-KARDOSS, E.: Studien über die geochemische Migration der Elemente. III. Über die Rolle der Oxydationsgrade der Ionenwichten in der Gesteinsmetamorphose. — Acta Geol. Acad. Sci. Hung. II. 1954.
227. SZÁDECZKY-KARDOSS E.: Geokémia. 1955.
228. SZÁDECZKY-KARDOSS, Gy.: Der Granit der Hohen Tatra. — Tschermaks Min. Petr. Mittl. Band 13.
229. SZENTES F.: A kárpáti hegrendszer helyzete az alpesi orogénben. — Földt. Közl. LXXIX. évf. 1—4. f. 1949.
230. SZENTPÉTERI Zs.: A déli Bükk hegység diabáz és gabbrótömege. — M. Áll. Földt. Int. Évk. XLI. köt. 1. f.
231. SZERDJUCSENKO, D. P.: O nekotorüh bogatüh borom oszadocsno-metamorficeszkih facijah. — Doklady Akad. N. Sz. Sz. Sz. R. Moszkva, 1955.
232. SZLAVIN, V. J.: Tektoniceszkoe raszcslenenie Karpatszkovo orogena. — Materialü po geologii i hidrogeologii. No. 4. Kijev, 1946.
233. SZMIRNOV, Sz. Sz.: Zona okiszlenija szulfidnüh mesztorozsdenij. — Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. Moszkva, 1951.
234. SZOBOLÉV, N. D.: Avtometamorfizovannüje granitü. — Voproszü Petrogr. i. Min. Moszkva, 1953.
235. SZTRELKIN, M. P.: K voproszu o greizenizacii granitov. — Voproszü Petrogr. i. Min. Moszkva, 1953.
236. SZTRÓKAY K.: A recki ércek ásványos összetétele és genetikai vizsgálata. — Mat. Term. tud. Ért. 1940.
237. SZUROVY G.: Újabb adatok a Börzsöny ásványi nyersanyagelőfordulásainak ismeretéhez. — Földt. Közl. LXXX. köt. 5—9. f. 1950.
238. SZÜROMJATNIKOV, F. V.: Nekotorüe teoreticeszkie voproszü vozniknovenija i razvitija hidrottermalnih rasztvorov. — Izvestija Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. szer. geol. 1955. No. 3.
239. TELEGDI-ROTH K.: A Kárpátok kialakulása. — Földt. Ért. III. (Új) évf. 1938.
240. TELEGDI-ROTH K.: Magyarország geológiája. — Pécs, 1929.
241. TELEGDI-ROTH K.: Jelentés a Bakony hegységben végzett bauxitkutatásokról. — Földt. Int. Évi Jel. 1929—32.
242. TELEKI G.: Adatok Felsőörs és környékének földtani viszonyaihoz. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. I.
243. TELEKI G.: Polgárdi környékének paleozoikus képződményei. — Földt. Int. Évi Jel. 1936—38.
244. TELEKI G.: A velencei gránitrög tektonikája. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1936—38. III.
245. TELEKI G.: Adatok Litér és környékének sztratigráfiájához és tektonikájához. — M. Áll. Földt. Int. Évk. 1938—39. 1. füz.
246. TELEKI G.: Adatok a dunántúli paleozoikum tektonikájához. — Földt. Közl. LXXI. 1941.
247. TEUSCHER, E. O.: Quantitative Kennzeichnung der westerzgebirgischen Granite. — Neues Jahrb. f. Min. Geol. u. Pal. 69. Bd. Abt. A. 1935.
248. TEUSCHER, E. O.: Primäre Bildungen der granitischen Magmas und seiner Restlösungen im Massiv von Eibenstock-Neudek. — Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 47. 1936.
249. TEUSCHER, E. O.: Umwandlungserscheinungen an Gesteinen des Granitmassivs von Eibenstock-Neudek. — Tsch. Min. Petr. Mitt. Bd. 47. 1936.
250. THURNER, A.: Diabasvorkommen im Gebiet des Pleschaitz. — Verhandlungen der Geol. Bund. 1955. Hft. 3.
251. THURSTON, W. R.—HARDIN, G. C.—KLEPSEK, H. J.: Fluorspar Deposits in Western Kentucky. — Geol. Survey Bull. 1012—E. F. 1954.

252. THURSTON, W. R.—STAATS, M. H.—COX, D. C.: Fluorspar Deposits of Utah. — Geol. Survey Bull. 1005. 1954.
253. TOKODY, L.: Mineralogische Trachtstudien an Pyriten aus dem Velenceer-Gebirge. — Annales Hist. Nat. Mus. Nat. Hung. 1955. I. VI.
254. TRACE, D. R.: Fluorspar Deposits in Western Kentucky. — Geol. Survey Bull. 1012—C. D. 1954.
255. TURNER, F. J.: Progressive regional metamorphism in southern New-Zealand. — Geol. Mag. LXXV. 160—174. 1938.
256. TURNER, F. J.: Mineralogical and Structural Evolution of the metamorphic Rocks. — Washington, 1949.
257. VACHTL, J.: Žula od Hnilce ve Slovenském Rudohori. — Sbornik st. Bánsk. Múz. D. S.-a 1937. sv. 1.
258. VACHTL, J.: O Karbonu mezi Dobšinou a Koterbachy (Slovenské Rudohori). — Sborník geologického Ustavu ČSR. Roč. 1938. Sv. XII. Praha, 1938.
259. VACHTL, J.: Žuly Českého massivu a Karpatské soustavy. — Vys. uč. techn. Praha, 1947.
260. VADÁSZ E.: A Mecsek hegység. — Magy Táj. Földt. Leírása. 1935.
261. VADÁSZ E.: A Dunántúl hegyszerkezeti alapvonalai. — Dunántúli Tud. Int. Kiadv. 3. Pécs, 1945.
262. VADÁSZ E.: Magyarország földtana. — 1954.
263. VADÁSZ E.: Elemző földtan. — Budapest, 1955.
264. VADÁSZ E.: Magyarország földtani nagyszerkezeti vázlata. — Magy. Tud. Akad. Műsz. Oszt. Közl.
265. VANDERWILT, J. W.—KING, R. M.: Geology of the Climax ore body. — Mining and Metall. 1946. Vol. 27. No. 474.
266. VENDEL M.: Sopron környékének geológiája. — Erdész Kísérli. Sopron, 1930.
267. VENDEL, M.: Studien aus der jungen Karpatischen Metallprovinz (József n. Műsz. és Gazd. Egyet. Bánya- és Kohómérnöki Oszt. Közl. 1944—47. XVI. köt.).
268. VENDEL, M.: Zusammenhänge zwischen Gesteinsprovinzen und Metallprovinzen I. — Mitteilungen d. Berg. u. Hüttenm. Abt. a. d. Univ. für techn. und wirtsch. Wiss. Bd. XVIII. 1948—1949.
269. VENDL A.: Jelentés a Velencei-hegységben végzett részletes földtani vizsgálatokról. — M. Áll. Földt. Int. Évi Jel. 1911.
270. VENDL A.: A Velencei-hegység geológiai és petrográfiai viszonyai. — M. Áll. Földt. Int. Évk. XXII. 1914.
271. VENDL A.: A Somlyó és Szárhegy geológiája és egykori hévforrásai. — Hidr. Közl. 1924—26. IV—VI. köt.
272. VENDL, M.: Über die geologischen Verhältnisse der Umgebung von Nézsza. — Bány. és Kohómérnöki Oszt. Közl. 1937.
273. VENDL, M.: Die Geologie der Umgebung von Sopron. — A m. kir. Bányamérn. és Erdómérn. Főisk. bány. és koh. oszt. közl. 1929.
274. VENDL M.: Újabb adatok a Velencei-hegység közeteinek ismeretéhez. — Ann. Mus. Nat. Hung. 1923.
275. VERNADSKIJ, W. J.: Geochemie in ausgewählten Kapiteln. — Leipzig, 1930.
276. VLASZOV, K. A.: Teksturno-parageneticeszkaja klasszifikacija granitnüh pegmatitov. — Izvesztija Akademii. Nauk. Sz. Sz. R. szer. geol. No. 2. Moszkva, 1952.
277. VLASZOV, K. A.: Genezisz redkometalnüh granitnüh pegmatitov. — Izvesztija Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. szer. geol. 1955. 5. n.
278. VOLFSZON, F. J.: Strukturü endogennüh rudnüh mesztorozsdenij. — Osznovnüle problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah. Moszkva, 1953.
279. WEGMANN, E.: L'analyse structurale en géologie. — Paris, 1951.
280. WEID, F.: Le gisement de molybdenite d'Azegour et la région de Guedmioua. — Genève, 1941.
281. WILLIAMS, J. S.—DUNCAN, H.: Fluorspar Deposit in Western Kentucky. — Geol. Survey Bull. 1012. A, B. 1954.
282. WINKLER, B.: A Székesfehérvár—Velencei-hegység földtani alkotásai. — Földt. Közl. 1871. I. k. p. 16.
283. WINKLER, B.: Über den Bau d. östlichen Südalpen. — Mitt. d. Geol. Ges. Wien. XVI. Bd. 1923.
284. WINCHELL, A. N.: Elements of optical mineralogy, 1949.
285. WOLDRICH, J.: Geologické a tektonické studie v karpatech sev. o. Dobšiné. — Rozpravy Čes. Akad. Tř. II. Roč. XXI. Praha, 1912.
286. ZAVARICKIJ, A. N.: Vvedenie v petrohemiiju izverzsennüh gornüh porod. — Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. Moszkva, 1950.
287. ZAVARICKIJ, A. N.: O pegmatitah kak obratzovaniyah promezsutocsnüh mezdsu izverzsennümi gornümi porodami i rudnümi zsilami. — Osznovnüle problemü v ucenii o magmatogennüh rudnüh mesztorozsdenijah, Moszkva, 1953.
288. ZAVARICKIJ, A. N.: Izverzsennüle gornüle porodü. — Akad. Nauk. Sz. Sz. Sz. R. Moszkva, 1955.
289. ZOUBEK, V.: Poznámky o kristalliniku záp. Karpat. — Věstník St. Geol. Úst. ČSR 1936.
290. ZOUBEK, V.: O injekčním a kontaktním metamorfism. — Sbor. S. G. U. Praha, 1927.
291. ZSIVNY V.: Cerussit a Velencei-hegységből. — Földt. Közl. LXXXIII. köt. 4—6. f.

BESZÁMOLÓ A KANDIDÁTUSI ÉRTEKEZÉS NYILVÁNOS VITÁJÁRÓL

Az értekezés nyilvános vitáját 1957. február 21.-én tartotta meg a *Tudományos Minősítő Bizottság*. Az értekezés opponensei FÖLDVÁRI ALADÁR és HORUSITZKY FERENC, a föld- és ásványtani tudományok doktorai voltak.

FÖLDVÁRI ALADÁR opponensi véleményével elismerte, hogy a szerző a Velencei-hegység komplex megkutatására biztosítható minden eszköz és lehetőség maradéktalan kihasználásával a területre vonatkozó földtani ismereteinket teljesen újraformálta és igen lényeges problémák tisztázását érte el. Az értekezés, amelynek főbb állításait szerző 49 tézisben foglalta össze, roppant nagy anyagot ölel fel, amelynek minden részét a vita nem érintheti.

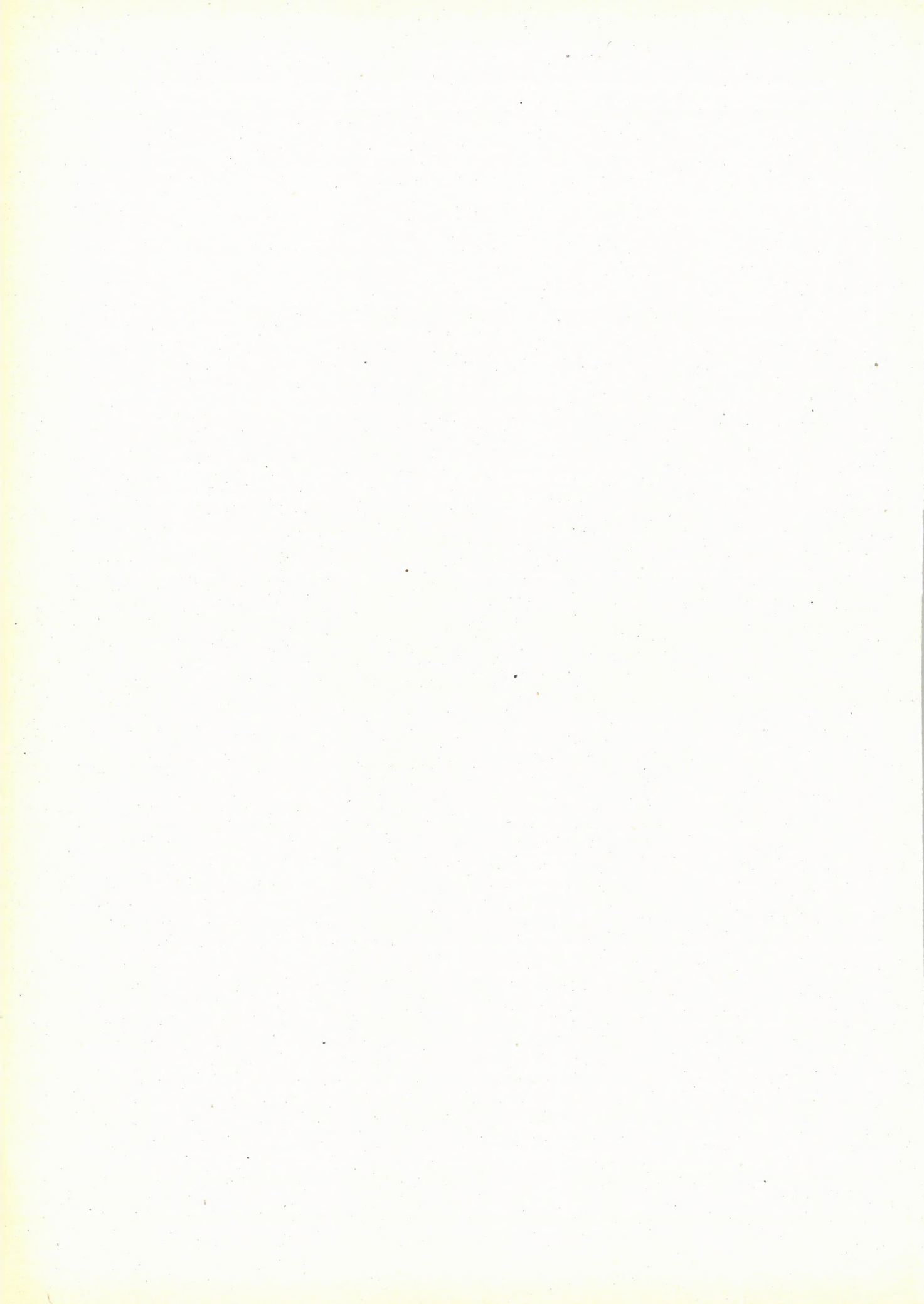
Elfogadja szerzőnek a magmás fejlődésről az orosz nyelvű irodalom adatainak felhasználásával rajzolt képet. Élesen szembe helyezkedett azonban a greizenesedés szónak eredeti, az ónérc pneumatolízis jellegzetes közetelbontásán kívül, egyéb közetátalakulások megjelölésére való használatával. Különösen kiemelte a bányaföldtani rész alaposságát és részletes geokémiai és kőzetkémiai feldolgozását.

HORUSITZKY FERENC különösen részletesen foglalkozott szerzőnek a Balatonfelvidék és a szepes — gömői paleozóoi vonulatra vonatkozó rétegtani és nagyszerkezeti megállapításaival. Ellenvetéseivel szemben JANTSKY BÉLA álláspontját a disszertáció benyújtása óta, 1956 őszén tett szlovákiai tanulmányútján szerzett adatok alapján megvédte. A velencei gránitpluton tektonikai jellemzése részletesebb mikrotektonikai vizsgálatokat igényel az eddigi kutatások kiegészítéseképpen. A hiányosságok nem érintik a magmás folyamatsor, különösen a hidrotermális jelenségek átértékelését és a gránitmagmatizmus nagyszerkezeti keretének megadását, ami az értekezés legfőbb értékét képviseli.

Az értekezés vitájában SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR, MAURITZ BÉLA, SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT, SZTRÓKAY KÁLMÁN vett részt. A vitában a velencei gránitmagmatizmus képződési és lepusztulási mélységének, az utómagmás fejlődés körülményeinek és a megszilárdulás geomechanikai jellemzőinek kérdései hangsúlyozódtak ki, lemérve az értekezés szerepét e kérdések tisztázásában s a figyelmet további megoldandó eladatokra irányítva. Az értekezést, amely a Bizottság véleménye szerint „mennyiségben és minőségben meghaladja a kandidátus-kiválmak mértékét”, a *Tudományos Minősítő Bizottság* föld- és ásványtani tudományok kandidátusa fokozat odaítélésére elfogadta.

Budapest, 1957 április hó.

Szerkesztő Bizottság



GÉOLOGIE DE LA MONTAGNE DE VELENCE*

Par B. JANTSKY

I. INTRODUCTION

Dans cette monographie on traite de la structure et de l'évolution géologiques de la Montagne de Velence, partie intégrante de la chaîne paléozoïque de la Montagne Centrale de la Hongrie qui s'y étend du bord du N du Lac Balaton, continuant au NE vers Budapest, recouverte par les sédiments récents des bassins.

Les limites de la montagne sont tectoniques: de l'W, près de Székesfehérvár, c'est le fossé de Mór, au N le Bassin de Zámoly, à l'E l'affaissement de Vâl, au S la fracture entre les lacs de Velence et Balaton. Le long de ces lignes tectoniques, le soubassement paléozoïque s'est affaissé de plusieurs centaines de mètres.

En ce qui suit, on ne restera pas dans ces limites étroites, mais on examinera les formations en question dans les cadres de l'unité macrostructurale paléozoïque à laquelle elles appartiennent. Par ça, le territoire examiné s'étend du NE du Balaton jusqu'à la chaîne des Gémérides.

Nous allons exposer les résultats des recherches exécutées entre 1949 et 1955, où concouraient, entre-temps, plusieurs de nos collègues. La bibliographie des ouvrages concernant cette montagne est très riche. C'est la monographie par A. VENDL qui est très important du point de vue de l'élaboration du territoire, car ce travail contient la première carte géologique détaillée et une synthèse minéralogique et pétrographique moderne. Cet auteur a le mérite d'avoir examiné en détail les roches de l'enveloppe de schiste de contact, du magmatisme granitique, du vulcanisme andésitique, et de les avoir encadré dans une unité génétique. Auparavant, c'étaient KOVÁCS-JOKÉLY, WINKLER, INKEY, LÓCZY sén., puis après la parution de la monographie indiquée, B. MAURITZ, G. TELEKI, et enfin après la guerre, A. FÖLDVÁRI qui s'occupèrent de ce territoire. L'activité d'A. FÖLDVÁRI s'est avérée très utile, surtout en ce qui concerne la prospection de fluorite, de molybdénite et de minerais d'uranium. En même temps que l'auteur, J. KISS, J. ERDÉLYI et V. ZSIVNY se sont occupés des problèmes de détail.

II. LA COUVERTURE PALÉOZOÏQUE DU GRANIT

Les affleurements des parties subsistantes de l'enveloppe de schiste originelle, recouvrant le granit de la Montagne de Velence, sont relativement assez étendus. Par leurs caractères pétrographiques et structuraux, ces schistes appartiennent à la chaîne de phyllite paléozoïque de Balaton—Velence. Voici les roches de la chaîne de phyllite: phyllite à lydite, phyllite calcaireuse, par endroit porphyre quartzifère et ses pyroclastiques laminés, puis diabase et tuf diabasique, schiste quartzitique, grès métamorphique et calcaire cristallin.

Le porphyre quartzifère n'est pas identique au porphyre quartzifère violacé permien inférieur de la Montagne de Mecsek, celui-ci étant représenté parmi les constituants permanents même du conglomérat permien de la montagne du bord septentrional du Balaton. Le porphyre quartzifère de cette montagne-ci alternant avec des horizons tufeux, est une roche à structure plissée, schisteuse, de même que la phyllite, à pâte gris clair. Le porphyre quartzifère permien inférieur de la Montagne de Mecsek à son tour ne fut pas soumis au métamorphisme et il diffère même dans sa composition pétrographique primaire de celui-là. La phyllite à lydite ainsi que les roches éruptives y pétries témoignent également d'un métamorphisme régional. Le calcaire cristallin de Szabadbattyán appartient similairement à cette chaîne de phyllite, chevauchant, d'après les données de l'exploitation minière, sur un complexe non-métamorphosé de schiste argileux, grès et calcaire noir, décrit sur la base des fossiles comme viséen par A. FÖLDVÁRI. Ce complexe affleure à Urhida, par conséquent nous l'appellerons série de Urhida, dans ce qui suit.

Les roches originelles de la couverture du granit de la Montagne de Velence sont identiques

* Thèse présentée pour obtenir le grade de candidat ès sciences géologiques et minéralogiques, soutenue à la discussion publique du Comité de Qualification Scientifique le 23. février 1957.

aux membres de la série de phyllite de la montagne du bord du N de Balaton. Il s'ensuit qu'elles en forment la continuation et toutes ces formations appartiennent à la même unité génétique et structurale. Le métamorphisme de contact a donc atteint les membres de la série de phyllite métamorphosée déjà avant la formation du granit, ce qui a été indiqué même par E. VADÁSZ.

Pareil effet de métamorphisme de contact superposé au métamorphisme régional, est indiqué par I. KAMENICKÝ et L. KAMENICKÝ, dans le cas de la chaîne de phyllite des Gémérides, mais là l'effet du contact immédiat fut plus fort qu'il n'était chez nous.

1. Position géologique de l'enveloppe de schiste

La montagne est entourée par l'enveloppe de schiste du NW, de l'E et du N, tandis qu'au S on n'en connaît que des lambeaux, dans les vignes de Paskom. Cette distribution asymétrique des schistes a été mise en rapport avec la position inclinée du granit.

Nous avons constaté que les roches plutoniennes granitiques de Velence sont délimitées, de l'E comme de l'W, par un complexe de schiste et phyllite, transformé par métamorphisme de contact. Cette constatation est prouvée à l'W, par le forage de 1200 m de Székesfehérvár et à l'E par le puits du mont Templomhegy. Au N de Sukoró, au flanc du S du mont Meleghegy, on a réussi de tracer un affleurement de schiste de contact en position tectonique, sur un territoire de 50 à 100 m de diamètre. Les lambeaux de celui-là recouvrent le sol des vignes, sur un territoire plus étendu. Cette localité est située dans la partie centrale de la montagne, à l'aile du S, elle est en position symétrique en direction transversale. Par là, il est bien probable que les membres de la série de phyllite existaient même au côté du S de la montagne, sous le lac. Quand-même il n'y a pas de doute que la distribution indiquée de l'enveloppe est la conséquence de la position asymétrique de la masse granitique ce qu'on peut ramener à des causes tectoniques.

2. Caractères structuraux de l'enveloppe de schiste

Quant à sa position, l'enveloppe de schiste de contact recouvre généralement partout le granit. Mais, par endroit, par suite des empilements ultérieurs, l'inclinaison du schiste change pour ainsi dire par mètres.

Le complexe de phyllite de contact, semblablement à celui de la montagne du bord septentrional du Balaton, n'est voûté que doucement. Jusqu'à présent on n'a pas réussi d'y observer de plissement. Même les plissements ptygmatisques observés, près du moulin de Szűzvár, au flanc du S du mont Gécsihegy et dans le forage profond de Székesfehérvár ne sont pas généralement répandus. A l'aile du N, la stratification oblique du schiste de contact de la carrière de Szűzvár est due à l'alternance des matières psammitique et pélitique. Cela est bien observable microscopiquement et macroscopiquement. La schistosité dynamométamorphique du porphyre quartzifère pétrie dans le schiste du mont Antóniahegy a une inclinaison de $335/50^\circ$, sa direction correspond donc à l'axe du granit plutonien.

Par rapport au faible plissement — qui doit être considéré comme structure paléozoïque primaire — c'est la structure fracturée, ultérieure, qui prévaut. Cela concerne surtout la zone du contact du granit et du schiste. Les prospections minières de Pátka et Velence ont démontré que l'enveloppe de schiste est traversée de failles serrées, principalement parallèles et normales à la direction des grandes failles-limites. Il faut donc distinguer les fractures qui sont en connexion avec le magmatisme granitique des failles ultérieures et de celles liées au vulcanisme andésitique éocène et postérieures.

Celles qui sont en connexion avec le magmatisme granitique varisque, sont caractérisées par un remplissage filonien quartzifère dans le granit même, dans la phyllite (mont Vargahegy), ou dans le schiste de contact (mont Vaskapuhegy). On y classe également les mouvements qui ont produit la brèche de faille le long du contact de granit-schiste du mont Meleghegy. Ces fractures sont parallèles ou normales aux directions des filons de porphyre granitique. Les fractures et les failles postérieures coupent généralement celles-là.

Si l'on compare la structure de l'enveloppe de schiste du granit à la série de phyllite de la montagne du bord du N du Balaton, on peut constater que la schistification et le plissement y sont arrivés à un degré plus faible que dans celle-ci. Cela est dû au métamorphisme de contact. La moindre schistification n'a pas atteint une mesure uniforme, ce qui indique qu'il y a des secteurs et des zones soumis à des pressions et métamorphoses très différentes, déplacés de leurs connexions originelles par la voie des mouvements ultérieurs.

3. Pétrographie de l'enveloppe de schiste

Du point de vue pétrographique, on peut distinguer les roches touchées par le métamorphisme régional, par le métamorphisme de contact, ou par tous les deux, et celles qui ont subi, ultérieurement, une altération pneumatolytique ou hydrothermale.

Ce sont toutes les roches du forage profond de Székesfehérvár, les phyllites des monts Vargahegy et Templomhegy de Pátka, qui portent les caractères de métamorphisme régional. Voici les types originels des roches de contact: les schistes noduleux des monts Kőrakáshegy, Vaskapuhegy et Antóniahegy, le schiste en gerbes des monts Antóniahegy et Vargahegy, et le schiste de contact lyditifère à stratification oblique de la vallée Kányásvölgy et de la carrière de Szűzvár. Entre le mont Gécsihegy et le mont Vargahegy de Pátka on trouve partout les fragments des roches à andalousite.

Les roches à biotite et muscovite indiquent le voisinage des effets de pneumatolyse du contact, par conséquent on ne les trouve que dans le voisinage du granit autométamorphique.

Les roches métamorphiques de l'enveloppe du granit étaient bien altérées par l'activité des minéralisateurs succédant à la consolidation du granit. Parmi les altérations de l'enveloppe de schiste, on connaît surtout la tourmalinisation, la séricitisation accompagnée de la pyritisation, et la kaolinisation. Faute d'ouvertures, on ne peut pas observer d'autres types de minéralisation ou altération dans l'enveloppe de schiste.

Ce n'était qu'à Szabadbattyán qu'on a commencé l'exploitation minière de la minéralisation métagénétique à galène du calcaire cristallin qui y représente l'enveloppe du granit.

a) *Coupe pétrographique du forage profond de Székesfehérvár.* Ce forage situé au territoire intérieur de la ville de Székesfehérvár, près de la piscine municipale a été fait par une installation à battage, en 1936, pour l'eau thermale.

De 165 m au fond, c'est-à-dire à 1228,2 m on a traversé le socle cristallin. L. JUGOVICS en a élaboré le secteur commençant par 195 m (84). Une partie considérable des échantillons de ce forage a été perdue pendant la guerre mondiale. Mais même en cet état incomplet, on y trouve des données très importantes à la connaissance du socle cristallin de la Montagne Centrale.

Les 41 m près de la surface consistent en sables éoliens et alluviaux, et de 41 à 165 m on trouve l'argile sableuse pannonicque, et plus bas le détritit superficiel d'abrasion.

A partir de 165 m, jusqu'à 541,8 m on y observe un complexe de phyllite chloriteuse, séricitique, grise et brun rougeâtre, à éclat soyeux, traversée de veines de quartz et calcite. Dans ce complexe bien puissant, les bandes chloriteuses gris verdâtre alternent avec les bandes limonitiques rouge brunâtre. Parmi elles, on observe les intercalations minces du grès schisteux feldspathique séricitique.

Les grains de plagioclase du grès feldspathique métamorphosé correspondent à 70% ab et 30% an, il provient donc d'un éruptif d'acidité moyenne. Dans les veines quartzzeuses minces qui le traversent, on trouve d'autres minerais sulfidiques. Il faut mentionner à part, entre 274 à 285,9 m, la brèche quartzzeuse séricitique métamorphique, qui est kaolinisée, pyritisée et quartzifiée. Dans celle-ci, les grains de quartz primaires sont entourés par une couronne radiée secondaire de quartz-séricite, produite par la réaction chimique ultérieure entre le quartz et les roches encaissantes. Il faut relever la tourmaline accessoire, dans le grès métamorphosé à 295,3 m, qui peut être pourtant un constituant primaire du grès. De l'épidote à grains très menus se trouve aussi dans la phyllite chloritisée, en produit d'altération.

De 472,3 à 476,3 m, on a traversé une lydite graphitique, chloriteuse, qui est aussi fréquente dans la montagne du bord septentrional du Balaton. Dans cette série, on observe par endroit une pyritisation vive, ailleurs l'enrichissement de rutile et zircon. Le degré du métamorphisme est caractérisé par la présence de la biotite. La ségrégation du leucoxène est également très fréquente. A 521,5 m on a traversé du schiste à andalousite. Cette mince intercalation consiste en andalousite presque pure qui n'est traversée que par de rares veines de calcite.

De 541,8 à 553,8 m, le forage a traversé du détritit de diabase fortement chloritisée et altérée à texture ophitique caractéristique. Ces constituants primaires sont: le plagioclase (andésine), l'augite, l'amphibole et l'ilménite. La calcite-dolomie, la chlorite, et plus rarement l'albite et le quartz sont secondaires. Au milieu de la coupe traversée la roche est plus fraîche, tandis qu'aux bords elle est très altérée. Le long des veines quartzzeuses minces qui traversent la roche, l'altération est très forte, accompagnée d'albitisation.

De 553,8 à 657,6 m, c'est-à-dire à travers de plus de 100 m, les échantillons de forage manquent. De là jusqu'à 945 m, les échantillons bien défectueux, indiquent la continuation de l'alternance de la phyllite chloriteuse avec le grès. Dans le grès, on trouve même du feldspath accessoire, avec un enrichissement considérable de rutile et zircon.

De 945 à 1008 m, il suit le schiste à andalousite et le schiste noduleux. Le schiste à andalousite consiste presque entièrement en andalousite colonnaire éventailée. Ici, le métamorphisme de contact devait être fort ce qui rend probable le voisinage du granit. Le leucoxène et la chlorite sont les produits d'une altération postérieure.

De 1008 à 1094,8 m, on trouve de nouveau la phyllite et le grès métamorphique, traversé de veines quartzifères à calcite.

De 1094,00 m au fond, c'est-à-dire à 1228,2 m, il suit, d'une manière uniforme, un complexe de grauwaque très altéré, imprégné de grains de minéral, avec beaucoup de chlorite et carbonate. La pâte de la roche consiste en détritit de quartz et feldspath, avec séricite et chlorite et moins de biotite, rutile, zircon et tourmaline.

Il résulte donc de cette coupe-là que dans les horizons supérieurs ce sont la phyllite et le grès métamorphique feldspathique, au milieu la diabase et le schiste à andalousite, le plus bas le grauwaque qui sont les roches dominantes.

De même que les roches précédentes, le grauwacke indique une altération, une quartzification fortes. Au milieu des veines quartzieuses minces on trouve un remplissage cohérent à minéral qui consiste en pyrite et, sur la base de l'analyse spectroscopique, des traces de minéraux de Pb.

Dans la coupe de forage, nous n'avons pas trouvé de vestige de la migmatitisation, feldspathisation, c'est-à-dire d'unités cristallines indiquant un métamorphisme de haut degré. Ces phénomènes indiquent que le magma granitique actif doit être situé plus loin.

b) *La roche du bord du NW* de l'enveloppe de schiste consiste également en grès métamorphique et schiste quartzitifère séricitique, mais à l'effet de la pneumatolyse granitique, elle a subi une tourmalinisation, et plus tard, le long des filons quartzifères, des altérations hydrothermales. La biotitisation et les fréquentes imprégnations de rutile qui sont observables près du contact avec le granit, peuvent être considérées comme effets de contact plus intense. Dans le voisinage du granit, le degré de l'altération hydrothermale du schiste de contact augmente.

c) *La roche du mont Vargahegy de Pátka* consiste en phyllite séricitique, schiste quartzitifère séricitique et grès métamorphique séricitique, et par endroits, en lydite graphitique traversée de veines quartzifères. Dans toutes ces roches, on peut observer le commencement de la biotitisation. De là, sous l'effet de contact du granit, se produisit, dans certaines bandes un schiste séricitique à andalousite.

La phyllite séricitique se trouve dans l'affleurement le plus septentrional; c'est une roche gris clair, à feuilles minces, à éclat soyeux, parsemé, par endroit, des nids de couleur rouille. Du point de vue pétrographique, la phyllite est complètement identique au complexe de phyllite de la montagne du bord septentrional du Balaton. L'inclinaison de la roche ouverte dans les tranchées est de $220/50^\circ$, $180/65^\circ$, inconstante.

d) Dans les deux grandes carrières qui ouvrent l'enveloppe de schiste cohérente de *Moulin de Szűzvár — Vallée Kányásvölgy*, on voit un complexe empilé, sans aucune inclinaison définie. L'enveloppe est traversée, dans le voisinage, de veines de porphyre granitique et de quartz. La roche primaire, c'est le schiste à stratification oblique où les couches sableuses alternent avec celles argileuses. Naturellement, les couches argileuses sont altérées en séricite. Outre cette roche, on y trouve les suivantes: phyllite à séricite, schiste quartzitifère à andalousite, schiste à andalousite et sillimanite, grès métamorphique à muscovite et biotite, schiste quartzitifère à lydite et séricite et enfin schiste noduleux. Ces types de roche alternent les uns avec les autres. La lydite traversée de beaucoup de veines quartzieuses, contenant une microfaune méconnaissable, appartient sans doute au complexe à phyllite paléozoïque, de même que le schiste à séricite et biotite, le schiste quartzitifère à muscovite, ou le grès. Au contraire, le schiste à stratification oblique produit d'une matière psammitique et pélitique, peut être relié à la série carbonifère de Urhida, comme membre soumis au métamorphisme de contact. C'est par la suite de l'empilement qu'il fut élevé au niveau du complexe paléozoïque inférieur qui devait subir également le métamorphisme régional, puis le métamorphisme de contact.

A ce territoire, on ne trouve pas de veines de quartz à tourmaline. Cependant la tourmaline est présent par endroit, irrégulièrement, en constituant originel du schiste de contact. Outre la tourmaline on peut constater la présence des accessoires suivants: rutile, zircon et biotite. La biotite est, là aussi, un produit du métamorphisme ultérieur et elle indique, pour ainsi dire, le degré du métamorphisme de contact. En ce qui concerne la variabilité des roches métamorphiques, la présence ou l'absence du schiste à andalousite ou du schiste noduleux, puis la répartition irrégulière de la tourmalinisation et de la biotitisation initiales, on peut les expliquer comme produits des effets successifs.

e) *Au mont Vaskapuhegy* on observe le schiste noduleux à andalousite et le schiste quartzitifère à lydite et séricite, à une inclinaison de $30/40^\circ$. Le schiste à tourmaline manque totalement et il n'y a aucune trace d'altération hydrothermale.

f) *Au mont Antóniahegy*, on trouve plus d'un type de roches métamorphiques. Autour du petit affleurement du granit près du Csirkeház, gît le schiste noduleux, sans aucun effet de contact considérable. Le complexe schisteux ne paraît pas recouvrir le granit affleurant, mais, avec une inclinaison de $5/20^\circ$, celui du mont Meleghegy lointain. Aux rochers bien préparés, on observe les vestiges du plissement ptygmétique. L'inclinaison de l'axe *b* est de $200/60^\circ$. Voici les roches de ce territoire: schiste quartzitifère, quartzite séricitique, schiste noduleux, schiste en gerbes, schiste quartzitifère séricitique à andalousite, grès feldspathique métamorphosé à séricite, grès séricitique métamorphosé à andalousite. Ce complexe est traversé d'un tissu de veines quartzifères à noeuds, constituants pré-métamorphiques du complexe. Au mont Antóniahegy, on peut observer une zone, large de quelque 120 m, de rochers à tourmaline,

traversés de veines de quartz à tourmaline; cette zone s'étend vers le flanc du N du mont Meleghegy. C'est ici que la tourmalinisation est la plus forte dans toute la montagne.

Dans les roches du mont Antóniahegy, la proportion de séricite/andalousite est bien observable. La teneur en andalousite diminue au fur et à mesure que celle de la séricite accroît et viceversa. Les inclinaisons du schiste sont de 40/45°, 20/50°, 30/45°.

Au flanc du SE du mont Antóniahegy, on trouve un affleurement de porphyroïde qui se relève même morphologiquement. Dans la roche schisteuse gris foncé, on voit à l'œil nu les porphyroblastes du feldspath et du quartz. L'inclinaison de son plan de schistosité est de 335/50°. L'affleurement est coupé par une fissure, large de 20 cm, de 130/55°, remplie d'agglomérat andésitique. En outre, on y voit une injection d'andésite noire, large de 10 cm, qui est identique à la roche de l'affleurement andésitique du côté du S du mont Meleghegy, qui a traversé, là aussi, le schiste de contact.

Les feldspaths du porphyroïde sont orthoclase et oligoclase, leurs fragments étant entourés par le quartz. L'orthoclase est souvent séricitisée. Le porphyroïde contient beaucoup de biotite prête à empilement et lamination, produisant ainsi la schistification de la roche. L'effet du métamorphisme de contact ne produisit pas de nouveaux minéraux, sauf les quartz qui y apparaît partie en fragments, partie en matière cimentante. Par suite du dynamométamorphisme, on peut observer l'extinction ondulée des fragments de quartz. Parmi les constituants accessoires, l'apatite et le zircon se présentent là aussi. C'est probablement à l'effet de contact avec l'andésite qu'on doit la grande quantité des ségrégations de minerai (leucoxène) qui produisent la couleur gris foncé de la roche.

L'analyse chimique indique une roche plus basique que le porphyre quartzifère typique.

Au flanc du S du mont Antóniahegy, on trouve ça et là des éboulis de granit quartzifié et d'andésite à alunite, dans la zone de brèche tectonique, ce qui indique une activité hydrothermale post-volcanique intense à ce territoire. Dans la brèche de faille quartzifiée, on ne reconnaît plus le caractère originel du métamorphisme de contact, à cause de la quartzification. C'est un caractère de quartzite séricitique, à grains de minerai lixivié, dans le quartz hydrothermal à grains menus.

g) On connaît au mont Gécsihegy deux taches indépendantes du secteur du SE de l'enveloppe de schiste de contact. Au territoire du S, on trouve surtout le schiste de contact à tourmaline, au N le schiste de contact à muscovite et biotite. C'est d'autant plus apparent parce que le granit gisant au-dessous de cette partie-là ne contient point de tourmaline, tandis qu'au bord du N de celle-ci il y a une zone de granit et d'aplite à tourmaline. Aux deux territoires, le métamorphisme de contact a atteint des roches de caractères différents.

Les roches du territoire du S sont fortement altérées par la quartzification pneumatolytique et hydrothermale. Par conséquent, ce sont seulement le schiste à muscovite et biotite, le grès à muscovite et biotite métamorphosé, et le schiste quartzitifère séricitique que l'on y reconnaît d'une manière sûre. L'inclinaison générale de la roche est de 75/40°, mais c'est souvent troublée par des failles et des zones émiettées. À côté de la schistosité générale, on y trouve une foliation moins parfaite, dont la direction est de 355/70°. Cette foliation imparfaite s'est développée le long de bons plans de clivage, accompagnés d'une muscovitisation.

La présence de la biotite peut-être est-elle due à l'effet de contact du granit voisin, qui s'est prouvé très fort dans le schiste ouvert par la taille de 60° de la descenderie Retezi. La roche traversée de lithoclastes à incrustation pyriteuse ou par endroit molybdéniteuse, contient des intercalations foncées, tachetées et rayées. Les parties foncées sont riches en biotite, ce qui est indiqué pétrochimiquement par l'enrichissement de Mg. Le schiste noduleux manque totalement à cet endroit. Il est remplacé par un type de schiste séricitique qui contient les contours des minéraux séricitisés, à grains gros. Les coupes carrées des prismes de ces minéraux d'autrefois indiquent que cette roche devait être originellement un schiste à andalousite.

Le schiste à andalousite ne se présente que dans la taille à 60° de la descenderie Retezi, mais il est fort séricitisé. L'inclinaison du complexe à schiste de contact est de 70/45°, il est en contact avec le granit le long d'une fracture immense.

La couverture de schiste du N consiste également en schiste séricitique à biotite et muscovite, traversé de veines aplitiques, où l'on trouve de l'andalousite développée en grands cristaux. On trouve même du schiste noduleux à graphite, en quantité subordonnée.

La présence du schiste vert à phlogopite pléochroïque au sommet du mont Gécsi, est en connexion avec l'autométamorphisme du granit voisin. Au pied du NE du mont, on trouve un schiste à grains menus, traversé de veines aplitiques; certaines parties de celui-là montrent une stratification oblique.

D'après nos observations, avant le métamorphisme de contact, la roche pouvait consister en phyllite et grès métamorphosé.

h) *Au flanc du SW du mont Templomhegy*, l'agglomérat andésitique gît sur un complexe empilé de phyllite et schiste quartzifère séricitique, où l'on trouve le détritid de phyllite, quartzite, quartz filonien, granit et andésite. Dans le complexe de phyllite empilée, on trouve de la phyllite à épidote et sillimanite, et du grès séricitique métamorphosé, à grains fins, traversé de veines de quartz.

i) *A l'E de Nadap*, sur la petite colline à côté de la route nationale de Nadap—Velence, on trouve sur le granit quartzifié des lambeaux de schiste traversé de bandes d'épidote et séricite.

j) *Au N de Sukoró*, un complexe de schiste, traversé de veines de quartz à tourmaline, à inclinaison de 30/40° et 35/50° gît au flanc du S du mont Meleghegy, et il est coupé par l'andésite noire. Dans le complexe à phyllite on trouve la quartzite à lydite et biotite, la phyllite et le schiste quartzifère à lydite, le grès quartzifié à lydite métamorphosée, et le schiste noduleux graphitique. Le complexe de schiste est en contact avec le granit par une brèche tectonique, large de 4 à 5 m. Cela indique une dislocation considérable, et peut-être un écaillage, ce qui a prédisposé le terrain pour la formation des canaux favorables à l'éruption de l'andésite. Il faut encore relever un fait caractéristique, notamment bien que le complexe de schiste soit traversé de veines de quartz à tourmaline, aucun effet pneumatolytique n'est pas démontrable au granit.

k) Il faut accentuer la présence, de la diabase appartenant au complexe de schiste de contact, *au mont Gécsihegy*, aux secteurs du S et NE de celui-là. Parallèlement à l'autométamorphisme du granit du mont Gécsi, elle n'a gardé son caractère originel diabasique qu'au secteur du S. Au NE, on la trouve uralitisée ou même hydrothermalement altérée.

La roche originelle a un caractère gabbroïdal, à grains gros, très semblable à celle décrite par H. FLUGEL et V. MAURIN (49), de la zone de phyllite des Alpes Orientales, près d'Arzberg. On connaît de la diabase semblable reliée organiquement à la série de phyllite de Spis—Gemer, considérée comme membre stratigraphique supérieur du complexe de phyllite à porphyroïde.

Il est bien probable que la roche qui peut se nommer diabase gabbroïdale à grains gros s'est développée dans la partie centrale du filon, la diabase typique, à grains menus, s'étant formée aux bords.

Voici les constituants primaires de la «diabase gabbroïdale» à grains gros: augite, plagioclase basique, ilménite et apatite, ceux secondaires étant uralite, épidote, chlorite et séricite. Sa structure est ophitique. Notamment les lattes de feldspath qui correspondent au labrador sont automorphes par rapport aux constituants colorés qui se trouvent parmi eux. L'analyse chimique de la roche indique une diabase typique.

La position originelle de la diabase est ouverte par une cave à vin et par la taille de la mine Retezi. On peut constater qu'elle appartient originellement au complexe de schiste de contact et elle a subi des déplacements tectoniques et des altérations ultérieures, ensemble avec celui-ci dans des phases diverses.

Les éboulis de magnétite-hématite trouvés au mont Vargahegy, décrits par M. PÁLFY, doivent être considérés comme membres de la série de phyllite. Peut-être sont-ils des produits pneumatolytiques dans les calcaires intercalés lenticulairement dans la phyllite. Le détritid ramassé provient probablement d'un territoire actuellement recouvert.

* * *

En résumé, on peut constater que malgré la variabilité pétrographique, il s'agit d'une formation géologique commune. C'est la lydite qu'on peut considérer comme caractéristique, se trouvant partout, à partir du mont Vargahegy, de même que la phyllite, le grès métamorphosé et le schiste quartzifère. L'andalousite, la sillimanite, la biotite, la muscovite, l'épidote, la chlorite, la séricite se produisaient au cours de divers processus de métamorphose de contact et d'altérations pneumatolytique et hydrothermale, ainsi elles sont les produits de plusieurs, phases successives de métamorphisme.

Le schiste à andalousite et biotite indique le plus haut degré du métamorphisme de contact. Ce métamorphisme de contact relativement faible s'accorde bien avec la position structurale actuelle de l'enveloppe de schiste, en tant qu'il n'y a nulle part de contact magmatique originel avec le granit. Les processus post-volcaniques ont provoqué la tourmalinisation, la muscovitisation, la séricitisation et la quartzification.

Nous pouvons donc considérer l'enveloppe de schiste de la Montagne de Velence comme membre du complexe de phyllite de la montagne du bord du N du Balaton, du point de vue structurale et pétrographique. La série carbonifère de schiste argileux, grès et calcaire de Urhida n'affleurent nulle part dans la montagne, à l'exception de la localité de Szűzvár. On ne trouve non plus le complexe à grauwacke traversé dans la partie la plus basse du forage profond de Székesfehérvár; le granit se trouvait déjà originellement dans un horizon plus élevé de ce complexe.

Quant à l'âge des membres sédimentaires de l'enveloppe de schiste du granit, faute de faune, nous n'en avons aucune donnée précise. On peut mettre en corrélation notre série de phyllite avec celles de la Montagne de Spis-Gemer et du bassin de Graz.

Quelques auteurs tchécoslovaques (86, 87, 88) distinguent, dans le complexe géméride de phyllite une série de phyllite cambro-silurienne avec porphyroïde et une série de phyllite devono-carbonifère inférieure avec diabase, dans le mur de Carbonifère fossilifère non métamorphique.

Pareille distinction stratigraphique nette n'est pas possible chez nous. La subdivision stratigraphique précise est impossible à cause des lacunes des échantillons. Il n'est prouvé que ce que le grauwacke gît au fond, et au-dessus il suit un complexe à phyllite et grès métamorphisé, alternant avec des bancs de diabase effusive et de tuf diabasique (à Litér). Il n'y a pas de preuves sûres que le complexe à porphyre quartzeux et porphyroïde du mont Antóniahegy corresponde au mur du complexe diabasique du mont Gécsihegy, d'autant moins que, dans la montagne du bord du N du Balaton, on ne peut encore tracer la limite stratigraphique entre la phyllite à porphyre quartzifère et la phyllite à tuf diabasique. On ne peut induire à l'indépendance des deux séries que par le fait que la diabase se trouve à l'aile du S, tandis que le porphyre quartzeux à l'aile du N de la Montagne de Velence. La subdivision stratigraphique plus précise et le levé détaillé du territoire sera la tâche des années suivantes.

La diabase a un caractère effusif, même chez nous, par conséquent on doit supposer qu'elle ait pénétré le complexe antérieur au métamorphisme régional, c'est-à-dire à la phyllitisation des sédiments originels. A la carte 1 au 25 000^e, ci-inclus, on ne peut pas délimiter les divers types de schiste, faute d'ouvertures uniformes et à cause des transitions.

III. LA PHASE PRINCIPALE DE LA CRISTALLISATION DU MAGMA GRANITIQUE

Sur la base de nos connaissances comparatives, on peut mettre l'intrusion du granit dans le Carbonifère supérieur, c'est-à-dire dans la phase sudétienne du plissement varisque, le schiste carbonifère, viséen, de la série de Urhida étant déjà quartzifié par suite des processus post-magmatiques, du granit.

E. VADÁSZ (262) s'appuyant à des points de vue différents, met également l'intrusion du granit dans la phase orogénique sudéto-asturienne. Le métamorphisme régional des sédiments cambro-siluriens doit être lié à la phase orogénique bretonienne, précédente.

Dans l'évolution magmatique du granit, on ne connaît pas les produits de la précristallisation. Cela est dû probablement au fait que c'est seulement la coupole centrale du granit, c'est-à-dire le dernier et le plus acide produit de la différenciation qui atteint la surface de la montagne. On ne peut donc suivre l'évolution magmatique du granit qu'à partir de la cristallisation principale.

La forme actuelle de la masse granitique est semblable à un triangle dont une arête s'oriente vers le SW. Au NE, le long de la ligne de Velence—Nadap—Lovasberény il est en contact avec l'enveloppe de schiste de contact. On peut induire à la forme primaire du granit plutonien en tenant compte de la tectonique granitique et de la direction des fentes primaires qui sont remplies de porphyre granitique et d'aplite. Les directions de celles-là indiquent la formation d'un corps granitique primaire, situé dans la direction de NE—SW, en forme ovale.

Les éléments microtectoniques, l'orientation des grains du granit à texture porphyrique, l'arrangement des inclusions aux bords, indiquent tous une masse granitique, allongée dans la même direction.

Aux bords du NW et SE du pluton granitique, se sont développées des zones empilées, écaillées, ou affaissées en gradins. Cependant ceux-ci sont des éléments structuraux secondaires qui sont observables à tout le territoire de la montagne.

Dans sa position actuelle, le pluton granitique ne peut pas être considéré comme tout à fait autochtone. A tous les endroits ouverts, le granit est en contact tectonique avec l'enveloppe

de schiste. En général, l'effet du contact n'atteint pas l'effet que l'on pourrait attendre au contact immédiate du granit.

L'intrusion du granit survint donc dans une phase tardive de la pétrogenèse, où l'effet fort du contact était exclu, ou bien l'enveloppe de schiste actuelle s'est écaillée au cours des mouvements orogéniques alpo-carpatiques.

La formation des faisceaux de fentes de plusieurs km de longueur, larges, remplies de filons de porphyre granitique, est un trait structural important.

L'arrangement textural parallèle du granit n'est observable qu'à un seul endroit, dans la petite carrière près de la ferme Sági. C'est une structure primaire, qu'on peut ramener à la coulée de magma.

On n'a encore observé, dans le granit de la Montagne de Velence, de dynamométamorphisme, cataclase ou milonitisation, semblables au granit du Mecsek.

Les formations pneumatolytiques sont à peu près parallèles avec l'axe longitudinale de la montagne. Les systèmes des fentes, remplies de filons hydrothermaux, sont également parallèles ou normaux à la direction de la montagne.

1. Caractères pétrographiques du granit

Le granit de Velence représente un type uniforme et c'était seulement par endroit que se formèrent des faciès différents, conformément aux données physico-chimiques de la différenciation magmatique. Les faciès du granit, développés au cours de la cristallisation principale, sont les suivants:

- a) granit typique,
- b) granit porphyrique des zones de bord,
- c) granit filonien à aplites,
- d) granit autométamorphique.

a) La pétrographie du *granit typique* est exposée dans la monographie d'A. VENDL (270). D'après les prospections minières nouvelles, le granit de base présente le même faciès dans les carrières de Órdöghegy, Meleghegy et Pákozd. La galerie du flanc de l'E du Meleghegy, a traversé du granit, en toute sa longueur, bien qu'à la surface on trouve partout des morceaux de quartzite.

Le granit typique de Velence est un granit à orthoclase—oligoclase, à grains gros. L'orthoclase est de couleur rose pâle, clair, l'oligoclase jaune verdâtre pâle. Par endroit, il y a des cavités miarolitiques où l'on voit du quartz et de l'albite xénomorphes.

A la différence du granit du Mecsek, il n'y a pas de microcline dans le granit de Velence, ce que quelques auteurs (1) expliquent récemment par le caractère hypabyssal du granit.

b) Le *granit porphyrique du bord* de la montagne se trouve dans la zone marginale du N. Cette roche est caractérisée par l'orientation, des intercalations de feldspath porphyrique parallèle à la direction de la montagne.

Les feldspaths porphyriques ont souvent une structure zonée. Vers l'intérieur, les zones deviennent de plus en plus basiques. La biotite se présente en nids, amas. Les nids de biotite verte sont souvent entourés de bordures de feldspath rouge, ce qui produit la coloration tachetée de la roche. D'après l'analyse chimique de la roche, c'est le faciès granitique le moins acide de la Montagne de Velence.

La grandeur des intercalations de feldspath porphyrique atteint 3 cm, elles ont, en général, 1,5 cm de diamètre. Le noyau intérieur, plus basique des feldspaths zonés est beaucoup plus séricitisé.

c) Le type du *granit filonien à aplites* est observable dans l'affleurement de la carrière municipale de Székesfehérvár. A la surface, cette formation filoniforme a 135°—315° de direction, 150 m de largeur, 350 m de longueur. Sa direction est différente des filons d'aplite et de granit porphyrique de la montagne. La roche est d'un caractère aplitique, clair, à grains menus. Les phases radioactives déterminées par A. FÖLDVÁRI s'accordent parfaitement avec les zones tourmalinisées.

Cette roche se distingue par sa variabilité extraordinaire. Les zones à tourmaline, sans biotite, alternent pour ainsi dire par mètres avec les variétés du granit à texture biotitique à grains menus et à texture biotitique normale. Sa texture est souvent granophyrique, ses feldspaths sont perthitiques, ce qui indique l'origine autométamorphique. La tourmaline s'est enchevêtrée avec le quartz, d'une manière graphique. Les variétés qui ne contiennent pas de biotite, sont utilisées par l'industrie céramique.

d) Les types du *granit autométamorphique* vont être exposés dans la partie traitant des phénomènes postmagmatiques du présent travail.

2. Inclusions du granit normal

Au sommet du mont Tomposhegy, on trouve des inclusions endogénétiques, riches en biotite. Dans le granit de Velence, les schliers endogénétiques les ségrégations basiques sont rares.

Des inclusions exogénétiques se trouvent près de la ferme Sággy, et au mont Ördöghegy de Sukoró. Ces inclusions menues, noires, schisteuses, à beaucoup de biotite et épidote furent entraînées du socle par le granit.

Le granit de Velence est caractérisé par la faible variabilité, par l'absence du dynamométamorphisme, par la manque de microcline, par le faible développement des éléments structuraux primaires, par la rareté des inclusions endogénétiques et exogénétiques.

IV. LA PHASE DE LA FORMATION DES SCHISOLITHES DE L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE

Cette phase, très vive, de l'évolution du magmatisme de la Montagne de Velence reflète des conditions hypabyssales.

Le magma remplissant les nombreuses fentes, s'est consolidé dans celles épaisses en porphyre granitique, et dans celles peu épaisses en aplitite. La direction des filons longs qui coupent la montagne en essais coïncide généralement avec celle de la montagne. En outre, elle suit le contour superficiel actuel de la masse granitique, ce qui indique le développement symétrique du corps granitique.

Il est très caractéristique que le granit ne se présente nulle part comme magma actif par rapport à l'enveloppe de schiste, bien qu'on puisse observer, dans beaucoup d'ouvertures les intrusions du porphyre granitique et de l'aplitite dans les fentes du complexe schisteux. Cette différence se présente même aux endroits où il n'y a que quelques mètres de distance entre le granit et l'aplitite ou le porphyre granitique.

La plupart des schisolithes se sont développés dans les secteurs de bord de la montagne. Cette délimitation régionale des essais des filons de porphyre granitique indique l'indépendance des unités structurales ou bien la dislocation ultérieure du gisement granitique. Cela est bien représenté à la carte 1 au 25 000^e de la montagne.

a) *Porphyre granitique*. A. VENDL (270) distingue deux types de porphyre granitique. La roche à texture aplitique de la zone des épontes des filons doit être considérée comme un faciès de bord, développé par suite du refroidissement plus rapide. Ce phénomène fut bien observable dans la carrière de Ördöghegy où le filon de porphyre granitique coupé en 30 m d'épaisseur est bordé d'aplitite, par une transition graduelle, à tous les deux côtés.

Dans les ouvertures connues, dans les mines comme à la surface l'inclinaison des filons de porphyre granitique est de 60 à 70° NW. Aux côtés de NW des filons, le granit est pénétré de plans de clivage morcelés, limoniteux, recourbés. La direction dominante des lithoclastes du filon ouvert par les carrières du mont Karácsonyhegy est parallèle à l'inclinaison de NW des parois du filon en toute sa longueur.

Dans la structure et la texture du porphyre granitique non altéré ultérieurement, on ne constate pas d'orientation primaire, ce qui indique que le magma instrusif s'est refroidi sous une pression hydrostatique.

La supposition de G. TELEKI selon laquelle les fissures primaires des filons de porphyre granitique soient produites sous l'effet d'une pression de NW—SE (244) ne semble pas être prouvée. Conformément à la forme du pluton granitique, ce sont des structures primaires dues au refroidissement et à la contraction, qui se sont développées normalement à la direction de la plus grande absorption de chaleur.

Sur la base des investigations effectuées, on peut distinguer trois sortes de porphyre granitique dans la montagne.

Le premier type, c'est le porphyre granitique brun rougeâtre, holocristallin, ou dans les filons plus puissants de texture à grains grossiers, dont les intercalations porphyriques consistent plutôt en quartz dihexaédrique qu'en feldspath (orthoclase, plagioclase). C'est le type le plus général parmi les roches filoniennes de la montagne; on le prouve partout à partir des vignes

de Székesfehérvár jusqu'au mont Meleghegy et aux vignes de Velence. La puissance des filons atteint parfois 150 m, leur longueur étant de plusieurs km.

Le caractère pétrographique des filons est constant, bien qu'il y ait des secteurs moins riches en phénocristaux. Leur description se trouve dans la monographie de A. VENDL (270). Dans la roche des carrières au NW et SE de Sukoró on trouve, rarement des grains de grenat brun rougeâtre.

Le second type, plus acide que celui dont on vient de parler, existe dans la partie de SW de la montagne, mais il est plus rare.

Le troisième type est caractérisé par le manque presque total des phénocristaux de quartz. Dans la pâte felsitique gris verdâtre, les phénocristaux porphyriques consistent surtout en grandes lamelles de biotite et lattes de feldspath. Ce type se trouve, en quantité réduite, dans toute la montagne. A plusieurs endroits, la chloritisation et la calcitisation fortes de la biotite y sont bien caractéristiques. Le porphyre granitique typique ne se présente que dans la proximité de la ferme Világos; on peut le classer dans le même type.

Les relations réciproques des trois types de porphyre granitique ne sont encore claires.

b) *Aplite*. A. VENDL distingue deux sortes d'aplite, dont l'une est subdivisée en deux, l'autre en trois groupes.

Selon nos examens, il n'y a qu'un seul type bien circonscrit d'aplite dans la Montagne de Velence, tandis que les autres sont des produits de divers degré de bérésitisation effectuée sur le même porphyre granitique. Le type originel d'aplite rose c'est une aplice biotitique à grains menus qui forme généralement des filons courts dont l'épaisseur ne surpasse que rarement 1 m. Ces filons sont très fréquents dans la montagne, surtout dans certains secteurs du mont Tomposhegy.

La connexion entre les filons aplitiques et les veines de pegmatite est démontrée au Mont Gécsi. Dans la carrière Retezi et dans les carrières situées au côté du N du sommet du mont ce sont les schliers horizontaux de l'aplite qui pénètrent le granit autométamorphique. La structure de l'aplite est, là, micropegmatitique, granophyrique, par conséquent elle peut être considérée comme une formation autométamorphique, introduisant la métagénèse pneumatolytique.

Quant à leur structure, les filons aplitiques présentent les mêmes problèmes que les filons de porphyre granitique. Leur description détaillée se trouve dans la monographie de A. VENDL (270).

Les recherches récentes ne nous donnèrent de nouvelles données qu'en tant qu'à certains endroits on a trouvé de l'aplite rose à tourmaline.

La connexion étroite entre les filons d'aplite et de porphyre granitique est bien observable non seulement dans le cas des transitions vers les zones de bord, mais dans la transition dans la direction du filon, à l'E de Sukoró.

c) *Kersantite*. En outre des trois localités décrites par A. VENDL (270) et par A. FÖLDVÁRI (51), nous n'avons trouvé qu'un seul filon mince de kersantite, au NW de la ferme Kisfalud. Sa composition est complètement identique à la roche des filons typiques, décrits préalablement.

Comme on voit, la Montagne de Velence est très pauvre en filons basiques.

V. LA PHASE DE LA FORMATION DES PEGMATITES DE L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE

La formation des pegmatites fut très réduite dans la Montagne de Velence. Si l'on met en comparaison l'apparition sporadique des pegmatites avec le rôle dominant des filons d'aplite et de porphyre granitique, on doit constater qu'au domaine des affleurements actuels du corps granitique, la formation d'un système clos de filons et nids riches en volatils fut impossible. Cet horizon fut favorable au développement d'un système ouvert de filons. Tout cela reflète le caractère hypabyssal du granit. Cela explique en même temps que les pegmatites de la montagne ne se sont pas développés en filons, mais sous la forme de petits nids.

Un autre caractéristique des pegmatites, c'est leur pauvresse en minéraux. Les minéraux principaux sont le quartz et le feldspath, la mica n'a apparaît que rarement.

Abstraction faite de quelques petits nids sporadiques des diverses parties de la montagne, il faut mentionner le champ de pegmatite développé dans le secteur central du Mont Gécsi. Le sol des vignes est parsemé de fragments de quartz idiomorphes, qui proviennent de la pegmatite.

La localité de pegmatite la plus complètement développée est au Mont Gécsi, dont le filon de pegmatite a une structure zonée asymétrique. De l'un bord on y observe le granit graphique à grains gros, puis le feldspath grossier avec mica puis le remplissage consistant en quartz cristallin pur. De l'autre côté il suit l'aplite à tourmaline dans laquelle s'étendent les arêtes des grands cristaux de quartz. Le poids de certains cristaux de quartz atteint même 3 kg. Le feldspath s'y enchevêtre de la manière de granit graphique, tout en gardant la forme cristalline du quartz. Dans la zone quartzifère centrale, des cavités remplies de poussière noire indiquent les vestiges de la minéralisation d'autrefois. Les cristaux de la pegmatite sont des quartz β . On peut souvent observer que les cristaux furent brisés et ressoudés.

Le feldspath des pegmatites est perthitique, mirmékitique. Il se présente dans les morceaux de plusieurs kg, sans limites cristallographiques. Sa couleur rouge est due à un tissu extrêmement fin de veines d'hématite.

Aux plans de clivage de la pegmatite, dans le corps des cristaux de quartz (fig. 23.), de même qu'aux fissures de la roche aplitique, il y a une incrustation jaunâtre où l'on peut observer les empreintes des anciens amas radiés d'un minéral. Les empreintes radiées sont très semblables aux amas radiés de la tourmaline ou de l'antimonite, mais aussi aux amas cristallins de la carpholite. Dans les enfoncements des empreintes, J. ERDÉLYI (42) a déterminé de la jarosite, en remplissage secondaire.

A en juger sur la coïncidence du champ de pegmatite du Mont Gécsi avec les roches pneumatolytiques, il est vraisemblable qu'il y ait des formations pegmatitiques ou pneumatolytiques considérables au-dessous de ces affleurements.

VI. LA PHASE PNEUMATOLYTIQUE DE L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE

A. VENDL induit, dans sa monographie (270), à de forts processus pneumatolytiques, en connexion avec la présence de la fluorite. Au cours de nos recherches, nous avons constaté que la subdivision de faciès introduite par KUREK (119) et NAKOVNIK (149) dans leurs ouvrages synthétiques, peut être employée à notre territoire. D'après cette classification, à côté des altérations à topaze, à fluorite il faut accepter celle à tourmaline et à tourmaline et minerai, à côté du faciès à zinnwaldite, il existe une altération à muscovite, qui peuvent être accompagnées d'une minéralisation semblable à la greisenisation classique. Ce processus consiste en phénomènes d'évolution graduelle à partir de la phase la pegmatitique, à travers les altérations plus en plus intenses de la roche-mère, jusqu'à la formation des minéraux à minerai pneumatolytiques. On observe donc un développement échelonné du filon à minerai jusqu'à la roche non altérée.

On classe parmi les formations pneumatolytiques, autométamorphiques de la Montagne de Velence :

- a) la tourmalinisation de l'enveloppe de schiste,
- b) la tourmalinisation du granit, du porphyre granitique et de l'aplite,
- c) l'albitisation, la fluoritisation et la muscovitisation du granit,
- d) l'épidotisation du granit,
- e) la quartzification à molybdénite dans le granit, dans l'aplite et dans le schiste de contact.

a) *La tourmalinisation de l'enveloppe de schiste.* A. VENDL (270) a déjà reconnu la tourmalinisation du schiste de contact, mais les conditions d'autrefois des ouvertures n'offrirent aucune possibilité de l'étude détaillée de ce phénomène.

Au cours de nos recherches, nous avons constaté que les canaux originels de la tourmalinisation sont toujours les veines quartzifères à tourmaline dont les agents boriques, infiltrés dans le schiste de contact feuilleté, ont provoqué la tourmalinisation de celui-ci.

L'enveloppe de schiste tourmalinisée entoure complètement le granit. La roche noire ressemble beaucoup à la lydite et il est facile de les confondre entre elles. A la carte géologique, on voit clairement l'arrangement des zones tourmalinisées.

Le plus haut degré de la tourmalinisation est à trouver au côté de l'E du Mont Antónia, près du sommet. Le schiste de contact fut tellement imprégné de tourmaline que la roche s'est transformée en rocher à tourmaline, contenant des aiguilles de tourmaline de 2 à 3 cm. Dans ce secteur, la zone tourmalinisée est large de quelque 120 m. En outre de la tourmaline, on y trouve la muscovite et le rutile, de même qu'un minéral contenant du fer qui a produit la limonite. Le rocher à tourmaline est traversé de veines quartzifères blanches, à nids de tour-

maline, de 5 à 10 cm de largeur. A la limite entre le quartz et le schiste, un bord de muscovite s'est formé.

Au mont Gécsi, les veines quartzifères à tourmaline traversent l'enveloppe de schiste obliquement à la schistosité, avec une inclinaison de 70°. Ces veines quartzifères contiennent, à côté de la tourmaline, des grains de rutile et grenat.

La formation des filons quartzifères à tourmaline s'est déroulée en plusieurs phases, ce qui est prouvé par le ciment quartzeux avec tourmaline ultérieur des intersections des filons et des brèches de quartz à tourmaline. La tourmalinisation est accompagnée d'un plissement pygmétique.

Dans la dernière phase de la tourmalinisation, la roche est pénétrée de veines quartzifères presque pures. Les processus hydrothermaux postérieurs ont altéré la roche tourmalinisée. Au cours de la tourmalinisation de l'enveloppe de schiste de contact, c'est la tourmaline noire (schörl) qui est formée. C'était seulement près du moulin supérieur de Csala qu'on a réussi de trouver une géode où des aiguilles minces de quelques cm saillirent vers l'intérieur, de la géode.

La pneumatolyse à tourmaline doit être considérée comme un phénomène de contact. Selon la division des faciès de NAKOVNIK (149), on la classe au second groupe. Le rapport entre la pneumatolyse à tourmaline et la minéralisation à molybdénite n'est encore clair. Sur la base des données disponibles, les veines de quartz à tourmaline ne sont pas en connexion avec la formation des veines de quartz à molybdénite.

Dans la carrière Retezi, aucune trace de tourmaline n'est observable dans le granit qui est en contact tectonique avec le schiste de contact à tourmaline. En même temps, l'aplite pénétrant le granit, contient de la tourmaline. Au contraire, au contact immédiat du filon de granit-aplite à tourmaline qui se prolonge au sommet du mont Gécsi, l'enveloppe de schiste de contact contient de la muscovite, mais elle est libre de tourmaline.

L'andalousite et la sillimanite manquent dans le schiste tourmalinisé, à tout le territoire de la montagne. Le schiste noduleux disparaît également et la roche passe à un schiste foncé, à tourmaline, à muscovite-séricite.

b) Granit et apélite à tourmaline. Le granit à tourmaline est connu au mont Gécsi, l'apélite à plusieurs endroits du territoire. La zone de granit à tourmaline du mont Gécsi coïncide en gros avec l'étendu du champ à pegmatite. La texture de l'apélite à tourmaline est partout granophyrique, la tourmaline se présente souvent en enchevêtrement graphique avec le quartz. Elle forme des nids dans le granit, ou s'est cristallisée en amas à grains gros. L'apélite est parfois traversée de veines de tourmaline, d'où elle s'infiltre dans la roche.

La tourmalinisation est accompagnée d'autres phénomènes de l'autométamorphisme, notamment de muscovitisation, perthitisation, albitisation, chloritisation etc. La couleur de la tourmaline est noire, ou sous le microscope bleue d'encre, brune, brun jaunâtre.

Le granit n'est traversé nulle part de veines quartzifères à tourmaline.

c) Le granit fluoritisé est à trouver à l'E de Sukoró, surtout au mont Gécsi. Ce sont des nids ou veines menus, de quelques mm, toujours en connexion avec d'autres minéraux pneumatolytiques. Les processus accessoires sont la perthitisation, l'albitisation, la muscovitisation et la molybdénitisation. On n'a trouvé qu'un seul grain menu de topaze.

La fluorite est violette, à contours irréguliers, entourant toujours le feldspath en train d'altération. La molybdénite se trouve également en petits amas ou nids, ensemble avec la fluorite.

La perthitisation se présente surtout en bandes parallèles. L'albitisation est caractérisée par le type semblable à l'échiquier, ou elle apparaît aux bords des grains des feldspath, en remplissage des interstices.

Au cours de la muscovitisation la place des feldspaths sera occupé par la mica d'abord en écailles fines semblables à la séricite, puis elles se réunissent en lamelles plus grandes. Entre-temps, c'est le quartz secondaire qui remplit irrégulièrement les interstices des constituants subsistés.

Dans les environs du champ de pegmatite du Mont Gécsihegy, l'apélite contient sporadiquement de la phlogopite. Par l'analyse chimique, on a démontré 0,02% de SiO₂ dans cette apélite.

Au fur et à mesure que les processus décrits plus haut devenaient plus complets, la quartzification s'intensifiait pour produire, enfin, une quartzite où ce ne sont que les anciens grains de quartz qui rappellent la roche intrusive originelle. Par l'altération des grains de pyrite des cavités se sont développées, avec un peu de reste de limonite.

Au même territoire, l'hématitisation du granit est également un phénomène accessoire.

L'hématite s'infiltré en zigzags dans les grains de feldspath qu'elle imprègne d'une manière arachnoïdienne.

d) *Granit à épidote*. Nous avons constaté la présence du granit à épidote à plusieurs endroits de la montagne, marqués à la carte. Cette formation est le mieux développée dans la partie du SW du plateau granitique de mont Meleghegy où des amas cristallins radiés jaunes, vert clair ou foncé se sont formés dans les petites cavités miarolitiques, par endroit fréquentes. Autour de ceux-là, on trouve toujours une couronne de feldspath, devenue rouge, où les grains de feldspath semblent être plus grands que dans la roche normale. La formation des nids à épidote et de la couronne de feldspath rouge est sans doute un processus secondaire qu'on peut ramener à une époque où les agents produisant l'épidote pouvaient encore faciliter la croissance des grains de feldspath. Les feldspaths du granit à épidote ont une structure zonée, ce qui indique que le magma est devenu plus en plus acide. Cette roche représente un faciès à grains moins gros du granit typique de Velence, gris et, par endroit porphyrique. En outre de l'épidote, on y trouve de la zoisite accessoire, à côté de la séricitisation du feldspath. Au mont Gécsi, on trouve sporadiquement de petites écailles de chlorite dans le feldspath altéré.

e) *Quartzification à molybdénite* dans le granit, dans l'aplite et dans le schiste de contact. C'était F. SCHAFARZIK (191) qui a trouvé, en 1912, un petit nid de molybdénite, dans le paroi de granit de la cour de la carrière inférieure d'andésite de Nadap. A. FÖLDVÁRI a exécuté des recherches afin de démontrer le Mo diffus (51). Puis, c'était en 1952 que nos recherches obtinrent un résultat concret, notamment on a trouvé un nid de molybdénite de 3 cm dans une veine quartzifère puissante de 5 cm, au 45^e m de la descenderie de la carrière Retezi. Depuis, on l'a trouvé à d'autres points de mont Gécsi, dans les carrières et dans les petits puits près de la surface. De menus grains de molybdénite, en petits nids isolés, furent observables dans la partie de l'W de la montagne, et même dans l'andésite altérée de la carrière de Szabadbattyán. A. FÖLDVÁRI a démontré la présence du molybdène en élément sporadique, dans l'andésite, en proximité du granit.

La descenderie établie pour prospecter la minéralisation de haute température du mont Gécsi a traversé, en toute sa longueur, de minces veines de quartz à molybdénite plus ou moins fréquentes et de petits nids de pegmatite à molybdénite. Dans la pegmatite, la molybdénite s'intercale entre les feldspaths ou bien coupe des grains de quartz. Ce fait prouve que la formation de la molybdénite commença déjà dans la phase pegmatitique. Puis se formèrent les minces (de 1 mm à 5 cm) veines de quartz bleuâtre, stériles en feldspath, où la molybdénite s'est cristallisé aux bords. C'est donc le manque de feldspath dans les veines qui distingue notre gisement de celui de la Climax Mine. En outre de la molybdénite, les veines de quartz contiennent sporadiquement de la pyrite et, très rarement, de la chalcopyrite; dans le granit on observe même des veines siliceuses gris foncé, à côté des veines de quartz bleuâtres à molybdénite. Dans celles-ci c'était surtout la pyrite qui se produisit, avec peu de sphalérite et galénite. Il y a une transition graduelle entre les deux types. C'est-à-dire après la phase culminante de la formation de molybdénite, la pyrite devenait de plus en plus prépondérante, puis le processus se termina par la formation des veines siliceuses pyriteuses hydrothermales. Entretemps les conditions structurales du granit changèrent et au lieu de la direction dominante de 60 à 70° des veines de quartz à molybdène, les veines siliceuses traversaient le granit sans aucune direction déterminée.

En outre du granit, les veines de quartz à molybdénite sont observables dans l'aplite aussi. Dans le schiste de contact, on trouve de petits nids ou des imprégnations sporadiques aux lithoclasses obliques à la schistosité. Par contre, les veines de quartz intercalées le long de la schistosité, ne contiennent pas de molybdénite, au territoire examiné jusqu'à présent.

A en juger sur les indices, les veines de quartz à molybdénite de la Montagne de Velence ne sont pas les produits accessoires de l'altération du granit, mais leur formation est due à un processus intermédiaire entre la greisenisation et la quartzification hydrothermale, dont le développement classique est observable dans la Climax Mine. C'est pourquoi il n'est pas en connexion étroite avec la tourmaline ni avec la fluoritisation, mais seulement avec le quartz et la pyrite remplissant les veines. Quant à sa structure, il est plutôt lié à des filons, fractures qu'à des dômes.

La molybdénite des ouvertures effectuées est écaillée, à lamelles arquées. On n'a pas trouvé d'individus réguliers, cristallographiquement limités. Il semble que la quantité de la molybdénite des veines de quartz augmente vers la profondeur, en même temps que les écailles deviennent plus petites et foncées. Par rapport à la pyrite, la molybdénite est toujours automorphe.

VII. PHASE HYDROTHERMALE DE L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE

Les auteurs antérieurs exposent une activité postmagmatique, liée au granit et une activité hydrothermale liée aux phénomènes de solfatare andésitique, celle-là dans le secteur du SW, celle-ci dans le secteur de NE de la Montagne.

Contrairement à nos constatations antérieures, les dernières recherches ont prouvé l'indépendance de ces deux activités-là, qu'on verra plus bas.

Le phase hydrothermale du magmatisme granitique s'est développé de la phase pneumatolytique par une évolution non interrompue et graduelle et durait jusqu'à la phase finale à baryte. Par cela, on peut distinguer les processus hydrothermaux qui suivent.

a) *Altération hypo-mésothermale des roches granitoïdes.* La pyritisation et la quartzification observables dans la zone de contact du NE de la Montagne, se sont développées de la quartzification à molybdénite. La quartzification est accompagnée de séricitisation et kaolinisation; la kaolinisation forte, accompagnée de pyritisation est également très répandue. La pyrite de celle-ci fut examinée par L. TOKOBY (253) qui a induit, de la forme de la pyrite, à une activité hydrothermale de haute température, différente de la pyritisation post-andésitique.

Cependant, au Mont Gécsi, des phases de basse température se déroulaient au cours des processus hydrothermaux, partie le long des nouveaux systèmes de fentes, partie le long des fentes anciennes, en complétant celles-ci. Ainsi, en outre des veines et filons pyriteux purs, se sont développées de minces veines à galénite, sphalérite et tétraédrite et des imprégnations sporadiques de minerai le long des fissures. Au cours de ce processus, la biotite du granit s'est totalement désagrégée.

Le degré du changement des effets thermaux et du caractère des processus au cours des altérations est indiqué par la formation de muscovite-séricite-kaolin. L'altération caractéristique de la roche encaissante au degré pneumatolytique est la muscovitisation, au degré hypo-mésothermal la séricitisation et au degré épithermal la kaolinisation. En outre, la quartzification pneumatolytique est caractérisée par des veines et filons cristallins, tandis que les phases postérieures par ceux pyriteux noir grisâtre. Les processus épithermaux conduisirent à la formation des filons quartzifères rubanés.

Sur la base de la conception que nous venons d'exposer une partie de la quartzification et la minéralisation le long du contact de schiste du mont Meleg peuvent être considérées comme appartenantes à cette activité hydrothermale. La roche est traversée de tout un tissu de veines capillaires pyriteuses, le long desquelles la biotite devient chloritisée-muscovitisée, la feldspath devenant séricitisée et kaolinisée. Dans une veine siliceuse noire, épaisse de 20 cm, on trouve la molybdénite, à côté de la pyrite. La quartzification se développe graduellement. D'abord, se forment de canaux minces entre les individus à grains gros du granit; ces canaux sont remplis de quartz à grains menus. Les canaux deviennent de plus en plus nombreux et larges, tandis que les amas à grains gros du granit flottent, sous la forme des îles de plus en plus réduites, dans ce quartz secondaire à grains menus. Dans le cas d'une altération plus avancée, les amas se défont en individus cristallins qui se désagrègent à leur tour, enfin ce sont seulement les inclusions quartzieuses originelles du granit qui subsistent. En outre ce sont des minéraux à minerai qui flottent dans la pâte quartzieuse à grains menus, signalés à la surface par la limonite. Il s'agit donc, ici, du transport des composants existants et d'un apport considérable de SiO_2 .

Parmi les minéraux de minerai, ce sont des ions de Sb, Cu et As qui se présentent à côté de la pyrite. Cependant, cette phase a subi l'effet de l'activité post-volcanique, par conséquent on ne peut encore distinguer les effets des deux processus.

La zone de bord du mont Meleg est très quartzifiée, non seulement au côté du granit, mais aussi au côté du schiste de contact où la brèche tectonique est quartzifiée et pyritisée.

Dans la zone de quartzification de haute température du mont Meleg, l'enrichissement des substances radioactives est très considérable.

b) *Bérésitisation des roches granitoïdes.* La phase suivante, encore à haute température, des effets post-magmatiques, c'est l'altération hydrothermale, ou bérésitisation du granit et des filons porphyre granitique et aplite.

Pour déterminer l'altération de ces roches-là, nous employons la terminologie introduit par G. ROSE, en 1842, concernant l'altération accompagnée de séricitisation du porphyre granitique et de l'aplite des environs de Beresovsk, dans l'Oural. Récemment, les processus minéro-pétrologiques et pétrochimiques de ce phénomène furent analysés dans les ouvrages de N. I. BORODAYEVSKI et M. R. BORODAYEVSKAYA (21).

Sur la base des analogies des environs de Beresovsk, même en tenant compte de l'évolution

magmatique de la montagne entière, il faut classer à cette phase du développement hydrothermal l'altération hydrothermale régionale agissant sur le granit puis le porphyre granitique, l'aplite de la Montagne, qui a produit du granit sans biotite, des roches filoniens porphyriques, blanches ou blanc verdâtre. Quant à leur faciès et structure intérieure, ces filons furent d'abord des filons de porphyre granitique à bord aplitique dont les constituants colorés et les feldspaths se décomposaient à l'effet des agents hydrothermaux, et ils se transformèrent en roches de séricite et quartz à textures variées.

La température initiale est également indiquée par le fait que le quartz même est résorbé au cours du processus et il disparaît totalement dans certains faciès de cette roche. Ici, il s'agit donc d'une résorption hydrothermale qui s'accomplit principalement dans la phase initiale, à la plus haute température, du cycle.

Dans la Montagne de Velence, le processus de la bérésitisation est complètement développé par endroit, ailleurs on n'en observe que la phase initiale. Par endroit les filons passant à travers la zone de bérésitisation exposent suivant leur direction une transition graduelle, par conséquent on peut y suivre tous les détails de ce processus, depuis la phase initiale jusqu'à son développement complet. On peut également observer la bérésitisation de certains filons, à partir du secteur central, intact, jusqu'à la roche complètement altérée, du contact avec le granit. La transition graduelle est donc bien reconnaissable et suivant la direction des filons, et transversale. On la connaît non seulement dans les affleurements, mais aussi dans plusieurs ouvertures minières.

La bérésitisation est la plus complète là où la quartzification accompagnant la minéralisation fut la plus forte. Par conséquent, quant à la montagne, ce processus doit être considéré comme une phase initiale hydrothermale, antérieure à la formation de filons de minerai, mobilisant les constituants solubles dans l'eau du granit et du porphyre granitique. C'est le secteur du SW de la montagne qui est le plus complètement bérésité.

Les filons bérésités traversent la montagne en essaims, mais il est bien caractéristique qu'on trouve dans tels essaims quelques filons non altérés, ou viceversa on observe dans les essaims non altérés quelques filons complètement altérés. Ce phénomène peut être expliqué par l'existence de quelques canaux ouverts ou déjà bloqués dans la phase hydrothermale.

La direction et les changements de directions déterminés et uniformes des essaims de filons bérésités reflètent les grands mouvements ultérieurs de la montagne. L'existence des filons de quartz, traversant le filon de porphyre granitique bérésité, prouve que la formation des filons du quartz hydrothermal fut séparée par une lacune de temps.

La bérésitisation du granit est moins intensé que celle du porphyre granitique. Le processus est d'abord indiqué par la disparition de la biotite, puis par le changement de la texture du granit. Macroscopiquement il est observable par l'arrondissement des phénocristaux de quartz.

Ce processus est déjà décrit dans le massif d'Eibenstock—Nydek, par TEUSCHER (249) qui appelle le quartz de ce genre quartz semblable à des gouttes (tropfenähnliches Quarz). Selon TEUSCHER, ce soit un caractéristique textural primaire. Dans cette montagne, son origine est tout à fait clair. Il ne se présente que là où la biotite disparaît du granit, c'est-à-dire où s'est accomplie une bérésitisation de phase initiale.

En général, les filons de porphyre granitique furent bérésités dans toute leur longueur, il n'y en a que quelques exceptions.

L'altération des filons n'est pas uniforme, ce qui s'exprime même dans leur structure. Le plus haut degré de la quartzification est accompagné d'une forte fissurité de la roche, et du développement d'une structure fluidale. Dans un des filons de la partie centrale, on observe des formes semblables au plissement, ce qu'on peut expliquer par l'effet d'une pression locale, unilatérale qui s'est manifestée au cours de la bérésitisation.

Il est très vraisemblable que la structure fluidale soit provoquée par une précipitation rythmique de l'acide silicique mobilisé et d'autres substances.

La roche extrêmement fissurée est bien limonitisée à la surface, par suite de l'oxydation de la pyrite qui est toujours présente.

Dans le granit, le processus est également accompagné de fissurité effectuant la disparition de la morphologie granitique caractéristique.

c) *Composition minéralogique des roches bérésités.* Dans la Montagne de Velence, la bérésitisation est principalement une quartzification accompagnée de séricitisation, pyritisation, et dans une certaine mesure, de kaolinisation, cette altération s'accomplissait dans la phase solide, probablement à l'effet des vapeurs chaudes et solutions d'hydrogène sulfuré. Le caractère pétrologique des produits de décomposition et d'altération varie selon la température et l'inten-

sité de celles-là. Pareils phénomènes d'altération d'intensité variable furent reconnues dans la coupe du filon de porphyre granitique bérésitisé, large de 30 m, traversé par la descenderie de Sukoró—Ördöghegy (v. le graphique à la fig. 5. du tableau N°. V.). Cette coupe montre bien que l'intensité de l'altération du filon de porphyre granitique changeait par zones subséquentes. Les degrés d'altération peuvent être déterminés de la manière suivante:

D'abord la biotite brune devient verte, des grains menus d'ilménite se produisent, et la séricitisation des phénocristaux feldspathiques commence.

Le deuxième degré est caractérisé par la chloritisation de la biotite verte, la séricitisation intense du feldspath, la formation d'une bordure quartzreuse, de forme de rideau, autour des grains de feldspath et quartz.

Dans le troisième degré, la chlorite s'altère en muscovite, ce processus étant accompagné d'une ségrégation intense des minéraux à minerai. La séricitisation est très intense. De la pâte se forment des amas et couronnes pseudogranophyriques de quartz et feldspath.

Dans le quatrième degré la muscovitisation de la biotite devient complète, la séricitisation est encore plus intense, les amas et couronnes pseudogranophyriques se transforment en couronnes de quartz-séricite. Entretemps le quartz et les grandes phénocristaux de feldspath viennent fortement résorbés. A cet endroit l'altération n'avance pas plus loin. Cependant, dans la partie du SW de la montagne, on peut reconnaître d'autres degrés suivants de l'altération.

Dans le cinquième degré, la muscovite et le feldspath disparaissent totalement et la roche consiste seulement en quartz et en petites écailles de séricite.

Enfin, le sixième degré, c'est la phase de la quartzification complète qui produit de la quartzite secondaire microlithique chlorite à séricite. Sa structure est fluidale, contenant des restes de sphérocristaux quartzeux.

La pyritisation s'est déroulée dans les deux dernières phases.

Selon le graphique ci-inclus (fig. 37.) dans la coupe traversée, la bérésitisation fut plus intense en 4 zones et moins intense dans 3 zones. L'altération des deux zones de bord et celle des plans de fracture au milieu du filon fut plus forte.

Pareils exemples d'évolution graduelle sont également observables dans la galerie de Nadap et dans la mine de fluorite de Pákozd.

Dans les filons bérésitisés de la zone de bord du SW de la montagne, on peut observer des lattes minces dans les couronnes autour des grains arrondis de quartz et dans le quartz de la pâte sphérolitique produites dans la phase à sphérolites du quartz. La réfraction de ces lattes est plus petite que celle du quartz. Leur épaisseur est plus petite que celle des plaques minces, par conséquent il est impossible de déterminer leur birefringence et leur caractère optique.

Au fur et à mesure de l'avancement de l'altération, la couronne radiée de séricite-quartz entourant ces grains de quartz résorbés consiste en plusieurs croûtes (v. fig. 39.).

Dans les filons à structure fluidale du territoire situé entre Pákozd et Sukoró, la structure secondaire des bérésites a disparu, et on y voit l'alternance des bandes de quartz félsitique à grains menus avec les bandes à sphérolite et séricite. Les restes résorbés des phénocristaux de quartz d'autrefois du porphyre granitique flottent entre les bandes de quartz félsitique, en prouvant l'origine synchronique de celles-ci. En outre du quartz, on ne trouve dans la roche que des fibres de séricite et de la chlorite. Les bordures dentelées des grains de quartz se prolongent les unes dans les autres, et ainsi la microstructure de la roche est très semblable à la structure de plâtre des roches métamorphiques. C'est le développement le plus fort de la bérésitisation dans la montagne.

Dans la pâte à félsite de quartz, séricite, chlorite du porphyre granitique du paroi latéral de la carrière d'andésite de Nadap, flottent des bipyramides dihexagonales de quartz qui atteignent 1 cm. Des fragments de porphyre granitique très bérésitisé se trouvent en inclusions, dans l'andésite fraîche.

La bérésite tectoniquement entraînée de la carrière de calcaire de Polgárdi est particulièrement remarquable. Cette roche est très fissurée. Même selon A. VENDL elle est identique aux soi-disant aplites blanches de la Montagne de Velence. J. Kiss les considère comme des formations subvolcaniques.

La bérésitisation atteint, là aussi, le cinquième degré. Des lattes menues se trouvent dans la couronne de séricite-quartz, formée autour des phénocristaux quartzreuses, flottant dans la pâte de quartz-sphérolite de la roche. Leur réfraction est plus petite que celle de la quartz, leur extinction est oblique. Sur la base des autres constants optiques, ce sont probablement des lattes d'albite. Les amas irréguliers du carbonate représentent au nouveau composant de

cette roche. Dans la plupart des échantillons, même les lattes de feldspath des couronnes sont séricitisées.

Cette roche fut probablement un porphyre granitique, appartenant à la série des phyllites.

Dans la pétrographie récemment parue de ZAVARITZKI (288), l'auteur décrit des roches semblables à celles-là, en les appelant quartz-kératophyre et albitophyre. Dans nos roches, la diminution graduelle de la teneur en Na, les connexions géologiques avec les filons quartzifères, le développement constatable de l'autométamorphisme indiquent clairement que leur formation est liée à des processus secondaires et hydrothermaux.

Il faut quand même remarquer que la phase initiale de l'altération commence à une température très élevée, voisine de celle pneumatolytique, mais dans une phase postérieure à la formation de la tourmaline, et elle se termine par une altération accompagnée d'une faible pyritisation. Dans le cas des filons à texture fluidale, l'altération prend déjà un caractère épithermal.

On ne peut pas observer de transition graduelle entre la bérésitisation et la minéralisation hydrothermale. La bérésitisation du granit suivant les filons de fluorite à traces de minerai se manifeste, par la muscovitisation de la biotite et par la séricitisation et la kaolinisation des feldspaths. Ici, on ne connaît pas d'altération plus intense.

Il y a des différences importantes dues aux diversités de position, gisement, structure, et température, entre les bérésites des environs de Beresovsk et le porphyre granitique bérésité de Velence, ce qui a influencé le développement différent du processus.

Il résulte de tout ce que nous venons d'exposer que la texture granophyrique du porphyre granitique bérésité est secondaire. D'après la nomenclature employée par les divers auteurs, nous l'appelons pseudogranophyrique, pseudoeutectique, pseudographique, pseudosphérolitique, en appelant micropoecilitique la structure imprégnée de lattes d'albite.

d) *Listvénitisation de la diabase.* Les processus pneumatolytiques et hydrothermaux déroulés au mont Gécsi ont fortement altéré et le granit, et les formations reliées, comme le schiste de contact et la diabase. Nous appelons listvénitisation l'altération hydrothermale des roches basiques, d'après la récente terminologie soviétique (16).

On ne peut pas distinguer nettement la métamorphose de contact des filons de diabase du Mont Gécsi, on trouve des fragments ouralitisés, à côté des morceaux de la diabase fraîche, décrite plus haut. Dans les fragments de la roche affleurant au NE, l'augite s'est altérée presque complètement en amphibole vert, et la roche présente les vestiges bien observables de la quartzification. En outre, dans la descenderie Retezi, on connut une roche actinolitique, talqueuse, carbonatée. Nous exposons le processus à plusieurs phases de l'altération en ce qui suit.

Pendant l'ouralitisation, des fentes se forment dans les grains d'augite, le long desquelles se produit l'amphibole vert. Alors, le feldspath reste encore intact, ou peu séricité. Au cours de l'intensification de l'ouralitisation, des individus bien développés d'amphibole vert se forment. La décomposition du feldspath commence déjà dans la même phase et les contours des lattes idiomorphes s'effacent, c'est l'amphibole vert qui se forme à l'intérieur de celles-là. Au versant de NE du mont Gécsi, la roche altérée est traversée de tout un réseau de veines capillaires remplies d'amphibole radié, vert foncé. Les lithoclastes sont souvent incrustées d'une croûte éventailée d'amphibole vert foncé. Le schiste de cette localité, et la diabase y pénétrant, bordent directement le granit et l'aplite à altération pneumatolytique, par conséquent leur altération peut être considérée comme appartenant à ce processus-ci.

Au début du processus, une couronne de biotite se forme autour de l'ilménite, mais dans le cas d'une quartzification intense, elle disparaît ensemble avec l'ilménite.

La plupart des échantillons de cette roche est traversé par des veines de quartz, d'une manière irrégulière. Dans la proximité de ceux-là, il n'y a plus d'augite, elle s'est altérée complètement en amphibole vert. Au fur et à mesure de l'avancement de ce processus, de l'actinolite se forme de l'amphibole vert et du feldspath (fig. 43.). L'actinolite apparaît d'abord surtout le long des interstices minces, puis elle remplace les grains d'amphibole vert et de feldspath. Par conséquent c'est une roche à pâte d'actinolite et quartz, contenant des amas d'amphibole vert et de séricite (les débris des anciens grains de feldspath) qui se forme (fig. 44.).

Il est très caractéristique qu'on ne trouve ni l'albite ni l'épidote parmi les nouveaux minéraux. L'altération pneumatolytique ne fut pas accompagnée de séricitisation. C'était l'actinolite qui fut probablement le minéral, le plus stable, à cette température.

La phase suivante de l'altération de la diabase est observable au but d'une taille de la descenderie Retezi. La diabase ensemble avec le granit et le schiste de contact furent altérés par les solutions hydrothermales, surgissant le long du contact de granit-schiste; cette altération étant accompagnée d'une pyritisation. Le mode de gisement de la diabase est représenté

à la fig. 45. Les phases de l'altération peuvent être représentées sur un graphique suivant à une coupe, sur la base des échantillons pris par 50 cm.

Au contact du schiste avec la diabase, toutes les deux roches sont noires, à grains menus, leur limite n'est pas nette. Vers le granit, la diabase devient de plus en plus pyriteuse et claire, pour se transformer, enfin, en une masse jaunâtre, kaolineuse, quartzreuse, imprégnée de pyrite. Elle est en contact tectonique avec le granit, le long des fractures.

Sur la base de l'examen microscopique des échantillons de la coupe, on peut constater que c'était une diabase déjà ouralitisée, actinolitisée qui devait subir l'effet de la chloritisation, l'albitisation, talquisation, carbonatation intenses. L'altération est la plus forte aux bords du corps de diabase. L'épidote qui s'y présente, prouve l'origine hydrothermale tardive celle-là.

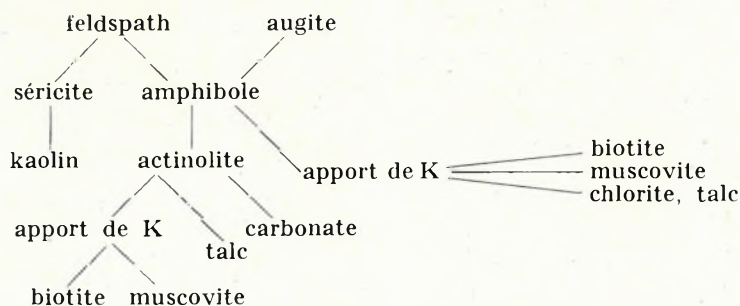
L'allure de la proportion chlorite/biotite est très caractéristique. Dans certains secteurs intermédiaires, on peut encore constater les restes de la biotite originelle, dans les amas de chlorite. Cependant la biotite et l'actinolite se forment simultanément de l'amphibole, et leur formation alternative dépend probablement de la présence ou de l'absence de K.

Dans le cas de la formation de séricite et de talc, le Ca et Mg quittent déjà l'actinolite, sous la forme de composés carbonatés (dolomie). La roche consistant en quartz à grains menus et en feldspath frais, qui se présente dans la diabase, peut être considérée comme une aplitite traversant la diabase. Les nids de chlorite qu'on y voit, sont probablement des phénocristaux assimilés de diabase.

Dans le schiste de contact, la quantité de la biotite augmente par rapport à la proximité de la diabase. Voici la série du métamorphisme de contact: schiste sériciteux, schiste à séricite-muscovite, schiste à séricite-muscovite-biotite, enfin schiste biotiteux à chlorite où ce sont la biotite, le carbonate et la chlorite qui sont prépondérants. La biotite se présente en nids et raies, ce qui donne à la roche une stratification de clair-foncé.

L'altération hydrothermale de la Montagne de Velence s'accorde avec la série de métamorphisme établie par TURNER (255), à l'exception du rôle de la biotite qui peut être influencé par l'apport des ions de K.

En comparant les altérations des trois occurrences de diabase, on peut établir les séries d'altération probables suivantes:



La schistosité de la diabase, qui est observable par endroit, mérite une attention particulière. Là où elle est plus complète, le caractère de la roche devient amphibolitique. La formation de l'amphibole vert à l'intérieur des grands grains de feldspath, se manifeste déjà au cours de l'altération initiale.

Près de la diabase, on ne peut pas observer la tourmalinisation ni la molybdénitisation du schiste de contact.

En comparant les processus d'altération du forage profond de Székesfehérvár et de la diabase du mont Gécsi, on peut constater ce qui suit:

Simultanément avec l'altération régionale du complexe de phyllite de Balaton—Velence, la diabase a subi un dynamométamorphisme faible, semblable à celui du porphyre granitique. Ce dynamométamorphisme est caractérisé par l'ouralitisation et la chloritisation. A l'effet de contact du granit, se passa une métagénèse à Mg, ce qui a ébranlé l'équilibre de pryoxyène-amphibole-feldspath et introduisit la formation d'une roche semblable à l'amphibolite. Au cours de la pneumatolyse, cette roche fut actinolitisée, puis par suite de l'apport de K, elle fut biotitisée et quartzifiée. En conséquence de l'altération hydrothermale, la série se termine par la chloritisation, la carbonatation et la talquisation.

e) *Formation des filons hydrothermaux.* Des produits importants de l'étape hydrothermale de l'évolution du magmatisme granitique, ce sont les filons qui remplissent des fentes ouvertes. Ils traversent la montagne en essaims de diverses directions, qui peuvent être suivis à la surface, en plusieurs centaines de mètres de longueur.

Il n'y a aucune régularité observable dans l'arrangement des filons, il semble quand même qu'ils bordent la masse centrale de la montagne, ce qui est bien visible à la carte No. IV. Au bord du NW de la montagne, on connaît cinq filons qu'on peut suivre à la surface. Ils se dirigent vers le bord du N de la montagne, par conséquent nous considérons les filons des monts Kórákás et Varga de Pátka comme appartenants à cette chaîne.

La chaîne la plus puissante de filon de minerai de la montagne, c'est celle de Üveghegy—Sukoró—Pákoz, qui coupe la montagne au milieu, en quelque 4 km de longueur. Au secteur central de cette chaîne, c'est le filon fluoritifère de Pákoz qui affleure. Au S de celle-là, on trouve la chaîne de Kisfalud—Ósihegy. Des filons isolés sont le filon de Szúzvár et l'essaim de filons de Ördöghegy—Meleghegy près de Sukoró.

Par suite des mouvements ultérieurs, les filons furent morcelés, et faillés à des distances plus ou moins grandes. Les filons manifestent tous des remplissages de fissures ouvertes, leur structure est symétrique; pour la plupart rubanée, cocardée, ou par endroit bréchoïde.

C'était A. VENDL (270) qui mentionna le premier les filons à vestiges de minerai et fluorite de la Montagne de Velence. Mais cet auteur n'attribua aucune importance pratique à la minéralisation.

Les filons quartzifères se présentent à la surface sous la forme d'arêtes aiguës, de chaînes de collines élevées. Excepté le quartz, les minéraux originels de leur remplissage furent lixiviés, tout en y laissant des cavités. C'est donc partout le quartz alvéolaire qui indique à la surface les filons à minerai d'autrefois. De la forme des cavités du quartz alvéolaire, on peut conclure, à l'aide des investigations récentes (14, 123), au remplissage originel de minerai. Chez nous, le processus du développement graduel des alvéoles a été prouvé à trois endroits, par l'exploitation minière.

Les parois des alvéoles ne sont pas les faces des minéraux d'autrefois, mais — comme K. SZTRÓKAY l'a signalé — des locules formés selon les plans de clivage des minéraux à minerai. Quand la désagrégation superficielle commence, la lixiviation des grains de minéral métallique part tout d'abord le long des plans de clivage. L'espace ainsi formé est rempli par une cloison de quartz. C'est pourquoi se produisent les diverses formes alvéolaires, caractéristiques de chaque minéral à minerai; leur formation est en fonction des directions de clivage (fig. 49.). Naturellement, le degré de la lixiviation varie par minéral. Cela dépend également de la morphologie et de la composition chimique. Dans le cas où les filons sont très pyriteux, on ne trouve dans les cavités que de la limonite, jusqu'à 1 ou 2 m profondeur.

Dans les petits puits et fossés de prospection établis aux affleurements des filons de la Montagne de Velence, on trouve dans le quartz alvéolaire des vestiges de minéraux de minerai secondaires.

A en juger sur les formes des alvéoles, nos filons sont tous des filons de minerai à carbonate qui contiennent indubitablement des vestiges de fluorite, même à la surface. De minces veines, lentilles et nids de baryte existent aux secteurs du S et SW du mont Meleghegy et au NW de Pákoz. Celles-là peuvent être considérées comme les produits de la plus basse température du magmatisme granitique. Les filons plus puissants de baryte sont pyriteux, et ils contiennent même des nids de galénite.

La plupart des filons quartzifères sont larges de 3 à 5 m, et à l'exception du mont Varga, ils pénètrent le granit même. On peut espérer de trouver le prolongement des filons quartzifères dans les territoires limitrophes couverts de sédiments du bassin néogène, particulièrement vers le SW, au-dessous de la série sédimentaire pannonicienne dont l'épaisseur ne surpasse pas 200 m.

VIII. RELATIONS STRUCTURALES DE L'ÉVOLUTION MAGMATIQUE

Le mode de gisement et la structure primaire du granit indiquent une intrusion dans une structure anticlinale paléozoïque, ce qui s'exprime par la linéation du granit, observable par endroit, puis par sa mise en place allongée dans l'axe de notre montagne centrale. La mise en place primaire du granit dans le cadre d'une structure anticlinale paléozoïque s'accomplissait probablement en étapes. La masse granitique actuelle de la montagne est le dôme du pluton pénétré entre les couches paléozoïques. Dans la phase à fracturation de l'évolution magmatique, se formèrent des fentes longitudinales, se prolongeant même dans l'enveloppe de schiste, où le magma y pénétré s'est consolidé en porphyre granitique et aplite. Ce sont des directions de contraction et ne furent pas provoquées par une poussée de NE (244).

Quant à la position tectonique, le forage établi en 1955 au bord du Balaton (près de Siófok) est très important: au 157^e m de ce forage, on a trouvé un granit de type de Velence, libre de microcline, traversé de veines de calcite. Par là, la position macrostructurale du pluton granitique de Velence dans l'axe paléozoïque de la Montagne Centrale devint encore plus évidente.

Il en résulte que le granit de Velence est une formation plutonienne qui appartient à l'édifice de la Montagne Centrale. Pour pouvoir l'évaluer en cette qualité, il est très important de noter que son enveloppe de phyllite épimétamorphique a subi en partie un métamorphisme de contact et que des membres indiquant un métamorphisme plus intense, notamment gneiss, micaschiste, l'amphibolite ou bien une migmatite y manquent totalement. A cet égard, le pluton granitique de Velence, s'accorde complètement avec le caractère structural des granits «gémérides» et de leur enveloppe de schiste.

Il est un trait caractéristique structural, que les membres éruptifs du complexe de phyllite exposés au dynamométamorphisme, se sont transformés en porphyroïdes, tandis que le granit ne port aucune empreinte de métamorphisme. A cet égard, il diffère des granits mecsekien et véporides et s'accorde avec les granits gémérides.

Avant l'intrusion du granit et la quartzification régionale, c'est-à-dire antérieurement à la phase hydrothermale du magmatisme granitique, il y avait une phase orogénique de grande envergure. Jusqu'à présent, on en a observé les vestiges à trois endroits, sous la forme de brèche tectonique quartzifiée. Mais auparavant, les processus pneumatolytiques étaient déjà accompagnés d'une dénudation, ce qui est prouvé par des fragments de brèche de rocher de tourmaline, ptygmatiquement plissés, cimentés par quartz et tourmaline.

L'arrangement structural, préalable aux processus hydrothermaux est indiqué par les essais de filon. Dans la formation de ces fentes ouvertes s'exprime une évolution progressive. La direction des filons quartzifères de Suhogó et Ördöghegy aux alentours de la vallée du ruisseau Császárpatak est parallèle à celle des filons de porphyre granitique. Cependant, à partir du secteur central des essais de filon, la direction devient diagonale, puis normale à l'axe de la montagne. Les filons de baryte appartiennent déjà exclusivement à ce type. Dans la phase hydrothermale, se formèrent donc des fentes qui présentent nettement deux directions, l'une normale à l'autre.

D'après les observations faites dans les mines, les dislocations continuaient pendant la formation du remplissage des filons. Concernant le caractère de noyau du granit dans la montagne centrale, les formes structurales secondaires, surtout l'inclinaison de NW des filons de porphyre granitique et les directions des lithoclasses dominantes, sont très importantes. De là, on peut conclure que le noyau paléozoïque de la montagne s'est voûté au SE, ensemble avec les ailes mésozoïques (fig. 50). Cela explique l'absence de l'enveloppe de schiste le long tout le bord du S de la montagne. (Planche N^o. IV.)

Ce tectonisme, postérieur au magmatisme granitique (il est probablement autrichien ou laramien) produisit des nappes mésozoïques à tout le territoire des Carpathes; après cette phase, les sédiments transgressifs éocènes se déposaient d'une manière transgressive sur les formations mésozoïques. C'était alors, que notre chaîne paléozoïque dut occuper sa place structurale dans l'axe de la montagne centrale, qui se dirige vers les granits «gémérides» et découpe la transgression de la mer éocène s'approchant de l'W.

Le volcanisme éocène, très intense dans notre montagne, se développait probablement le long des lignes structurales ainsi formées. Après le volcanisme se déroulèrent, de nouveaux mouvements structuraux importants dans la montagne. Ceux-ci produisirent pour la plupart de grandes fractures et failles, bien qu'on y observe même des écailllements et empilements post-andésitiques.

Il est impossible de déterminer l'âge exact de ces étapes. Même l'andésite hydrothermalement altérée est traversée d'un réseau de fractures dont la formation est en connexion avec les mouvements récents du Bassin Hongrois.

La relation entre de la montagne pré-tertiaire et les sédiments pannoniens de même que l'emplacement des fractures limitant la masse principale de la montagne, méritent notre attention particulière.

C'est seulement au côté de NE de la montagne, au fossé de Vál qu'on peut observer une inclinaison raide, à fracture. Cette fracture se manifeste très nettement par les levés géophysiques. Les autres ne sont pas de rivages d'effondrement ou, plus exactement, l'effondrement n'y survint pas récemment. La chute abrupte des bords de la montagne peut être expliquée par la dénudation intense de la roche friable, hydrothermalement altérée.

Un autre phénomène caractéristique c'est la dislocation très considérable de certaines

grandes mottes de la montagne, qu'on peut conclure du changement de la direction uniforme des essaims de filons de porphyre granitique. Tels sont la motte de Mélyszeg, les mottes du pâturage Zsellérek et du pâturage de Kisfalud. Leurs déplacements représentent des mouvements ultérieurs.

Par suite de ces dislocations énormes, le granit est tellement fracturé et crevassé qu'il est impossible de l'utiliser comme pierre de construction.

La fréquence des lithoclasses est la conséquence de ces conditions-là; si l'on en représente les données sur la carte, on obtient les directions dominantes, caractéristiques de la montagne (planche No IV.). Sur la carte de lithoclasses, les flèches indiquent l'inclinaison des lithoclasses. Nous avons réduit les cercles de rayon de 9 cm du réseau de Lambert de moitié. Le cercle extérieur représente le gisement horizontal, le centre la position de 90° . Au fur et à mesure qu'on s'approche de la verticale les flèches qui représentent l'inclinaison des lithoclasses deviennent de plus en plus courtes.

Dans toutes les roches de la montagne, on peut nettement distinguer le système des lithoclasses de 70 à 80° d'inclinaison, d'une part et les bancs doucement inclinés, marqués par traits hachés, d'autre part.

Dans les systèmes de lithoclasses, le développement symétrique des ailes opposées est très apparent. Au bord du SW de la montagne, il y a une paire de lithoclasses presque opposées s'inclinant vers de 330° et 135° , leur direction étant parallèle à l'axe de la montagne, puis la paire à direction transversale de 285° et 185° et l'inclinaison de 240° , dont l'aile opposée n'est pas développée.

Au sommet du mont Sárhegy et au territoire de réserve des monolithes, les inclinaisons des lithoclasses du granit inaltéré sont $270^\circ-90^\circ$, $315^\circ-120^\circ$, $240^\circ-210^\circ$, coïncidant avec les directions structurales principales de la montagne, qui produisent des blocs semblables à des cubes.

Les inclinaisons des lithoclasses des filons de porphyre granitique s'accordent avec les directions et les inclinaisons des filons.

Les lithoclasses de l'andésite et du granit de Nadap appartiennent partie à des systèmes particuliers, partie elles sont indépendantes et différentes entre elles. L'inclinaison commune est caractérisée par la paire de lithoclasses de $240-76^\circ$.

Les lithoclasses mesurées dans la galerie de kaolin de Nadap (en andésite altérée) indiquent la dominance de l'aile du NE. Par contre, au bord du NE de la montagne, c'est l'aile du S qui est plus dominante.

Les lithoclasses de l'enveloppe de schiste ne sont pas caractéristiques, elles suivent les directions structurales actuelles de la montagne.

Il faut mentionner à part le caractère structural de l'andésite à division sphéroïdale, exploitée dans la petite carrière au sommet du mont Gécsi.

Là, l'andésite pénétra dans le schiste de contact, et ensemble avec celui-ci, elle a subi une kaolinisation au deux bords, une altération hydrothermale. Là où cet effet hydrothermal devient visible dans l'andésite, celle-ci perd sa structure sphéroïdale, tout en laissant développer un système de lithoclasses normales entre elles — avec une direction oblique dominante — qui est interrompu à la limite de l'andésite vers schiste.

On chercherait en vain un système uniforme des lithoclasses dans toute la montagne. Les directions principales des lithoclasses ne sont reconnaissables qu'en composantes dans les diverses parties du territoire. Ces composantes sont les directions structurales de la montagne centrale dont quelques unes deviennent dominantes dans certaines parties de la montagne. La direction la plus fréquente c'est l'inclinaison du NW qui se manifeste très nettement — accompagnée de nombreuses failles — dans chaque carrière.

Il n'y a pas de doute que les paires symétriques de lithoclasses se sont développées obliquement à la direction de la montagne. Ceci doit être en connexion avec le caractère de montagne centrale de notre montagne. Par conséquent, la microtectonique de la montagne s'accorde parfaitement avec son emplacement macrotectonique. Il en résulte que le contact tectonique actuel du granit et du schiste de contact n'est pas probablement un phénomène de tectonique magmatique, mais le résultat des mouvements ou bien d'un écaillage ultérieurs.

IX. VESTIGES DES SÉDIMENTS PERMIENS

Au bord du N de la montagne, à quelque 50 m du coin de la route de Székesfehérvár—Lovasberény et du chemin de Pátka, un rocher de plusieurs quantaux était étendu près du chemin champêtre. La roche de ce rocher c'est le conglomérat rouge permien, identique à celle de la Montagne du bord septentrional du Balaton et des environs de Füle. En outre de ce grand bloc, on a trouvé deux blocs moins grands, le long de la fracture de Zámoly qui se traîne vers le moulin de Szűzvár. Nous les avons transportés dans le jardin de l'Institut Géologique de Hongrie afin de les garder pour l'avenir.

Ces roches reliques intéressantes furent émiettées par les mouvements s'effectuant dans le plan de fracture qui signale le marge du Bassin de Zámoly et du granit de Velence. Puis ils vinrent aux sédiments récents, ce qui prouve qu'au bord du N de la montagne, le Permien gît en profondeur, en continuation du Permien de la Montagne du bord septentrional du Balaton. La roche est un conglomérat ou grès grossier rouge, cimenté par quartz, avec la matière des roches paléozoïques y mêlées dont la grandeur varie du détritiques gréseux menu jusqu'aux morceaux arrondis de la grosseur d'un poing. Son âge est prouvé par le manque total du détritiques des formations mésozoïques et tertiaires. Voici les composants du conglomérat: quartzite blanche, provenant probablement des noeuds quartzueux de la phyllite, phyllite silicifiée, ptygmaticquement plissée, lydite, schiste de contact à tourmaline, aplite porphyrique quartzifiée, aplite altérée à tourmaline. Par comparaison avec le Permien de la Montagne du bord septentrional du Balaton et du Mecsek, on n'y trouve point de détritiques granitique. Alors, le granit était probablement entièrement couvert par l'enveloppe de schiste.

Au cours de l'examen microscopique de ces roches, on a constaté ce qui suit:

La pâte quartzueuse de la phyllite ptygmaticquement plissée et de la phyllite à séricite et muscovite montre une extinction ondulée. La pâte graphitique de la lydite gris foncé, noire, est traversée par un réseau de veines de quartz.

Le schiste de contact à tourmaline gris foncé ou noir, est très semblable à la lydite. La tourmaline disséminée y apparaît, sous la forme de cristaux automorphes ou de fragments. La tourmaline est à retrouver même dans les morceaux de phyllite foncée silicifiée. Sa couleur est bleu verdâtre, brun verdâtre, brun jaunâtre, en accordance avec la tourmaline du schiste à tourmaline du mont Varga voisin.

L'aplite porphyrique est une roche à pâte holocristalline caractéristique, renfermant des phénocristaux de quartz. Sa couleur est rose, bien qu'on n'y trouve pas de feldspath frais, sous le microscope. Les petits grains de feldspath sont complètement séricitisés, on n'y trouve point de biotite. Cette roche ressemble au bord aplitique quartzifié de filons de porphyre granitique qui existent au flanc de l'E du Mont Meleg.

L'aplite altérée est une roche blanche, à muscovite et tourmaline, tout à fait identique à l'aplite à tourmaline du mont Gécsi. Cependant les couleurs pléochroïques de la tourmaline ne sont pas bleu encre-brun, mais brun châtain, et elle se présente presque exclusivement en cristaux fins automorphes. Un gravier d'aplite de 6 × 2 cm est traversé par de veines minces de quartz, semblables au tissu de veines de quartz à molybdénite du mont Gécsi.

La présence du schiste de contact à tourmaline, de l'aplite quartzifiée et de l'aplite transformée à tourmaline est très importante de point de vue chronologique, car elle prouve que l'intrusion du granit de Velence ainsi que les processus post-magmatiques, puis la tourmalinisation et quartzification, se déroulèrent avant le Permien supérieur.

X. VOLCANISME PALÉOGÈNE

Les premiers ouvrages traitant de la Montagne de Velence, mentionnèrent déjà le volcanisme andésitique. Cependant le premier exposé pétrographique et géologique ne se trouve que dans la monographie de A. VENDL (270). Il expose qu'entre Sukoró—Nadap—Velence, c'est-à-dire au bord du NE de la montagne le long des lignes structurales, l'andésite pyroxénique et l'andésite amphibolique firent éruption dans le granit. Selon A. FÖLDVÁRI (51, 52) le volcanisme andésitique ait été plus étendu et de grands territoires se soient complètement altérés par suite de son activité de solfatare. Dans les dernières années, Z. SCHRÉTER et B. MAURITZ (201) ont constaté, lors de l'élaboration du forage de Lovasberény, que là, on a traversé un tuf andésitique, à cristaux intercalé dans les couches éocènes supérieures. Par là, on a déterminés d'une manière exacte l'âge du volcanisme andésitique de la Montagne de Velence.

En outre des gisements d'andésite décrits dans la monographie de A. VENDL, nous avons trouvé les suivants: Au N de Sukoró, un petit tige d'andésite pyroxénique affleure suivant la direction du schiste de contact. La roche est noire, à grains menus, semblable à l'andésite de l'effusion principale de la Montagne Mátra. Pareille andésite a pénétré à travers le porphyre à quartz du mont Antónia et des vignes, au N de Sukoró.

Dans le granit, l'andésite forme pour la plupart des filons de remplissage des fissures plus ou moins étroites. Cela se voit dans la galerie No. 1. de Sukoró, au pâturage de Sukoró et ailleurs. Par contre dans les coupes derrière les maisons du village de Sukoró, près de l'ancienne route de Balaton, on peut observer les vestiges des cheminées d'andésite de quelques mètres de diamètre (fig. 51.).

Les forages établis de 1953 à 1955 entre Nadap et Pázmánd et même la galerie de kaolin de Nadap marquent l'extension considérable d'une montagne, en partie recouverte, consistant en andésite et roches pyroclastiques. D'après les maxima magnétiques géophysiques, cette montagne se traîne de Seregélyes jusqu'à Vereb. L'andésite peu ou non altérée fut traversée par les forages suivants: N-15, N-11, N-2, V-1, V-2.

A l'aide des données concordantes des forages et de la galerie de kaolin, on a pu décider de la discussion qui a duré quelques années. On a prouvé que les roches alunitisées de la surface appartenaient toutes à un complexe andésitique hydrothermalement altéré qui passe, vers la profondeur, à l'andésite non altérée.

Pendant son éruption, le magma andésitique a assimilé du granit, à plusieurs endroits. P. e. l'andésite affleurant à l'W de Sukoró, près de l'ancienne chaussée, contient beaucoup d'intercalations granitiques. L'assimilation du granit est également observable au contact des cheminées andésitiques de Sukoró que nous avons mentionnées plus haut. Les inclusions de granit et de schiste de contact noir de la carrière communale de Nadap sont particulièrement intéressantes.

Dans la carrière d'andésite de Nadap, J. KISS a trouvé dans l'andésite une inclusion de nid de biotite pegmatitique. En outre du granit intact, on y trouve, çà et là, des enclaves de granit autométamorphique. Cela s'accorde avec le fait que l'andésite fit éruption déjà à travers le granit quartzifié, pyritisé. Dans la carrière inférieure, l'andésite est contigu, au SE, au porphyre granitique bérésitisé, au côté de NE elle pénètre dans la même roche quartzifiée, en encaissant les fragments plus ou moins grands de celle-ci.

L'andésite de la carrière Cziráky a pénétré parmi les membres de la série de phyllite. C'est la seule masse andésitique superficielle qui ne soit pas voisine du granit. Dans cette carrière, dans les parois de l'E et du N, le même agglomérat andésitique fut silicifié et carbonatisé qu'on avait ouvert au début de la galerie de kaolin de Nadap.

La grande quantité des inclusions de granit et de schiste trouvées dans l'andésite de la carrière communale de Nadap, indique que c'est le même schiste de contact qui se trouve dans le mur du granit et à sa surface voisine.

Les inclusions de granit et de schiste sont pétrographiquement identiques aux roches de la Montagne de Velence. A l'W de Sukoró, la roche des enclaves de l'andésite, consistent en granit autométamorphique, biotitique, à grains menus. Parmi les enclaves de schiste de contact, il n'y a pas de roches fortement altérées.

XI. ACTIVITÉ POST-VOLCANIQUE DE L'ANDÉSITE

Sur la base des forages établis entre Nadap et Pázmánd et des ouvertures minières, il est devenu sûr que l'activité volcanique éocène de la Montagne de Velence entraînait une intense activité hydrothermale post-volcanique dont le centre était situé entre Nadap et Pázmánd. L'altération hydrothermale faible des roches, exposée par les auteurs antérieurs, est observable aux bords de ce territoire. La galerie de prospection de kaolin de Nadap et la plupart des forages prouvent un processus très intense d'altération des roches pré-existantes qui a atteint, sur le domaine de l'activité plus prononcée au bord du NE du territoire, la formation des quartzites secondaires. Le complexe hydrothermalement altéré consistait originellement en andésite, tuf et agglomérat andésitique.

Contrairement à l'altération zéolitique, fluoritique — accompagnée d'une faible kaolinisation — de la carrière d'andésite de Nadap, la plupart des forages ont traversé des roches complètement kaolinisées, pyritisées, quartzifiées. Auparavant, A. VENDL et moi-même nous avons qualifié ces roches altérées de granitoïdes. C'était seulement A. FÖLDVÁRI qui les considéra comme roches andésitiques altérées.

La quartzification du territoire se déroulait le long d'un réseau de fractures assez dense. En général, les zones quartzifiées ne sont larges que de 3 à 4 m, mais la quartzite du secteur de bord de NE atteint 70 m de largeur. Ici, l'altération se déroulait en plusieurs phases, ce qui est prouvé par la texture bréchoïdale. Cette quartzite est utilisée à la cuisson des briques Dinas.

Au côté du N de chaîne de quartzite, la roche est très kaolinisée, et — en conséquence de l'oxydation superficielle de l'abondante dissémination de pyrite — limonitisée.

Dans la roche altérée, particulièrement dans les chaînes agglomératiques, on peut observer quantité d'inclusions de granit qui donnent à toute la roche un caractère granitoïde.

C'est un caractère du territoire que l'alunite se trouve presque partout à la surface, en imprégnant la roche par endroit très richement. L'accumulation de l'alunite est parallèle à la limonitisation. Les cavités doublées de limonite contiennent partout d'alunite. Cela est d'accord avec le fait que les forages n'ont traversé nulle part, au-dessous du détritit superficiel, d'alunite, mais seulement des roches kaolinisées et limonitisées. Il en résulte que l'alunite se produit, près de la surface, directement du kaolin pyriteux. Au-dessous de l'horizon à alunite, on trouve même des grains de sulfate de fer à côté de la limonite, dans la roche kaolinisée.

Par conséquent, ce n'était pas un effet de solfatare qui a prévalu à notre territoire, mais une silicification hydrothermale accompagnée d'une minéralisation épithermale, comme p.e. à Recsk.

La formation secondaire de l'alunite est également prouvée par le fait qu'elle se présente au flanc de l'E du mont Meleghegy et au sommet de l'W du mont Gécsi, dans le granit transformé en quartzite où elle est en train de remplacer, ensemble avec la limonite, le feldspath altéré.

Par là, on arrive au problème du rapport mutuel des activités hydrothermales liées au granit et à l'andésite respectivement.

La bérésitisation des filons de porphyre granitique et du granit s'est développée d'une manière identique, du bord du SW de la montagne jusqu'au bord du NE, y comprise même la proximité immédiate de l'andésite.

Dans la carrière d'andésite de Nadap, le granit, le porphyre granitique et l'andésite furent pyritisés d'une manière égale. La zéolitisation continue, au contact avec l'andésite, même dans le granit. Au même endroit, on trouve du grenat de couleur de résine (almadin), dans le granit. Au mont Meleg, à la limite du granit bérésitisé et du schiste de contact, un filon de quartzite de type andésitique s'est formé. En même temps, on connaît un filon de quartz à molybdénite et pyrite, au flanc de l'E du mont Meleg.

Des traces de malachite sont à trouver du bord de l'W du mont Meleg jusqu'au pied de l'E du mont Templom, dans le granit quartzifié, de même que dans le tuf andésitique, quartzifié, kaolinisé.

Dans le schiste tourmalinisé du mont Antónia, l'effet hydrothermal ultérieur est indiqué par la pyritisation et la disparition de la tourmaline.

Là où les solutions post-volcaniques passaient à travers des formations d'altération pneumatolytique-hydrothermale antérieure, elles ont probablement remobilisé et transporté les éléments de ces formations. Voilà le mode de formation de la fluorite dans la carrière d'andésite de Nadap, ainsi que des traces de Sn et Mo dans les quartzits secondaire des forages de mont Cseplek et dans le bord de l'andésite de la carrière de Nadap.

Ce sera probablement l'examen détaillé des pyrites qui résoudra le problème des différences entre les deux altérations et minéralisations, et de la séparation de celles-ci. A l'aide d'un pareil examen, L. TOKODY a démontré que le granit pyritisé de la mine Retezi avait été formé à une température plus élevée.

XII. ÉVOLUTION GÉOCHIMIQUE DU MAGMATISME GRANITIQUE ET DU VOLCANISME ANDÉSITIQUE

Du point de vue géochimique, notre montagne ne représente pas un territoire varié. Le caractère pauvre en variétés du granit, surtout le développement faible de la phase pegmatitique, entraînent avec soi la monotonie géochimique des processus magmatiques.

Après les éléments habituels de la cristallisation principale, on observe déjà un nouvel enrichissement d'éléments, dans les pegmatites du mont Gécsi. De cette façon, on a pu démontrer du Mo et Li et dans un échantillon de l'au et des éléments hydrothermaux des pegmatites à cavités remplis de minéraux à minerais de la partie du N du mont Gécsi.

La pegmatite pyriteuse de la descenderie de Pákozd contient de la molybdénite (en quantité analytique) et les éléments sporadiques suivants: Li, Sn, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, Cr, Sr, Ba c'est alors l'association des éléments de la minéralisation hydrothermale qui se présente après les éléments pneumatophiles.

Dans la phase pneumatolytique, c'est la pneumatolyse à B qui devient dominante par rapport à F parmi les éléments pneumatophiles, au territoire entier de la montagne. Ainsi on trouve la tourmaline, à partir du moulin supérieur de Csala, à tout le bord de la montagne. Son enrichissement est considérable surtout dans le schiste de contact, à tel point que des rochers de tourmaline se sont formés par endroit. Dans le granit, c'est également la tourmaline qui s'enrichit, à côté de la fluorite pneumatolytique.

Dans les veines de quartz à tourmaline, le Sn se présente souvent en trace déterminable au spectroscope. Il est curieux qu'on n'a pu démontrer de W dans aucune formation, bien que le Mo soit observable minéralogiquement et par le mode d'enrichissement, et le Sn soit démontrable en traces nettes.

La molybdénite se trouve en traces au mont Tompos, au mont Ördög de Sukoró, au mont Meleg, et au mont Gécsi où elle atteint la plus haute concentration connue dans la montagne. La Mo est démontrable par le spectroscope, au côté de l'W du mont Meleg et au mont Cseplek, dans une roche très quartzifiée ou dans un filon de quartz respectivement. La quantité de Mo est remarquable dans l'andésite bérésitisée, traversée dans la mine de Szabadbattyán (96).

Le Sn fut démontré, en outre des veines de quartz à tourmaline du mont Gécsi, dans la quartzite et le tuf andésitique quartzifiée du mont Cseplek, en traces nettes.

Le Li s'enrichit au fur et à mesure de l'altération hydrothermale dans les roches du mont Gécsi. Il est probablement caché dans les petites écailles de mica qui se produisirent pendant la muscovitisation du feldspath.

Le Zn et le Ti s'y trouvent en traces minéralogiquement démontrables. Celui-ci apparaît, par endroit, en rutile dans l'enveloppe de schiste, mais surtout dans le complexe andésitique altéré du territoire situé entre Nadap et Pázmánd.

Parmi les éléments chalcophiles à concentration hydrothermale, le Cu et le Sb apparaissent aux flancs de l'W et du NE du mont Meleg en traces minéralogiques. Leurs minéraux sont la chrysocole, la malachite et la stibine radiée.

Dans la même partie du territoire, l'As et le Bi se présentent également en traces démontrables au spectroscope, dans le granit limoniteux, altéré, quartzifié. La concentration de l'U y constatée à l'aide des mesurages radiologiques doit être en connexion avec ceux-là. Dans les filons de granit bérésitisé et de porphyre granitique, on ne peut pas constater d'enrichissement caractéristique d'aucun élément.

Le F qui apparaît à plusieurs endroits dans la montagne est caractéristique de la concentration d'éléments des filons hydrothermaux. En remplissage indépendant des filons ou ensemble avec le quartz et avec la baryte, la fluorite se présente partout où des processus de métallisation hydrothermale se sont déroulés. Par contre, le F ne fut pas démontrable dans les forages situés entre Nadap et Pázmánd. Par conséquent, il devait représenter l'anion des solutions à métaux lourds hydrothermales ascendantes. La connexion étroite de la fluorite avec les minerais et la calcite prouve la réaction chimique, exposée à propos de la genèse des filons hydrothermaux. Les éléments accessoires des filons de fluorite sont: Ba, Mn, Pb, Zn, Ag, Cu, Hg. Dans le filon de fluorite à carbonate de Mn c'est In, tandis que dans la fluorite bleu myosotis ce sont Y et Be qui se présentent en traces. Dans le filon de sphalérite-galénite de Pátka, on trouve du Sb, Hg, Ag, à côté du Pb, Zn, Cu. Dans les galénites de Pátka et de Szűzvár on trouve également en traces du Sn et du Mo.

Parmi les éléments sporadiques indiquant la température, la présence commune de Sn, Mo de haute température et de Sb de très basse température est très caractéristique de la minéralisation en question.

Peut-être paraît-il singulier que la bérésitisation intense de la montagne ne fut pas accompagnée d'aucune concentration nouvelle considérable des éléments. Vu que la prospection des horizons profonds n'est pas assez avancée, il est à supposer qu'on ne connaît encore suffisamment la formation. Les filons métalliques de la montagne sont trop peu connus pour pouvoir en tracer une image géochimique complète de sa métallogenèse.

Dans l'andésite et le tuf andésitique altérés, kaolinisés des forages situés entre Nadap et Pázmánd, on trouve les éléments sporadiques suivants (dans l'ordre de fréquence): As, Pb, Cu, Ag, Sb, Zn, puis à plusieurs endroits Ni, Co, Cr. Ces éléments-ci restèrent probablement en composantes originelles dans la roche altérées. La répartition et la concentration des éléments sporadiques est à voir aux tableaux N^{os} I., II.

Le rôle géochimique du fer est à mentionner à part. Pendant l'altération hydrothermale, une partie de la teneur en Fe des constituants mélanocrates a produit de la pyrite, sur place. Cependant l'autre partie du Fe fut mobilisée et se déposait dans les fissures et interstices, c'est-

à-dire dans les canaux du courant. Au cours de l'oxydation superficielle du FeS_2 , le Fe^{2+} s'est séparé du S et il s'est précipité de la manière habituelle en $\text{Fe}(\text{OH})_3$, tandis que le SO_4^{2-} s'est précipité, ensemble avec l'Al et le K, en alunite. Mais ce processus ne se déroule entre le kaolin et le SO_4^{2-} que dans le cas d'une oxydation très forte, à la surface immédiate.

Le Fe apparaît au mont Vargahegy de Pátka même en hématite-magnétite. Les fragments peu nombreux, décrits par PÁLFI (1958) ne sont que des indications de la supposition selon laquelle des concentrations de Fe aient pu se produire, dues aux effets de contact du granit développés dans les horizons à calcaire de l'enveloppe de schiste.

C'est une caractéristique géochimique que dans la phase pneumatolytique c'est B, tandis que dans la phase hydrothermale c'est F qui sont dominants dans la montagne. Les causes de ce phénomène sont probablement à chercher dans les conditions structurales de l'évolution magmatique. Bien que la composition de notre granit soit identique à celle des granits favorables à ce point de vue, la greisenisation à fluor ne s'est pas développée dans la montagne. Au lieu de cela, c'était la pneumatolyse à B et Mo qui devint dominante.

Il semble que le Mo soit indépendant de la tourmaline, c'est-à-dire du B, car les veines de quartz à tourmaline ne contiennent aucune trace de Mo, mais on y trouve le Sn. Le Mo s'enrichit dans la phase pneumatolytique, postérieure, c'est-à-dire au cours de la transition entre les phases pneumatolytique et hydrothermale.

Les constatations de A. FÖLDVÁRI, faites pendant la prospection de molybdénite, sont extrêmement intéressantes. Par ses investigations, il devint évident que l'andésite des environs de Nadap contient le long de son contact avec le granit du Mo. Actuellement, il est déjà clair que le Mo est en liaison génétique étroite avec le granit, et il passait probablement par la voie d'assimilation à l'andésite, dans le cas où celle-ci pénétrait à travers d'un granit pneumatolytique à Mo.

Le cas du F est semblable. Celui-ci fut probablement remobilisé du granit altéré du mur profond par les vapeurs post-volcaniques de l'andésite, comme p.e. dans la carrière d'andésite de Nadap.

SZÁDECZKY (227) attribue une grande importance aux provinces géochimiques dans la formation de l'association des éléments. À ce point de vue, le granit de Velence appartient à la même province géochimique borique que les granits de Gemer. La B peut être suivie au NE du granit de Velence et de son enveloppe de schiste, à travers les „graviers aquitaniens” de Nógrád jusqu'aux granits de Gemer. Cela soutient sans doute leur origine commune et leur liaison structurale.

Dans la Montagne de Velence, on peut observer des lois géochimiques très intéressantes de l'altération des roches. Dans le cas d'une altération post-magmatique, c'est le Mg qui est le plus mobile, puis s'ensuivent Na, Ca, K, Fe, et enfin Al. Par conséquent c'est la teneur en Fe qui sert pour la plupart d'échelle de la basicité originelle des roches altérées.

Par contre, dans le cas de l'altération post-volcanique, c'est le Mg qui est le plus mobile, par conséquent on y peut conclure de la teneur en Mg à la basicité originelle de la roche.

Sur la base de l'association des éléments sporadiques, on ne peut pas distinguer les activités post-magmatique et post-volcanique, justement à cause de la régénération. Ainsi la teneur en Sn, Mo des forages du mont Cseplek peut provenir du granit altéré du mur profond, tandis qu'au mont Meleg les Mo, U, Bi, As, Cu, Pb, Sb peuvent être les produits de minéralisations en partie magmatiques, en partie volcaniques.

Les traces de Co et Ni du mont Templom provinrent sans doute par la voie de l'activité hydrothermale de l'andésite dans la roche altérée. La concentration du Co dans certaines zones peut être importante même du point de vue économique.

XIII. PÉTROCHIMIE DE L'ÉVOLUTION DU MAGMATISME GRANITIQUE ET DU VOLCANISME ANDÉSITIQUE

Vu l'importance des examens pétrochimiques, nous avons fait 78 analyses des divers types de roche dans le Laboratoire Chimique de l'Institut Géologique de Hongrie, en outre des analyses antérieures dont les résultats avaient été à notre disposition. Sur la base de ces données considérables des analyses chimiques, nous avons calculé les valeurs de ZAVARITZKY, CIPW et NIGGLI.

Les résultats des analyses chimiques et les divers valeurs et diagrammes pétrochimiques sont indiqués aux tableaux N^{os} III—XVIII. Le diagramme de vecteurs de ZAVARITZKY est

très propre à comparer des roches qui sont les membres de certaines séries génétiques et où s'est accompli un changement, ou plus justement une évolution continue. Par la représentation de vecteur on en peut pour ainsi dire dresser la carte.

Notre méthode diffère de la représentation originelle en tant que nous avons relié, en outre les vecteurs, les valeurs extrêmes de chaque famille de roche, pour obtenir des champs de roche caractéristiques. Leur rapport mutuel et à l'axe principale donne le caractère d'une famille de roche, différent de l'autre.

Du point de vue pétrochimique, on peut distinguer et comparer dans la Montagne de Velence, le granit, le porphyre granitique, le porphyre granitique autométamorphique et l'aplite. Dans les diagrammes de vecteur, le superflu d'Al et le manque de Mg considérables de toutes les roches granitoïdes sautent tout de suite aux yeux. Ces deux caractéristiques sont observables dans toutes les roches granitoïdes de la montagne, des aplites jusqu'aux roches autométamorphiques.

Le champ étroit du diagramme du granit de Velence indique le mieux l'uniformité de cette roche. Sa teneur totale en alcali n'est pas haute. Toutes les analyses, sans exception, indiquent du superflu d'Al. Le granit du moulin de Szűzvár est une roche à teneur considérable en Mg, riche en biotite. En même temps c'est une de nos roches les plus riches en Ca. Toutes les analyses de granit montrent une certaine prépondérance de Na_2O par rapport à K_2O , ce qui est indiqué par la déviation vers le perpendiculaire des vecteurs correspondants.

Nous classons dans le champ du granit autométamorphique toutes les roches où l'on a pu constater, lors de l'examen minéralogique et pétrographique, l'altération ultérieure. Les variétés du granit autométamorphique et bérésitisé appartiennent à champ.

Par rapport au champ étroit de granit, celui du granit métamorphique est plus épais. Dans toutes les roches du champ de droite, on peut observer l'augmentation très forte du superflu d'Al, et la diminution de même degré du Mg. En outre, on peut constater, par suite de l'autométamorphose, l'augmentation de SiO_2 (quartzification), l'augmentation de la teneur totale en alcali (roches N^{os} 21 et 26.), la diminution de la valeur de *b*, puis au fur et à mesure que le processus devient plus fort, la diminution de la teneur totale en alcali, l'augmentation de la valeur de *b*, la diminution de la valeur de *c*; en même temps le K devient graduellement prépondérant par rapport au Na.

C'est un des problèmes les plus intéressants de notre analyse pétrochimique de mettre en accord ces phénomènes-là avec l'évolution du processus magmatique.

Les roches N^{os} 20, 21, 22, 23, représentent la phase initiale de l'altération autométamorphique, quand c'était seule la biotite qui se décomposa par suite de la migration de Fe—Mg (muscovitisation). La teneur en Ca des feldspaths ne descend pas au-dessous du degré représenté par le granit ayant la valeur la plus basse de *c*. Le premier indice de l'autométamorphose c'est le verdoisement de la biotite, provoqué par l'oxydation du Fe^{2+} en Fe^{3+} .

Dans les roches N^{os} 28, 27 et 25, on observe la diminution de la teneur totale en alcali et de la valeur de *c*, par rapport au granit, de même que l'augmentation du superflu d'Al et la diminution encore plus rapide du MgO qui sont des caractères généraux.

Quant à la manière de la diminution de la teneur en alcali, les vecteurs de gauche indiquent la diminution très forte du Na_2O par rapport au K_2O . Donc à ce degré de l'altération du granit, la migration du Na et du Ca commence déjà. Cette constatation est appuyée par l'examen minéralogique des granits muscovitisés, perthitisés, albitisés, à fluorite et molybdénite de la carrière Enyedi (mont Gécsi). Au cours de ce processus le Ca de la fluorite est fourni par la décomposition du plagioclase tandis que le Na superflu est lié provisoirement dans l'albite.

L'évolution graduelle du processus est bien illustrée par l'altération pneumatolytique et hydrothermale des roches de la descenderie Retezi.

Dans les membres inférieurs du champ, c'est-à-dire dans les roches N^{os} 30, 31, 32, on voit l'augmentation de la valeur de *b* (Fe) ce qui est en connexion avec la kaolinisation et la pyritisation de la roche. La muscovitisation de la phase initiale, est suivie par la séricitisation assurant ainsi la continuité de la fixation du K fourni par la décomposition du feldspath. La bérésitisation est accompagnée de pyritisation et, après le Na, c'est le résidu de Ca qui sort également, ce qui est même prouvé par la formation du granit à grenat. L'altération du granit, ici, ne passe au-delà de la séricitisation, et la kaolinisation initiale. Une altération plus intense n'est observable que dans les zones quartzifiées.

De l'emplacement du champ des porphyres granitiques il ressort que cette roche est plus riche en alcali et fer, et plus pauvre en Ca que le granit. Minéralogiquement c'est donc le plagioclase qu'y manque bien que sa teneur en biotite d'après les valeurs de *m'* et *f'* des vecteurs soit identique à celle du granit. Cela est aussi confirmé par l'analyse minéralogique de la roche.

Dans la montagne, l'altération du porphyre granitique est avancée. Mais la température de cette altération est même dans sa phase initiale inférieure à celle de l'altération granitique au début. Cela est bien prouvé par la séparation partielle des deux champs. L'altération commence tout au plus à la température hypothermale ainsi provoque-t-elle en premier lieu la muscovitisation de la biotite, c'est-à-dire la migration de Fe—Mg. D'après les vecteurs de gauche, l'équilibre de Na et K se déplace — à l'exception de la roche N° 48. — à l'avantage du K.

Au cours du progrès du processus, on peut constater la concentration du Fe (pyritisation) et, en même temps, la migration graduelle du Na et du Ca. Par conséquent, et le champ de gauche et celui de droite tendent vers le bas et vers l'axe b. Mais la bérésitisation ne surpassa le degré de la séricitisation, c'est-à-dire la teneur totale en alcali reste en deçà de la ligne 10, ce qui indique que le K est lié presque entièrement à la séricite.

Les aplites de la montagne occupent un champ à part où l'altération — si toutefois elle est arrivée — ne provoqua qu'une faible fluctuation des valeurs. Le grand superflu d'Al et le manque de Mg indiquent la décomposition ou le manque de la biotite. Le granit filonien de la «carrière d'aplite» de Székesfehérvár — malgré sa singularité — est du point de vue pétrochimique le plus voisin des aplites.

Le rapport mutuel des champs du granit autométamorphique et du porphyre granitique bérésité — la position des points les plus hauts et les plus bas — montre le mieux les différences entre les diverses phases de l'altération.

Si l'on compare les diagrammes de vecteur en question avec ceux des roches pareilles du massif d'Eibenstock—Nýdek, on peut constater qu'à ce territoire-ci la teneur en Mg, SiO₂ de même que la teneur totale en alcali du granit typique est plus haute, sa teneur en Fe étant un peu plus basse des valeurs correspondantes du granit de Velence. La teneur plus haute en Na et le superflu moins grand d'Al représentent également des différences essentielles.

Les roches du massif d'Eibenstock—Nýdek indiquent l'effet d'une phase de température plus élevée de l'autométamorphose, ce qui est prouvé par l'extension moindre des champs de perfection.

Le granit à grains menus de Trieb—Bergen est probablement une roche acide, semblable au granit filonien de Velence. L'autométamorphose a provoqué, dans le granit dominant comme dans sa variété porphyrique, la diminution de la teneur en alcali et Ca, le superflu d'Al, et quant au rapport Na/K la prépondérance du K. C'est-à-dire le processus de l'autométamorphose est accompagnée, de même que dans le granit de Velence, de la migration de Mg, Na, Ca. La concentration moindre du Fe est en connexion avec la température plus élevée de l'altération, c'est-à-dire avec l'absence de la pyritisation hydrothermale. La tendance de l'évolution est pareille à celle qu'on a observé chez nous.

Les diagrammes de vecteur des granits de Gemer, Tatra et Mecsek indiquent un chimisme très intéressant. Nous les avons représentés sur la même planche afin de faire ressortir les différences qui existent entre eux.

De l'emplacement des champs, il ressort tout de suite que les granits de Gemer ont subi une autométamorphose semblable à celles dont on a parlé plus haut. L'analyse détaillée montre que ce sont les granits à plagioclase, plus riches en Ca—Mg qui sont les membres les plus acides de la série. A partir de ceux-là — au fur et à mesure que l'autométamorphose devient plus intense — le superflu d'Al et la diminution de la teneur en Mg et alcali et — particulièrement dans le porphyre granitique — la prépondérance du K par rapport à Na se manifeste également. Cela est d'autant plus important que les granits de Gemer sont pauvres en Ca, mais en même temps la migration du Na n'est pas apparent, dans les membres de granit autométamorphique non plus.

Les granits du Tatra forment un groupe uniforme, riche en Mg-Ca, intact d'autométamorphose. La variabilité de la roche ne se manifeste pas en sens vertical, c'est-à-dire parallèle à la direction de la quartzification, mais en sens horizontale, ce qui exprime le rapport alcali/Ca. C'était donc seulement la différenciation des variétés riches en alcali, pauvres en Ca, d'une part ou pauvres en Ca, riches en alcali de l'autre part — c'est-à-dire des parties plus basiques ou plus acides — qui s'est accomplie au cours de la phase liquide. La granodiorite du Tatra témoigne également de la différenciation magmatique seule.

Le cas du granit de Mecsek est tout à fait identique. Celui-ci est un peu plus acide que le granit de Tatra, mais sa composition est uniforme, et son superflu d'Al n'est point considérable. C'est un granit à plagioclase et microcline, dont la teneur en Mg surpasse celle du granit de Velence.

En comparant les diagrammes de ZAVARITZKY des roches traitées plus haut, il en ressort

que les granits de Velence, de Gemer, du massif d'Eibenstock-Nýdek sont des granits autométamorphiques, à superflu d'Al, pauvres en Mg-Ca, tandis que les granits de Tatra et de Mecsek sont des roches à haute teneur en Mg-Ca, sans superflu d'Al, intactes de l'autométamorphose.

Nous ne faisons pas de digression sur les valeurs de tableaux de NIGGLI, ne les insérant que par comparaison. De notre avis les diagrammes de ZAVARITZKY et CIPW sont bien suffisants pour en déduire les lois pétrochimiques.

Les diagrammes CIPW nous offrent des informations sur la composition minéralogique des roches. Ils sont particulièrement aptes à représenter les conséquences minéralogiques d'une évolution magmatique graduelle et continue. Vu que les diagrammes de vecteur de ZAVARITZKY soulignèrent déjà la migration du Na comme un des plus importants éléments de l'évolution pétrochimique, nous avons figuré les valeurs CIPW en arrangeant les analyses conformément à la position de leur points de projection dans les champs du diagramme de ZAVARITZKY et suivant l'ordre diminuant des valeurs du component *ab*.

Pour la simplification, nous n'avons calculé que les valeurs de *Q*, *or*, *ab*, *an*, *hy*, *c* et *mt*.

En conformité des champs du diagramme de vecteur de ZAVARITZKY, nous avons distingué là aussi le granit, le granit autométamorphique, le porphyre granitique, le porphyre granitique autométamorphique et l'aplite.

Aux analyses de granit N^{os} 14 à 20, on constate la diminution presque parallèle de *Q*, *or*, *ab*, tandis que la valeur d'*an* augmente abruptement. C'est la conséquence directe de la diminution des trois premières valeurs. Ce diagramme reflète que le granit dominant à composition uniforme n'est point variable et que l'évolution magmatique fut normale.

Au granit N^o 22, les trois valeurs principales coïncident à peu près dans le même point. A partir de ce point, le quartz libre augmente en général, l'*or* est oscillant, tandis que l'*ab* diminue correspondant à la migration graduelle du Na.

L'altération pneumatolytique caractérisée par une migration modérée de Na s'étend jusqu'à l'analyse N^o 26. A partir de celle-ci la diminution de l'*ab* devient plus forte, et le quartz libre augmente rapidement. Parmi les autres constituants, la valeur de l'*an* diminue graduellement en même temps que l'*hy* augmente pour atteindre la valeur maximum aux roches N^{os} 31 et 32.

L'autométamorphose et la bérésitisation du porphyre granitique sont particulièrement bien reflétées par les diagrammes. Les types à proportions différentes d'orthoclase/plagioclase furent intenses quartzifiés par l'autométamorphose, et elles subirent entretemps la même altération que le granit autométamorphique. Au diagramme de l'aplite on n'observe qu'un très bas degré de ces changements, mais ce phénomène peut-être s'explique-t-il par le fait que nous avons recueilli peu d'échantillons d'aplite hydrothermalement altéré.

Les différences pétrochimiques entre les altérations pneumatolytique et hydrothermale sont bien relevées dans le tableau N^o 46. A ce diagramme nous avons indiqué les données de l'analyse des échantillons, prises par 10 m, entre 30 à 132 m de la descenderie Retezi. Ce secteur de la descenderie est traversé par des zones hydrothermales et pneumatolytiques (molybdénitiques) alternantes. Le diagramme des valeurs CIPW des roches montre clairement l'oscillation de l'*ab* et du *Q*, en même temps que l'*or* reste presque invariable. Parallèlement à la quartzification, le superflu d'Al monte aussi.

Les valeurs CIPW du porphyre granitique du mont Karácsony touché par la bérésitisation illustrent les changements réguliers décrits plus haut, observables sur le même filon. On peut constater également la bérésitisation graduelle du granit, ouvert par la galerie de prospection de baryte à Sukoró (tableau N^o V. fig. 7).

De tout ce qu'on vient d'exposer il ressort que c'est la disparition graduelle du Na du système qui est le trait principal pétrochimique de l'autométamorphose, c'est-à-dire de l'altération pneumatolytique et de la bérésitisation. L'équilibre chimique de la roche sera ainsi ébranlé et dès lors c'est le manque du Na qui devient l'échelle des altérations pneumatolytique et hydrothermale. Par l'inspection du degré de l'altération des roches granitoïdes on peut donc délimiter les domaines de la minéralisation pneumatolytique d'une part et, de la minéralisation hydrothermale d'autre part.

Le diagramme CIPW du massif d'Eibenstock--Nýdek montre évidemment que le granit dominant est une roche riche en plagioclase, ce qui est indiqué par les proportions mutuelles des valeurs d'*ab*, *or*, *Q* et *an*. L'autométamorphose a provoqué, là aussi, la migration graduelle de Na qui devient particulièrement éclatante dans la phase finale, mais elle n'atteint pas le degré constaté dans le cas du granit de Velence. Mais peut-être doit-on expliquer cette constatation par le fait que les données de l'analyse des types hydrothermalement altérés ne furent pas disponibles. On peut déduire la même régularité quant au granit porphyrique et l'aplite.

Dans le cas des granits de Tatra et de Mecsek la valeur d'*ab* n'indique pas l'échelle de l'altération graduelle, mais elle est un composant magmatique originel du granit à plagioclase. Ce sont les valeurs plus hautes d'*an* et *hy* et, en même temps, l'absence presque complète du superflu d'Al qui prouvent que ces granits sont tout à fait différents des granits de Velence et Gemer.

Cette différence est particulièrement évidente à la granodiorite du Tatra. Dans cette roche, les valeurs d'*ab*, et *an* sont en connexion réciproque, car l'*ab* diminue au fur et à mesure que l'*an* augmente. Il est donc manifeste que les valeurs basses d'*ab* n'indiquent pas ici la migration du Na, mais elles caractérisent une roche plus basique.

Le diagramme CIPW de la coupe de diabase de la taille de 60° de la descenderie Retezi est très caractéristique. Après une roche à très haute teneur en *Q* qui borne le contact de granit-diabase, on passe par un changement brusque à la diabase listvénitisée. Le long des limites du diabase vers le granit ou vers le schiste de contact, c'est le manque d'*an* c'est-à-dire la disparition du Ca qui sont caractéristiques. La quartzification intense du contact de granit ne se répète pas au contact de schiste. Ici, la quartzification était plus lente, et graduelle. Le nouveau crochet de l'*an* dans la roche N° 12 peut être concomitant de l'injection de la diabase originelle, ce qui est d'ailleurs rendu probable même par les examens microscopiques. En tout cas, de la diagramme indiquent l'albitisation de plus en plus intense et ainsi que l'accrue de l'or — correspondant à la teneur en K₂O liée dans la biotite-séricite on peut conclure au contact primaire de la diabase et du schiste d'une part, et la liaison secondaire de la diabase et du granit d'autre part.

Les diagrammes de Zavaritzky et CIPW de l'andésite de la montagne confirment à leur tour ces observations-là. L'apparition du groupe N°s 89 à 92 à la fin de la série hydrothermale continue de 68 à 95, est très caractéristique. Ici, l'approche de l'axe *b*, la perte d'alcali et de Mg-Ca, et en même temps, l'augmentation de Fe (pyritisation) reflètent quant à son chimisme bien clairement l'essentiel de l'altération hydrothermale.

Le groupe caractérisé par l'axe 90—92 n'est pas autant kaolinisé que les roches du groupe correspondant à l'axe 78—95. Cependant les membres de ce dernier groupe sont plus pyritisés et leur teneur en alcali est plus basse. Cela peut être expliqué en supposant que la roche ait été plutôt quartzifiée et pyritisée que kaolinisée. Elle s'est donc transformée en quartzite secondaire. Il nous semble que ce groupe soit le plus favorable du point de vue de la minéralisation; les minces veines de galénite observées dans la roche, rendent cette supposition probable. L'altération hydrothermale de l'andésite surpasse le degré observé dans le cas du granit. Les diagrammes CIPW le prouvent également. En outre de la diminution totale de la valeur d'*ab*, c'est-à-dire la disparition graduelle du Na, on y peut observer la migration de K et Ca, en fonction du progrès du processus. Cependant il faut prendre en considération la basse teneur en Na et l'enrichissement secondaire de K.

Il est très caractéristique que l'altération des roches de la galerie de prospection de kaolin de Nadap n'a pas atteint le degré de quartzification qu'on a observé dans les forages. Cela indique que la galerie est située au bord du territoire quartzifié. Les analyses chimiques des zones des roches diversement altérées prouvent les règles de la migration des éléments, établis par KORJINSKY (108, 109, 110). Il est très intéressant que l'*ab* suit en fonction étroite les changements de la valeur de *Q*, l'or indépendamment de cela diminue graduellement vers l'intérieur du mont. La corrélation entre la kaolinisation de l'andésite et la migration de K—Na—Ca devra être déterminée plus exactement au cours des prospections minières ultérieures. C'est très important du point de vue de la qualité probable du kaolin.

Pendant les dernières décades on a fait des constatations plus en plus fréquentes concernant une corrélation entre le caractère de la roche et la minéralisation. TEUSCHER a élaboré la pétrochimie du massif d'Eibenstock—Nýdek (nous y avons emprunté les données des analyses) (247-249), CISSARZ (25) ayant élaboré les relations pétrochimiques de nombreux gisements métallifères pneumatolitiques—hydrothermales considérables du monde, M. VENDL (267, 268) traitant des lois géochimiques de la minéralisation de la province métallogénétique carpathique. Plusieurs auteurs (157, 188, 199, 200) s'efforçaient de démontrer la diversité d'âge des granits de Tatra et de Gemer en exposant leur indépendance pétrochimique.

Nous espérons, qu'après avoir élaboré 172 analyses, nous pourrons élucider les relations pétrochimiques de la minéralisation et le problème d'âge. Il ne s'agit pas des granits originels riches en K, favorables à la minéralisation d'étain, ou des granits à plagioclase aptes à la minéralisation à molybdénite. C'est l'autométamorphose qui accompagne les minéralisations, c'est-à-dire l'altération continue à partir de l'état liquide du magma jusqu'à celui hydrothermale qui

détermina la composition actuelle des roches. Au cours de ces altérations la roche a perdu graduellement sa teneur en Mg, Na, Ca, K, et les minerais oxydés ou sulfidiques s'y substituèrent métasomatiquement. Ce sont des causes tectoniques qui influencèrent la minéralisation en premier lieu, la roche encaissante n'y jouait qu'un rôle secondaire: elle servait de bonne ou mauvaise collectrice (du point de vue de la minéralisation) justement par suite de la mobilité des éléments mentionnés plus haut.

L'intensité et le caractère des processus pétrochimiques est naturellement en fonction des conditions de température, pression, redox et d'autres facteurs géochimiques.

Les granits dominants d'Eibenstock—Nýdek, de Tatra, de Gemer, de Velence et de Mecsek tombent par rapport à leur chimisme approximativement au même champ et leur composition minéralogique est presque identique. Les différences entre eux ne se manifestent que par les processus secondaires, par l'échelle du développement de ceux-ci.

Les granits de Velence et de Gemer sont en relation étroite non seulement par la composition semblable du granit dominant, mais aussi par la ressemblance de la mise en place et de l'évolution du processus accompagnant la minéralisation. Quant aux granits de Gemer on peut donc parler non seulement d'une province géochimique borique commune, mais aussi d'une province pétrochimique commune où se sont déroulées des minéralisations répétées à tous les deux territoires à partir de celle varisque jusqu'à la néoïde, chacune d'elles fut accompagnée des processus d'altération pétrochimiques intenses qui se prolongeaient jusqu'à la phase hydrothermale.

Quant à la méthode inhabituelle de la représentation des valeurs CIPW, nous avons eu l'intention de rendre plus sensible l'évolution pétrochimique. Les roches de diverse composition réagirent différemment sur le même effet autométamorphique, par conséquent se produisirent des roches indiquant des degrés différents de l'altération. Ce fait doit être pris en considération lors de l'évaluation des diagrammes.

XIV. SÉDIMENTS DES BASSINS TERTIAIRES ET QUATERNAIRES; DÉNUDATION DE LA MONTAGNE

On ne connaît pas de sédiments mésozoïques dans la montagne. Les roches éruptives et métamorphiques du Paléozoïque sont immédiatement recouvertes par les sédiments pannoniens supérieurs. Dans les parties centrales de la montagne, de même qu'aux bords, le sable lâche indique les vestiges de l'ingression de la mer pannoniennes. Le forage N-5. établi au sommet du mont Templom a traversé une série pannonienne de plus de 42 m d'épaisseur.

La mer pannonienne a presque entièrement recouvert la montagne, ne laissant à sec que les parties les plus élevées du territoire, en îles.

La dénudation post-pannonienne est indiquée par les restes de la couverture de gravier fluviatile, trouvés au sommet du mont Gécsi et au mont Cseplek. La matière des graviers contient exclusivement les roches de la montagne.

D'après les analyses de Mme E. CSÁNK, la matière de la sablière de Nadap contient les minéraux lourds suivants: staurolite, muscovite, dolomie, tourmaline, épidote, grenat et augite; cela signifie que le sable ne provient qu'en partie de la Montagne de Velence, l'autre partie dérive d'un autre socle cristallin contenant des unités méso-métamorphiques.

L'élévation de la montagne arriva après le Pannonien et c'était alors que sa forme actuelle se développa. Les couches marines helvéto-tortonniennes traversées par le forage de Lovasberény indiquent que cette mer atteignit aussi la montagne, mais aucun vestige de cette ingression, accessible jusqu'ici, ne survit la dénudation arrivée au cours de l'émersion sarmatienne. Ils n'ont subsisté que par endroit, en îles de la mer pannonienne, entre Pázmánd et Lovasberény.

XV. ÉVALUATION DES LEVÉS GÉOPHYSIQUES, EXÉCUTÉS DANS LA MONTAGNE

Depuis 1950, des levés magnétiques, gravitationnels, électriques, radiologiques ont été exécutés au territoire de la montagne, par l'Institut Géophysique Roland Eötvös.

Par les levés magnétiques, on a déterminé une zone de maximum entre Seregélyes et Vereb, à maxima de 1200 à 1700 γ . Les masses actives s'élèvent de 3 à 400 m de profondeur jusqu'à la proximité de la surface. Les formes des maxima indiquent la présence des cônes volcaniques recouverts. Le forage établi sur un des maxima a percé de l'andésite, immédiatement au-dessous de l'éboulis. Sur la base des données des autres forages, le maximum magnétique est partout

provoqué par l'andésite. On n'a pas pu découvrir par la méthode magnétique l'origine des fragments superficiels de magnétite de Pátka.

Des mesurages de gravitation ont été exécutés aux territoires bordant le granit, en vue de la prospection de pétrole. Semblablement aux mesurages magnétiques, le fossé de Vál reflète un effondrement abrupte, tandis que la fracture du Lac de Velence indique un affaissement graduel.

On a exécuté des mesurages électriques de méthode Turam afin de déterminer les prolongations des filons recouverts de détritits. Les examenes ne fournirent aucun résultat suffisant, car les anomalies indiquèrent des failles et d'autres perturbances structurales, et ainsi il fut impossible de les évaluer.

Mesurages radiologiques. A. FÖLDVÁRI et S. SZALAI ont exécuté, en 1949, des mesurages dans la Montagne de Velence, au mont Gécsi, au mont Meleg, au territoire à alunite, dans la „carrière d'aplite” de Székesfehérvár et ailleurs. C'était l'aplite qui se prouva la plus active (52).

Les minéralisations pneumatolytique et hydrothermale, reconnues au cours de l'examen géologique de la Montagne, ont motivé d'y engager une recherche radiologique, concernant surtout l'évolution post-magmatique. Par conséquent, l'Institut Géophysique Roland Eötvös a exécuté en 1952 et 1953, sur notre proposition, des examenes radiologiques systématiques sous la direction de K. VARGA.

On a commencé les examenes au mont Gécsi où nous avons observé la quartzification du granit, au cours des recherches de molybdénite. Des mesurages en réseau serré il apparut que le maximum radiologique du mont Gécsi coïncidait avec la zone d'aplite à tourmaline qui se traîne à l'W du pressoir Szücs. D'après les résultats de mesurages de la descenderie Retezi, les valeurs maxima augmentent par l'intensification de la molybdénitisation, mais elles ne dépassent pas une certaine valeur limite. Les zones à molybdénite donnent en général des valeurs plus hautes, celles à galénite-pyrite des valeurs plus basses de la radiation.

A l'endroit du maximum de radiation du mont Gécsi, nous avons trouvé des nids à molybdénite dans un fossé. De telle manière, au mont Gécsi on a déterminé la radiation plus intense de la roche altérée et l'altération plus forte de la roche à radiation plus intense.

Ensuite, on a fait des levés au secteur central du mont Meleg, dans la galerie de Nadap, laquelle a traversé auparavant des veines de quartz à molybdénite. Le secteur central du mont Meleg est recouvert d'un détritits granitique quartzifié, imprégné d'ocre brun jaunâtre. C'était particulièrement le granit quartzifié, imprégné d'ocre, qui s'est prouvé actif au cours des mesurages établis en réseau serré. Tandis que le granit altéré présente le double ou le triple de la radiation moyenne du granit, la valeur de la radiation du granit quartzifié, imprégné d'ocre atteignit par endroits le quintuple de la radiation moyenne du granit.

Le granit ocré est un produit de la désintégration du granit quartzifié, imprégné de minéral. On y a démontré les éléments sporadiques suivants: As, Sb, Bi, Ag, Pb. La radioactivité constatée dérive d'après les examenes en majeure partie de l'U.

Afin de déterminer la minéralisation originelle du granit altéré à la surface, nous avons fait un forage au sommet du mont Meleg. A cause des difficultés techniques, ce forage a dû s'arrêter à 19 m.

Le filon de quartz qui se traîne le long du dos du mont Meleg s'est prouvé inactif, mais le granit bordant celui-là est radioactif. A l'E de Nadap et les andésites et les diabases sont inactives.

Comme nous avons vu, l'altération du mont Meleg est ramenable à une activité hydrothermale de haute température; elle a subi plus tard les effets hydrothermaux post-andésitiques aussi. La substance radioactive s'est probablement concentrée à ce territoire si limité au cours du premier processus. On n'a pu jusqu'ici déterminer les minéraux primaires auxquels elle fut liée originellement.

XVI. ÉVALUATION DES PROSPECTIONS MINIÈRES DU POINT DE VUE MÉTALLOGÉNÉTIQUE

Afin de reconnaître les sections plus profondes des filons de quartz hydrothermaux de la montagne, on a exécuté des ouvertures minières de recherche dans le filon de quartz à fluorite-sphalérite-galénite du mont Kőrakás de Pátka, dans le filon de quartz et de fluorite à minéral de Szűzvár, dans le filon de fluorite de Pákozds, dans le filon de quartz à galénite-sphalérite du mont Ördög, à la minéralisation à molybdénite de la carrière Retezi, dans le filon de baryte du mont Meleg, dans la zone quartzifiée à antimonite du mont Meleg et dans le kaolin pyriteux du mont Templom.

Les cartes géologiques minières des prospections indiquent bien la mise en place de la minéralisation. Voici les résultats géologiques des prospections:

a) *Descenderie du mont Kőrakás* (planche N° V.). Elle a été établie pour la prospection de la profondeur de la minéralisation à fluorite ouvert antérieurement dans un puits creusé de la surface.

Les filons de quartz qui atteignent par endroit 5 m de puissance, furent morcelés à l'intérieur d'une zone d'empilement puis disloquées et en sens horizontal et en vertical. Les filons ont une structure symétrique rubanée par endroit cocardée, ils sont en général imprégnés de minerai à grains menus.

Le remplissage à minerai consiste généralement en sphalérite, ce n'est que dans un secteur qu'on trouve la galénite en cocarde. Le remplissage minéralisé atteint au centre quelquefois 3 m d'épaisseur. La teneur moyenne en métaux du filon est 4% de $Zn + Pb$. En outre de la sphalérite et la galénite, on y trouve sporadiquement de la tétraédrite, de la chalcopryrite et très rarement de l'antimonite.

b) *Mine de fluorite de Szűzvár* (planche N° VI.). La galerie conduite au-dessous l'affleurement d'un filon de quartz à structure alvéolaire contenant des traces de minerai, a ouvert un remplissage de quartz à nids de galénite. Suivant le filon vers le S on a établi un secteur long de 500 m à remplissage de fluorite d'importance industrielle. Des observations faites ici ainsi qu'aux horizons de -35 m et -70 m, il ressort ce qui suit:

Le filon est simple, ce ne sont que de petites apophyses qui s'en ramifient. Le remplissage du filon consiste en quartz stérile, quartz à fluorite, quartz à minerai, quartz à minerai fluoritique, fluorite cristalline pure. Dans certains secteurs on peut y démontrer même la présence de la calcite et de la baryte.

Vers la profondeur, la fluorite va diminuant et le quartz devient prépondérant. La fluorite vert bleuâtre est remplacé par la fluorite violette, la galénite étant remplacée par la sphalérite à pyrite. A l'horizon de 70 m, le remplissage du filon consiste en quartz à minerai et fluorite de plusieurs générations distribuées en structure rubanée. Les zones sont donc démontrables en sens horizontal et vertical.

Le filon de Szűzvár ressemble aux filons de fluorite à minerai des environs de Belchen du Hochschwarzwald. Quant à sa métallogénie, on peut adopter la théorie (16) sur la précipitation sur place résultant de la réaction entre les fluorides de métaux lourds, H_2S , CO_2 ascendants et les ions de Na^+ , K^+ , Ca^{++} , lixiviés de la roche encaissante. Dans le remplissage à minerai, on trouve la galénite, la tétraédrite, la chalcopryrite et, à l'horizon de 70 m, la sphalérite, la galénite et la chalcopryrite.

Dans la zone d'oxydation, on a démontré la cérussite, la malachite, le cinabre et la pyromorphite.

La croûte qu'on peut tenir la plus ancienne dans le remplissage du filon a l'horizon de 70 m, c'est le quartz gris, celui-ci est suivi par un cordon de sphalérite, puis par la fluorite violette. Puis on trouve de nouveau un cordon de minerai et c'est le quartz carbonaté à fluorite qui forme le remplissage le plus jeune. La structure du filon est pour la plupart asymétrique. La fluorite carbonatée contient aussi de l'oxyde de Mn qui colore le remplissage en gris noirâtre.

Au bout du S, le filon est coupé par une veine de quartz, au-delà de laquelle le filon n'a pas pu être poursuivi. Le secteur connu du filon est entrecoupé et morcelé par les failles représentées à la carte. Le nombre de celles-ci va diminuer vers l'intérieur de la montagne.

c) *Filon de fluorite de Pákozd*. En établissant une descenderie sur le filon de fluorite qu'on pouvait suivre à la surface et dans une galerie près de la surface en 160 m de longueur, nous avons eu l'intention de le rechercher à 97 m au-dessous de la surface. Cependant le filon s'est prouvé presque complètement stérile, dans cet horizon. A 40 m au-dessous de la surface, une cheminée a encore atteint du remplissage à fluorite d'importance industrielle.

Le cours du filon de fluorite est dérangé par un filon de porphyre granitique dont le contact avec le granit est quartzifié. Le remplissage du filon consiste en quartz et fluorite bleu verdâtre. Et le quartz et la fluorite se formèrent en deux générations au moins. On n'a trouvé de minerai que dans le petit puits creusé de la galerie. La distribution de la fluorite et du quartz est très irrégulier, ils peuvent se substituer mutuellement. Bien que dans le filon on ne trouve d'autre minéral sauf pour le quartz et la fluorite, les minces veines qui entrecoupent le granit en essaims contiennent du carbonate, de la fluorite et des minéraux à minerai, comme la chalcopryrite et la sphalérite.

Le filon de fluorite de Pákozd occupe une position centrale dans la chaîne de filons qui

coupe la montagne. Le filon est fréquemment entrecoupé de failles produisant des lacunes non négligeables.

d) Les recherches sortant de la *descenderie du mont Ördög de Sukoró* établie sur l'affleurement du filon de quartz à minerai, ne quittèrent indubitablement pas la zone d'oxydation, par conséquent on n'a pas pu faire d'observations décisives quant aux caractères primaires de la minéralisation. Du grand nombre des cavités lixiviées avec des restes des minéraux à minerai, des nids de minerai à parois doublé de druses de quartz, de l'absence des traces de malachite ainsi que des deux phases de la minéralisation constatables on peut induire quand même que le remplissage originel du filon fut lixivié par suite de l'activité post-volcanique de l'andésite. Cela est également indiqué par la présence de la marcasite, à la surface et dans le remplissage du filon des horizons profonds. Le quartz alvéolaire de l'affleurement peut indiquer une minéralisation considérable d'autrefois.

e) La *descenderie Retezi* fut établie pour rechercher la minéralisation de haute température de la montagne. La première veine de quartz à molybdénite fut traversée au 45^e m (planche XI.). La veine de quartz fut pleine de nids de molybdénite fournissant des échantillons dignes d'exposition (fig. 31.), leurs écailles atteignant le grandeur de 4 cm. Ensuite on traversait fréquemment des veines de quartz de molybdénite sans importance pratique. La recherche n'est encore définitivement close.

f) *Galerie de prospection de baryte de Sukoró*. La galerie fut creusée à l'horizon 50 m au-dessous de l'affleurement du filon établi à la surface. Elle n'a traversé qu'un filon de quartz à baryte. Vers la profondeur la baryte est remplacée par le quartz à pyrite.

g) *Galerie de Nadap*. Elle fut établie afin de rechercher la quartzification à antimonite du mont Meleg. La recherche n'est arrivée à la solution du problème. Pour causes techniques, la zone quartzifiée n'a pas été atteinte, on n'a traversé qu'une veine de quartz à pyrite avec molybdénite et un cordon mince de galénite.

h) *Galerie de prospection de kaolin de Nadap*. Elle fut établie pour rechercher le kaolin pyriteux, découvert par les forages du mont Templom. La galerie a traversé de la brèche de phyllite empilée, puis d'agglomérat et du tuf kaolinisés et pyritisés, puis de l'andésite même. Dans le profil de la galerie on passe par sections de la zone complètement kaolinisée par une transition graduelle à l'andésite fraîche, non altérée, c'est une ouverture extrêmement importante pour reconnaître les caractères pétrologiques du territoire. Du kaolin pyriteux on peut extraire le kaolin, par hydrocyclone. A côté de la pyrite on trouve par endroit des traces de tétraédrite.

* * *

Les prospections minières de la Montagne de Velence s'appuyèrent au commencement à des connaissances imparfaites et, par conséquent, elles ne furent pas localisées aux endroits les plus favorables. Ainsi, on n'a pas exécuté de recherche dans le secteur du SW de la montagne où, selon nos connaissances actuelles, on aurait obtenu les meilleurs résultats.

Résumé des résultats des forages des environs de Nadap. Par les forages de Nadap on a prouvé que le territoire étendu consiste entièrement en roches volcaniques éocènes et en leur formations pyroclastiques; parmi celles-ci ce sont l'andésite, le tuf et l'agglomérat andésitique qui sont dominants. Les forages N-4, et N-1, le secteur supérieur du N-2 et le secteur le plus profond du N-11 contiennent des phénocristaux originels de quartz. Ces secteurs consistent donc en roches andésitiques ou dacitiques complètement altérées, contenant du quartz.

En avançant vers la profondeur, les forages ont traversé des roches moins kaolinisées et pyritisées, en même temps plus intensément quartzifiées, chloritisées. En général, la pyritisation des roches peut être considérée comme uniforme. Les lacunes de la pyritisation sont dues à des fractures limonitisées abruptes. Celles-ci ne dépassent pas 1 m, mais à la surface on connaît même quelques zones quartzifiées assez larges.

Au-dessus de la zone kaolinisée, pyritisée, il gît une roche kaolinisée, limonitisée, tachetée d'oxyde de fer, comme produit de l'oxydation de la roche de mur. Au fur et à mesure de l'échelle de la dénudation, l'oxydation pyriteuse mène, à la fin des fins, à la formation de l'alunite, mais seulement dans la croûte supérieure, mince, qui est exposé directement à l'air. A côté de la pyrite on y trouve des imprégnations sporadiques de galénite, sphalérite, tétraédrite, et on peut démontrer en traces spectrographiques le Cr, Co, Ni. Dans le secteur du NE, s'y ajoutent le Mo et le Sn. La teneur moyenne en pyrite est de quelque 10%.

La substance pyriteuse kaolinisée se détrempe tout de suite dans l'eau et sa teneur en pyrite peut être enrichie dans le résidu. La granulométrie de la pyrite est très variable, mais elle ne surpasse jamais celle d'un pois. La grandeur la plus fréquente est de 0,5 mm.

Parmi les minéraux argileux, on y trouve surtout la kaolinite, l'illite apparaît en quantité réduite, l'halloysite ne se présente que dans quelques échantillons. Par le procédé de teinture avec benzidine, J. MEZŐSI a décelé des quantités réduites de montmorillonite dans les deux premières zones kaolinisées de la galerie de kaolin de Nadap, dans les suivantes il n'a pas trouvé de montmorillonite.

La teneur en kaolin des forages N-6., 7., 8., 9. varie entre 20 et 39%. Nous avons dressé un tableau synoptique des profils des forages (planche N° XIII.); on y peut constater, en outre des processus communs de l'évolution et de la dénudation, que la zone optimale pour la kaolinisation est située à proximité de la surface actuelle à laquelle sa limite est parallèle. *L'idée est venue que c'étaient une altération et une minéralisation semblables au type de Recsk qui s'accomplissent, là aussi.*

XVII. CONDITIONS HYDROGÉOLOGIQUES

La Montagne de Velence est pauvre en eau. C'est seulement le long de quelques fractures et failles que jaillissent des sources. En outre, c'est particulièrement le long des filons transversaux qu'il y a une circulation vive d'eau.

En contraste avec cela, on trouve des sources permanentes à gros débit, à beaucoup d'endroits élevés. Celles-là sont sans doute en connexion par la voie des fractures avec des couches aquifères lointaines.

Aux bords du plateau granitique jaillissent plusieurs sources. Le territoire d'andésite altérée, situé à l'E de la route Nadap—Lovasberény, est très pauvre en eau, ce qui s'accorde avec la kaolinisation intense de cette formation. Ici, il n'y a de sources que le long des grandes fractures transversales.

Ce sont les sources jaillissantes qui alimentent même le Lac de Velence car le ruisseau Császár et le petit fossé qui traverse le village de Velence ne peuvent point conduire d'eau en quantité suffisante pour suppléer l'évaporation. De même que par ses conditions pétrologiques et tectoniques, la Montagne de Velence diffère de son voisinage du point de vue hydrogéologique.

XVIII. CONCLUSION

Au cours de l'exposé, nous nous sommes efforcés de suivre les événements géologiques déroulés dans notre territoire, en ordre chronologique, et de présenter les formations produites à l'effet de ceux-là.

Ces événements se sont déroulés dans la chaîne varisque intérieure du Bassin Carpathique qui se traîne du bord du S de la Montagne au bord septentrional du Balaton à travers la Montagne de Velence, sous la région des collines de Nógrád, à travers le Bassin houiller de Salgótarján, vers la ville de Lučenec, puis elle débouche dans la Spišsko—Gemerske Rudohorie (planche N°. XIV.).

Les preuves de la détermination de l'âge des formations, du caractère des changements, de l'unité structurale et de l'identité des matières produites sont les suivantes:

Le voisinage du pluton granitique de Velence est un complexe phyllitique paléozoïque inférieur à métamorphose épizonale. La sédimentation de ce complexe fut accompagnée d'une éruption de porphyre quartzifère et de diabase. On peut justifier cette constatation dans la Montagne au bord septentrional du Balaton, dans le forage de Székesfehérvár, dans les monts Gécsi et Antónia de Velence et dans toutes les deux séries de la Spišsko—Gemerske Rudohorie (58, 59, 87, 88, 120, 139, 242, 245).

Les processus synchroniques agissent sur les mêmes substances, notamment sur le complexe de phyllite à lydite noire, et dans la chaîne de Velence et dans la chaîne «géméride». Dans les lacunes des affleurements paléozoïques c'est le complexe de gravier aquitano—helvétien et même sarmatien (par exemple Nógrád) qui nous offre les détritiques de cette chaîne-là. La brèche de base du «grès de Hárshegy» est formé également de cette matière consistant presque exclusivement en détritiques de phyllite, ouverte dans les coupes du chemin de fer de Bánk. Le complexe de phyllite paléozoïque inférieure à métamorphose régionale gît dans la Montagne du bord septentrionale du Balaton, à Szabadbattyán, à Urhida, près de Lučenec, et aux ailes synclinales «gémérides» (59, 140, 141) avec discordance tectonique au complexe de schiste argileux fossilifère, carbonifère inférieur (55, 94, 104), non métamorphisé.

Quant à la nature de la formation, elle est mobile, ce qui résulte du caractère de sédiment

flyscheux, du complexe de phyllite formé dans une zone géosynclinale. C'est une des chaînes caractéristiques du Paléozoïque intercalées entre la chaîne des Centralides Carpathiques et des Véporides consistant en gneiss—micaschiste—amphibolite d'une part et la chaîne cristalline affleurant près Vilyvitány d'autre part.

La chaîne de phyllite de la Montagne Centrale Hongroise est bordée du S par la zone de chevauchement dite ligne du Darnó (82) au-delà de laquelle on trouve une zone moins mobile. Au flanc opposé, c'est le Börzsöny qui représente le socle semblablement rigide de la contre-aile. La zone intercalée qui a gardé son caractère d'expansion, du Paléozoïque jusqu'aux temps actuels est caractérisée par des fissures à dilatation.

L'évaluation du rôle macrostructural de la ligne Darnó se développait bien dans les dernières années, mais l'importance de cette ligne n'est encore tout à fait claire. Elle est suivie, par S. JASKÓ, de Martonyi à Budapest, mais cet auteur n'y attribue d'importance que dans la préformation de la structure tertiaire (82). La ligne Darnó limite la chaîne de phyllite paléozoïque de Balaton—Velence—Gemer, et se traîne des Dinarides jusqu'à la chaîne extérieure des Carpathes. Sa formation est sans doute en connexion avec les mouvements austriens—laramiens et ainsi elle est un des plus importants et plus grand éléments structuraux du Bassin Carpathique (262).

Sur la base des résultats récents de la recherche géologique des Gémérides et du territoire des Alpes Orientales, on peut déjà établir une subdivision stratigraphique plus ou moins exacte du complexe de phyllite. Au territoire des Alpes Orientales, K. METZ (147) classe le complexe de phyllite à lydite — dont la prolongation directe est la série à grauwacke et schiste dans la vallée de l'Enns — dans l'Ordovicien. Chez nous, il est impossible de décider, sur la base de l'examen des échantillons du forage à battage, s'il s'agissait d'une série de murs stratigraphique ou tectonique. Mais il est devenu sûr, à l'aide du forage, que le complexe de grauwacke gît en unité stratigraphique indépendante dans le mur profond de la Montagne du bord septentrional du Balaton, et que le granit a atteint des horizons supérieurs, après avoir traversé le complexe à grauwacke.

Récemment, c'étaient FUSAN—MAŠKA—ZOUBEK (59) et J. KAMENICZKY (86) qui se sont occupés de la subdivision stratigraphique du Paléozoïque géméride. D'après leurs études très détaillées, les formations suivantes prennent part dans le Paléozoïque des Gémérides :

- 1°. sédiments continentaux permien,
- 2°. série carbonifère supérieure,
- 3°. série carbonifère inférieure de Jaso—Rožnava,
- 4°. série de phyllite à diabase,
- 5°. série de phyllite porphyroïde cambro—silurienne.

Les deux séries-ci à métamorphose régionale correspondent à la série nommée antérieurement de Drnave (120) c'est-à-dire, tandis que les séries supérieures incluent des formations non métamorphosées, contenant même des preuves d'âge paléontologiques. Cependant il est très important qu'à l'aile du N des Gémérides le Permien se présente dans le faciès de verrucano et dans la chaîne de la Montagne Bükk on connaît le Permien marin. La métamorphose régionale du complexe de phyllite est due aux phases orogéniques calédonienne nouvelle ou varisque (bretonienne) respectivement. On tâche d'aplanir l'incertitude de la détermination chronologique en employant le terme «phase de Spiš» à ce processus.

Les membres de cette subdivision stratigraphique des Gémérides correspondent bien aux membres de la chaîne paléozoïque de Balaton—Velence. Sur la base du manque des unités à métamorphose plus intense, la présence du Paléozoïque divisible en deux et la similarité des formations effusives, on peut classer les parties correspondantes des deux territoires dans la même unité structurale (dans la même chaîne mobile) et dans les mêmes divisions stratigraphiques. Cela est déjà nettement indiqué par E. VADÁSZ, dans son ouvrage sur la macrotectonique de la Hongrie (264), en traitant le développement semblable et les connexions structurales des complexes des Alpes Orientales — Montagne du bord septentrionale de Balaton et des Alpes Orientales — Gémérides. C'était dans la structure anticlinale paléozoïque de Balaton—Gemer que firent intrusion les masses moindres, connues à la surface, du granit de Velence et des granits de Gemer.

Le granit montant autrefois dans l'axe de l'anticlinal paléozoïque, est devenu plus tard, au cours des mouvements à la suite de la phase orogénique alpine—carpathique, asymétrique par rapport à la chaîne paléozoïque de la Montagne Centrale Hongroise. Le granit de Velence est un pluton de noyau et ainsi il forme une unité structurale très importante de la chaîne orogénique paléozoïque de Balaton—Velence—Gemer. Ce n'est pas un batholithe de profondeur,

mais une masse magmatique circonscrite, hypabyssale, consolidée dans des horizons moins profonds.

La variabilité peu considérable du magma homogène originel, est remplacée par la multiplicité et des altérations intenses post-magmatiques. En outre des connexions structurales exposées plus haut, c'est la pauvresse en Mg—Ca, et la présence du B qui caractérisent en commun les granits de Velence et de Gemer, formant ainsi la province géochimique carpathique intérieure, distinguée nettement des granits du Tatra et du Mecsek. Pétrouchimiquement, les granits de la chaîne Velence—Gemer sont caractérisés, dans tous les deux territoires, par le superflu d'Al formé au cours de l'autométamorphose, et par l'enrichissement relatif du K.

Le granit et l'aplite à tourmaline sont les membres les plus fréquents du gravier aquitano—helvétien de Nógrád. L'albitisation, la perthitisation et la muscovitisation indiquent des altérations à direction identique, dans aux territoires de Velence et de Gemer (119).

Le mise en place du granit de Velence est délimité dans le temps par le fait qu'on a constaté la présence de l'aplite et du schiste à tourmaline du Mont Gécsi, dans le bloc de conglomérat permien trouvé au bord du N de la montagne. Les traces de malachite dans le Permien (130) ainsi que l'infiltration de fluorite et malachite dans le Triasique (167) observés dans la Montagne du bord septentrional du Balaton indiquent probablement de faibles processus hydrothermaux, ravivés en connexion avec les mouvements jeunes.

En ce qui concerne l'âge, notre opinion n'est pas d'accord avec certains géologues (106, 199, 200, 157) qui sont en train d'exécuter des recherches dans les Gémérides. Il est vrai que du granit exempt même des traces de la dynamométamorphose est intercalé dans le complexe de phyllite à métamorphose régionale, et qu'on peut observer une minéralisation métasomatique de contact dans l'enveloppe triasique, mais ce ne sont pas de preuves indiscutables. Notamment, le granit de Velence fit intrusion dans un complexe de phyllite qui avait déjà subi la métamorphose régionale, ce qui fut démontré, simultanément à nos recherches, par J. KAMENITZKY et I. ILAVSKY (75, 87, 88), en Gemer. Le fait que le granit n'est pas milonitisé et n'a pas subi de dynamométamorphose peut être expliqué par sa mise en place orogénique et par l'effet relativement modéré des mouvements ultérieurs. C'est justement le caractéristique de la chaîne de Balaton—Velence—Gemer.

Chez nous, la dynamométamorphose n'a même pas atteint le Permien. Par contre, les granits de Vepor et de Mecsek sont également dynamométamorphosés. Ce phénomène s'explique par la grande plasticité de la phyllite et par la rigidité de la masse granitique. La minéralisation répétée en diverses époques — qualifiée de «régénération» de la minéralisation primaire, d'après SCHNEIDERHÖHN (197) — peut plutôt être considérée comme la répétition de la minéralisation, le long des fissures profondes, rouvertes à plusieurs reprises, de la chaîne tectoniquement remuée.

Cela est prouvé par la minéralisation de (Rudabánya (159, 162), par les minéralisations éocènes des environs de Recksk et des environs de Nadap (163, 97), par celles du Börzsöny (161, 165) et de Gyöngyösoroszi (99), encore plus jeunes.

Vu que le granit n'est en contact direct qu'avec les formations paléozoïques inférieures et sa mise en place ne s'accomplit pas le long des plans de charriage des nappes carpathiques, il s'ensuit que le granit est un membre structural du complexe de phyllite et son emplacement ne caractérise que cette chaîne.

La chaîne paléozoïque de Balaton—Velence passa à l'axe de la Montagne Centrale de Hongrie. Elle occupa déjà cette position dans une des phases initiales du plissement alpino—carpathique. Quelle était cette phase? La diversité des faciès permien aux ailes du NW et SE de la chaîne est un vestige structural varisque. Cependant le développement et l'emplacement actuels des ailes mésozoïques représentent déjà une structure alpine—carpathique. Selon E. VADÁSZ (262, 264), le développement de celle-ci ait commencé dans la phase austro—subhercyno—laramienne, à l'époque de la formation des nappes carpathiques. L'Éocène transgresse et sur le Triasique et sur le Carbonifère de Urhida. Mais l'Éocène à laies de houille brune de la Hongrie s'ajuste déjà à cette grande chaîne anticlinale et il n'occupe pas d'autres bassins (éocène) semblables, à ce temps à l'aile opposée. Plus tard, l'aile mésozoïque du NW fut écaillée et empilée (andésite éocène entraînée de Szabadbattyán), et l'aile du SE affaissée (131, 133, 240, 262, 264).

C'est le Permien qui gît le plus voisin du noyau de la chaîne paléozoïque, puis le Triasique et le Jurassique se placent aux ailes et, au bord extérieur, le Crétacé. On ne peut pas attribuer cet arrangement des formations à des transgressions de plusieurs reprises, mais à la dénudation intense qui suivit à la formation de voûte, après le Crétacé moyen. Les lacunes observables dans les séries sédimentaires ne signifient donc pas toujours une interruption de la sédimen-

tation — émerision —, mais peut-être une dénudation ultérieure, ce qui s'ensuit de l'arrangement écaillé, élevé ou affaissé de certains territoires. Cependant, le bassin houillier de Ajka (turonien) indique déjà clairement le rivage du NW de la chaîne.

En ce qui concerne le Mésozoïque, la structure anticlinale remuée et dénudée de Balaton—Velence—Gemer signale qu'il faut faire une différence nette entre les formations mésozoïques des ailes du NW et du SE de la chaîne. Le prolongement du Bakony—Vértes—Gerecse—Nagy-szál n'est pas à chercher dans la Montagne Bükk, mais dans le synclinal mésozoïque dit de Gemer Septentrional, tandis que le Permien marin de la Montagne Bükk s'ajuste à l'aile du S des Gémérides. Le Mésozoïque de l'aile du SW est probablement en connexion avec le Triasique traversé dans le forage de Bugyi.

Le volcanisme andésitique du Tertiaire occupait de préférence cette zone mobile, et particulièrement les bords de celle-ci, suivant sa direction tout entière. Aux endroits où la chaîne s'interrompt, des masses transversales d'andésite firent éruption à la surface (Montagne de Štiavnica—Kremnica, Börzsöny, Mátra, territoire volcanique de Nógrád). Les masses volcaniques ouvertes par les forages de Transdanubie, et par les ouvertures minières récentes de la partie du NE de la Montagne de Velence, prouvent bien que cette chaîne s'est comportée uniformément pendant l'Éocène. L'activité volcanique dura jusqu'au Pannonien, comme c'est indiqué par le volcanisme basaltique développé au bord du NW de la chaîne. Selon L. JUGOVICS et T. POJÁK (85, 171) le faciès pétrographique des basaltes de Nógrád est tout à fait identique à celui de la montagne du N du Balaton.

Nos examens géologiques avaient pour but, en outre de l'éclaircissement des relations macrostructurales, la reconnaissance plus profonde des formations magmatiques de la montagne. A ce sujet, on a pu faire du progrès en révélant les conditions géologiques, minéralogiques et pétrographiques des pegmatites, en déterminant les processus pneumatolytiques d'altération des roches granitoïdes et volcanique ainsi que les minéralisations des roches granitoïdes et volcaniques et en établissant l'évolution continue et graduelle des minéralisations hydrothermales y relatives. L'apparition des pegmatites dans la zone de contact du Mont Gécsi, de même que la pneumatolyse molybdénitique près d'elles sont des phénomènes remarquables.

D'après la division des faciès de N. J. NAKOVNIK (119) ce sont les faciès à quartz-tourmaline et à quartz-muscovite — avec des traces d'étain et une faible molybdénisation le long des plaines de contact — qui se sont manifestés au cours de la pneumatolyse de la montagne.

Le développement graduel et continu de la bérésitisation et, en connexion avec celui-là, les lois pétrochimiques discernables de l'altération sont les résultats les plus intéressants des investigations achevées.

La bérésitisation et la quartzification du granit sont aux monts Gécsi et Meleg des processus hypo-mésothermaux, ce qui est même indiqué par la résorption du quartz, la séricitisation et le degré de la quartzification. Cependant, l'altération passe graduellement à l'épithermale, observable à d'autres endroits de la montagne par l'apparition de la bérésitisation le long des filons de quartz à minerai. La bérésitisation des roches granitoïdes de Velence est différente de l'altération typique de Bérésovsk. Autant que nous sachions, on n'a pas décrit de pareil processus complètement développé d'autre territoire.

La bérésitisation de la Montagne de Velence est le produit d'une phase postérieure à la pneumatolyse à tourmaline. Parallèlement au verdissement de la biotite, puis à la chloritisation et la muscovitisation de la biotite, commencent la migration de Na, Ca et K, et le réarrangement des composants de la roche. Cela atteint d'abord la pâte, plus tard il s'étend même aux phénocristaux. La formation des bords autour les grains de quartz semblables aux rideaux, le développement de la texture pseudogranophyrique et de la structure pseudosphérolitique témoignent d'une action chimique réciproque entre les constituants porphyriques et la pâte. Entretemps, la séricite et le quartz deviennent dominants dans la pâte, les phénocristaux viennent de plus en plus absorbés, pour ne pas laisser que de menus grains arrondis de quartz. La pâte consiste en pseudosphérolites de séricite et quartz dont l'origine secondaire est manifeste.

Dans une autre forme de l'altération l'état final n'est pas caractérisé par la texture pseudosphérolitique, mais par les halos secondaires formés autour des restes de quartz porphyrique par les menus lattes d'albite micropoecilites d'imprégnation. Par la séricitisation de la pâte micropoecilite, se forme une roche qui consiste également en séricite et quartz. La dernière phase hydrothermale du processus est accompagnée d'une quartzification intense. Ainsi se forme la quartzite à structure fluidale montrant quelques vestiges d'intercalations porphyriques. Ces phases d'altération de la roche s'accordent bien avec les lois de la décomposition chimique lesquelles sont suggérées par nos tableaux pétrochimiques. Tout cela délimite l'âge de la béré-

sitisation entre la minéralisation pneumatolytique et la formation des filons épithermaux. On n'a pas constaté de concentration considérable de minerai, en connexion avec des roches bérésitisées.

Le porphyroïde appartenant à l'enveloppe de schiste de contact ne fut atteint que par la séricitisation accompagnée d'une faible pyritisation. Par contre, la diabase du mont Gécsi fut très altérée. Cette altération est multiple, résultant des changements de divers types: la métamorphose régionale de la phyllite, l'effet de contact du granit et les processus pneumatolytiques—hydrothermaux. On peut suivre l'altération graduelle de la diabase, à partir de l'ouralitisation jusqu'à la talquistisation—carbonatation.

La minéralisation accompagnée d'une fluoritisation plus abondante, suivant à la formation des fissures élargissantes, témoignent d'une activité épi-hydrothermale post-magmatique intense.

Les filons hydrothermaux post-magmatiques sont à la surface, secondairement oxydés et lixiviés, le remplissage originel du filon n'est indiqué que par des cavités alvéolaires. Par les prospections minières, on a partout atteint les filons à minerai, au-dessous du quartz filonien alvéolaire. Il n'y en a qu'une exception, le système des filons du mont Ördög de Sukoró où le remplissage à minerai des filons fut lixivié probablement par l'activité post-volcanique hydrothermale ou l'infiltration de l'eau hypergène atteignant des profondeurs plus considérables dans la zone de bord.

Les filons de quartz sont des filons à fluorite-minerai et à carbonate. D'après le caractère minéralogique et le mode de gisement reconnus du remplissage des filons, il s'est développé une séparation zonale en sens horizontal et vertical. Sur la base de celui-là, on peut attendre l'alternance rythmique des remplissages de quartz à fluorite-minerai et de carbonate-minerai dans la profondeur. E. SZÁDECZKY—KARDOSS (227) induit à l'existence de pareil séparation verticale, sur la base des considérations géochimiques.

La minéralisation hydrothermale liée au magmatisme granitique — la plus considérable à en juger sur les indices de surface — s'est développée dans la chaîne de Suhogó et dans les vignes de Székesfehérvár.

D'après les conditions structurales, le granit est incliné vers le SE. Si l'on prend en considération la zone d'empilement fort au côté du NW, suivant le contact granit-schiste, la fracturation extraordinaire du granit et l'allure des directions principales microtectoniques, on doit considérer le granit de Velence comme une écaille assez grande chevauchant vers le SE l'aile mésozoïque originel du SE. L'écaillage du granit est également indiqué à l'aile du N, par la petite motte granitique de Csirkeház dont l'environnement ne présente aucun effet intense de contact.

Les événements survenus dans la montagne sont bien reflétés par les altérations des roches. Quant à ce sujet, nous avons rassemblé, au cours des dernières années, une documentation pétrochimique et géochimique considérable, exposée aux tableaux et graphiques ci-joints. Concernant l'évolution des processus reconnus de quartzification, bérésitisation et listvénitisation, nous avons démontré, sur la base des valeurs calculées, le développement graduelle de la migration de Mg, Na, Ca, K, Fe. On peut adopter les mêmes normes pour établir des lois caractérisant l'altération hydrothermale et de la métallogenèse. Les tableaux indiquent des lois identiques quant à l'altération des roches granitoïdes de Velence et de Gemer. La minéralisation filonienne hydrothermale de la Montagne de Velence est une minéralisation à fluorite et à carbonate; quant à son origine, nous adoptons la théorie de BETEHTIN (16).

L'activité post-volcanique andésitique au bord du NE de la montagne fut très intense. Ce territoire ne possédant une structure consolidée — des fissures ouvertes pendant le magmatisme granitique ouvraient le chemin aux solutions hydrothermales —, garda son caractère perméable pendant les volcanismes éocène et miocène. C'est sans doute un trait macrostructural, surtout en tenant compte de la différence profonde entre les caractères structuraux de la Mátra Occidentale d'une part et du Börzsöny et de la Mátra orientale d'autre part.

Du point de vue pétrochimique, on peut établir même pour les produits du volcanisme andésitique, le sens déterminé et les phases distinctes de l'altération. Il est très important que dans les roches granitoïdes c'est le Mg qui est désagrégé le premier, tandis que dans les cas de la décomposition de l'andésite il subsiste en carbonate et devient longtemps résistant. Voici les éléments sortant pendant l'altération de l'andésite, en ordre diminuant: Na, K, Ca, Mg, Fe, Ti, Al.

On ne connaît encore les rapports métallogénétiques de l'activité hydrothermale andésitique. Actuellement on ne sait que la bérésitisation des roches fut plus intense de tous les territoires à minéralisation néoïde connus. L'altération ressemble le mieux à celle du mont Lahóca de Recsk,

mais on ne peut pas évaluer sa minéralisation, faute de forages de profondeur considérable. Des questions géologiques très intéressantes se posent concernant le rapport de l'activité hydrothermale liée au granit et à l'andésite.

C'est en connexion avec ce territoire volcanique qu'il y a la plupart des problèmes discutés. Le plus important parmi ceux-ci, c'est la distinction des deux phases de quartzification du mont Meleg, en ce qui concerne d'une part la minéralisation caractérisée par des traces d'antimonite, d'uranium et de molybdène, d'autre part la pyritisation.

D'ailleurs le problème de l'échelle de la dénudation de la montagne est aussi important. L'emplacement de l'enveloppe du granit, la grande quantité des formations filoniennes, de même que la présence de la minéralisation épithermale à baryte et fluorite dans le granit, prouvent que ce n'était pas une partie considérable qui fut dénudée de la masse du granit. On peut constater la même chose dans le cas des granits gémérides où le pluton granitique caché ne fut ouvert, par endroit, que par les prospections minières.

L'allure de la molybdénitisation à attendre vers la profondeur n'est encore claire. La présence d'un seul champ de pegmatite, la présence des cavités à minerai dans la pegmatite, les traces nettes de la pneumatolyse semblable à la greisenisation, de même que la structure régionale semblent prouver que l'horizon optimal du développement pegmatitique, pneumatolytique du granit hypabyssal est à attendre dans la profondeur.

De même, le problème du travail de magnétite de Pátka n'est encore résolu. Il s'agit probablement d'une formation semblable aux lentilles d'hématite—magnétite de Gemer. Il semble que leur meilleur développement pourra être trouvé dans le secteur du mont Varga de l'enveloppe de schiste. On pourrait élucider cette question par un forage plus profond, établi dans l'enveloppe de schiste.

Les lentilles de calcaire gisant dans le complexe à phyllite jouent un rôle très important dans la métamorphose de contact de l'enveloppe de schiste. Malheureusement, c'est justement concernant les parties probablement les plus intéressantes qu'on n'a pas d'information, car le terrain y est très couvert.

Quant à la macrostructure, la reconnaissance de l'aile du SE et du prolongement au NE de la montagne, de même que du territoire recouvert de Carbonifère fossilifère au NW de Urhida pourrait être importante. Enfin, le problème de la stratigraphie du complexe à phyllite de la Montagne au bord septentrional du Balaton n'est encore résolu. Il se pose la question de savoir si l'on peut séparer, chez nous, les complexes à porphyroïde et à diabase, et dans l'affirmative quel est leur rapport mutuel. Le forage de Székesfehérvár présente une série où il y a une lacune de carottes, justement là où il aurait dû traverser le complexe à porphyroïde.

Un complexe à phyllite bien limoniteuse se traîne au territoire de Felsőörs—Alsóörs. Par la voie de l'examen microscopique on a réussi de constater que la limonite provenait de la désagrégation de la pyrite, en ayant eu observé des cavités hexaédrique. L'investigation de cette chaîne de phyllite minéralisée, pyriteuse est très importante, même du point de vue économique.

L'évolution géologique de la chaîne paléozoïque de Balaton—Velence—Gemer est la clé de la reconnaissance de l'évolution de tout le Bassin Hongrois. C'est justement pourquoi il faut apporter plus de soin dans l'avenir à la recherche de cette chaîne. L'investigation de Gémérides, du Bassin de Graz, des Alpes Orientales (49, 50, 112, 113) ont mené à des résultats importants dans les dernières années; si l'on compare avec ceux-ci nos résultats et la synthèse d'E. VADÁSZ (262, 264) on peut établir une division stratigraphique acceptable.

La chaîne de phyllite dont nous venons de parler ne se dirige pas vers le Bassin de Graz et la Montagne de Bacher, mais vers les montagnes Kalnik, Sleme, Ivanščica. Cependant nous ne connaissons encore malheureusement les données des recherches géologiques récentes effectuées dans ces montagnes-ci.

L'examen détaillé de l'unité macrostructurale, de la chaîne paléozoïque de Balaton—Velence—Gemer et de son rôle joué au cours de l'évolution géologique sera la tâche de l'avenir. Les résultats que nous avons obtenus jusqu'ici ne signifient que le pas initial dans ce domaine.

Ce que nous savons à présent du déroulement des événements géologiques peut être résumé dans le tableau suivant:

<i>Période</i>	<i>Événement</i>	<i>Formation</i>
Pliocène- Pléistocène	Activité volcanique	Volcanisme basaltique dans la montagne du bord septentrional du Balaton. Formation de gravier aux monts Gécsi et Cseplek. Formation de loess
Miocène	Orogenèse	Formation des fractures qui limitent la montagne. Affaissement le long de l'aile du S.
Oligocène. Étage latorrien	Dénudation, activité post-volcanique	Pyritisation, kaolinisation.
Éocène sup.	Activité volcanique intense	Andésite à pyroxène et à amphibole, tuf et agglomérat andésitiques
Limite de Crétacé sup. Éocène	Phase laramienne de l'orogénèse alpine	Dénudation de grande échelle. Formation de la Montagne Centrale Hongroise
Crétacé Jurassique Triasique	Sédimentation dans les géosynclinaux	Affaissement graduel, puis émerision continue de l'anticlinale de phyllite de Balaton—Velece—Gemer en partie dénudée.
Étage thuringien	Phase palatine de l'orogénèse varisque	Lacune de sédimentation, affaissement graduel, formation de géosynclinaux aux deux ailes
Permien sup.	Dénudation, transgression lente, magmatisme final	Formation de grès-verrucano, volcanisme de porphyre à quartz
Permien inf.	Dénudation	
Carbonifère sup.	Émersion	Lacune de sédimentation
Étage autunien	Phase saalienne de l'orogénèse varisque	Formation des filons hydrothermaux
Étage stéphanien	Phase asturienne de l'orogénèse varisque	Formation de porphyre granitique, aphte, pegmatite, effet de contact pneumatolytique
Entre les étages viséen et namurien	Phase sudétienne de l'orogénèse varisque	Éruption et consolidation du granit plutonien de Velece; formation de l'anticlinale de Balaton—Velece—Gemer
Carbonifère inf.	Sédimentation	Schiste argileux, grès, calcaire noir, à faune de Productus
Étage dinantien	Métamorphisme régional, dans la phase bretonienne de l'orogénèse varisque	Formation de schiste à grauwacke, phyllite-porphyroïde, phyllite-diabase, calcaire cristallin
Cambro-silurien, peut-être Dévonien	Sédimentation, volcanisme effusif	Sédiments psammitiques-pélitiques à intercalations de calcaire. Intrusions de porphyre à quartz et de diabse

ГЕОЛОГИЯ ГОР ВЕЛЕНЦЕ

Б е л а Я н ч к и

В ходе изложения материала автор старается проследить в хронологическом порядке геологические процессы, имевшие место на данной территории, а также описывать образования, возникшие под их влиянием.

Театром событий являлся варисцийский внутренний пояс бассейна Карпат, который, простираясь по южному краю горного края у озера Балатон, через горы Веленце, у подножья ноградского холмистого края и западной части гор Матра, через Шальготарянский бассейн продолжается в направлении г. Лученец, а затем присоединяется к массиву Сепеш—Гемерских Рудных Гор (XIV. пр.).

Возраст отдельных образований, характер изменений, идентичность и структурное единство образовавшихся материалов подтверждается нижеприведенными фактами.

Окрестность гранитоплутона гор Веленце представляет собой эпизонально превращенную древне-палеозойскую филлитовую толщу, одновременно с осадкообразованием которой имело место извержение кварцевого порфира и диабазы. Это на горном краю у озера Балатон, в вскрытии бурения в районе Секешфехервар, на горах Гэ и Антониа в районе гор Веленце и в обеих сериях Сепеш—Гемерских Рудных Гор также подтверждается (58, 59, 87, 88, 129, 130, 242, 245).

Одновременный процесс подействовал на идентичный породный материал, а именно на чуждую, лидитовую филлитовую толщу в одинаковой мере в массиве Балатон—Веленце и в массиве „Гемерид”. На промежуточной территории, в гравелистых толщах округа Ноград, относящихся к аквитанскому-гельветскому и даже сарматскому ярусам, встречается обломочный материал указанного массива; материалы этого массива образуют также вскрытую в Банкской железнодорожной выемке основную брекчию, содержащую почти исключительно обломки филлита и относящуюся к фации песчаника Харшхедь. Древне-палеозойская, регионально превращенная филлитовая толща на горном краю у озера Балатон, в районах сс. Сабадбатьян и Урхида и г. Лошонц, а также на крыльях синклиналей Гемерид соприкасается с непревращенной толщей глинистых сланцев (59, 140, 141) ниже-карбачового возраста (55, 94, 104), содержащих окаменелостей, через тектоническое несогласие.

Образование является подвижным, что получается из геосинклинального, флишевидного характера осадков, слагающих филлитовую толщу. Это представляет собой один из характеристических массивов палеозоя, располагающийся между массивами Карпат, Централид, Вепорид, сложенными толщами гнейсов, слюдяных сланцев и амфиболитов, и кристаллическим массивом, выходящим на земную поверхность в районе с. Вильвитань.

Филлитовый массив среднегорья с юга разграничивается мощной зоной надвигания линии Дарно (82), за которой располагается менее подвижная зона. На противоположной стороне подобное жесткое основание противоположного крылья глубоко погружено. Располагающийся между двумя частями участок представляет собой зону раскрывающихся ущельев, которая с палеозоя почти до настоящего времени сохранила свой расширяющийся характер.

Оценка макроструктурной роли линии Дарно в течение последних лет развивалась соответствующим образом, однако определить ее значение даже в настоящее время не представляется возможным. Ш. Яшкó проследил ее от с. Мартоњи до г. Будапешт, но придает ей значение лишь в развитии третичных структур (82). Линия Дарно разграничивает Балатон—Веленце—Гемерский палеозойский филлитовый массив и продолжается от Динарид до внешней зоны Карпат. Ее проникновение безусловно связано с австрийскими-ларамийскими движениями и вследствие этого она является одним из наиболее важных и наибольших структурных элементов бассейна Карпат (162).

На основании результатов, полученных в течение последних лет в области геологического изучения территории Гемерид и Восточных Альп, стратиграфическое расчленение филлитовой толщи с большей или меньшей вероятностью в настоящее время уже представляется возможным. На территории Восточных Альп К. Мец (147) причисляет лидитовую филлитовую толщу, в прямом продолжении которой в долине р. Эннс залегает серия граувакки и сланцев, к ордовику. Изучение материала, полученного при ударном бурении, не допускает решения вопроса о том, имеем-ли мы дело с стратиграфической или тектонической подстилающей серией. Однако бурением было установлено, что в глубокой подстилке горного края у озера Балатон граувакковая толща залегает в качестве разрозненной стратиграфической единицы и что гранит, прорываясь через граувакковый горизонт, проникал на более значительную высоту.

Стратиграфическим подразделением палеозоя Гемерид в последнее время занимались Ф у с а н — М а ш к а — З о у б е к (59) и Я. К а м е н и ц к и. (86). На основании их весьма детальных исследований в строении палеозоя Гемерид участвуют:

1. пермские континентальные отложения,
2. верхне-карбоновая серия,
3. нижне-карбоновая серия окрестности сс. Ясо и Рожньо,
4. филлитово-диабазовая серия, и
5. кембрийско-силурская порфиридовая филлитовая серия.

Последние две серии соответствуют прежней серии Дрнава (120), т. е. представляют собой регионально превращенную толщу, в то время как вышележащие толщи являются палеонтологически определенными неметаморфизованными образованиями. Весьма существенным является то обстоятельство, что в то время как на северном крыле Гемерид развивалось веррукано, на их южном крыле, в массиве гор Бюкк, развивалась морская пермь. Региональный метаморфизм филлитовой толщи указанными авторами причисляется к новокаледонской или вариссийско-бретонской фазе горообразования. Они стараются устранить неуверенность хронологического определения применением названия „спмшской фазы” процесса.

Вышеуказанное расчленение Гемерид даже в его подразделениях соответствует подразделениям палеозойского массива Балатон—Веленце. На основании отсутствия интенсивно метаморфизованных единиц, присутствия двойного палеозоя, а также подобного развития эффузивных образований данные области могут быть соединены в одну единственную стратиграфическую и структурную единицу (и в подвижный массив). Определенные указания приведены на это в макроструктурной работе Э. В а д а с а (264), при обсуждении подобного развития и отношения толщ Восточных Альп—горного края у озера Балатон и Восточных Альп—Гемерид. В эту палеозойскую антиклинальную структуру вторгнулся гранит гор Веленце, а также обнаруживаемые на земной поверхности небольшие массы Гемерских гранитов.

Гранит, располагающийся в оси бывшей палеозойской антиклинали, в течение последующей альпийско-карпатской фазы горообразования по сравнению с палеозойским массивом Венгерского Среднегорья становился асимметричным. Гранит гор Веленце представляет собой орогеновый ядерный плутон и ввиду этого является одним из важных структурных элементов палеозойского массива Балатон—Веленце—Гемерид. Он не является батолитом больших глубин, а гипабиссальной, ограниченной, магматической массой, вторгнувшейся на значительную высоту.

Небольшая изменчивость однородной кислой магмы заменяется разнообразием и интенсивностью постмагматических превращений.

Наряду с структурной тождественностью, его геохимическое сродство с гемерскими гранитами относит его в единую внутрикарпатскую, бедную Mg и Ca, а богатую бором геохимическую провинцию, резко отличая его от гранитов гор Татры и Мечек. Граниты данного массива на обеих территориях характеризуются избытком алюминия, выделившегося в течение автометаморфизма, и сравнительным обогащением калием.

Наиболее часто встречаемыми составными частями аквитанско-гельветского гравия округа Ноград являются турмалиновый гранит и аплит. Альбитизация, пертитизация и мусковитизация в горах Веленце и в гемерской области указывают на метаморфизм идентичного развития (119).

Возраст гранита гор Веленце отграничивается тем, что присутствие турмалинового аплита и турмалинового сланца горы Гэчи было установлено в глыбе пермского конгломерата, встречающейся на северной окраине гор. Малахитовая пермь (130) и малахитово-флюоритовый триас (167) горного края у озера Балатон по всей вероятности являются свидетелями гидротермальных процессов, возобновившихся в связи с более молодыми движениями.

Мое мнение по вопросу геологического возраста не совпадает с мнением части геологов (106, 199, 200, 157), проводивших исследования в Гемеридах. То обстоятельство, что в регионально превращенной филлитовой толще залегает только гранит, не пострадавший динамометаморфизм, и что в триасовой оболочке обнаруживается контакт-метасоматическое оруденение, не свидетельствует ни о чем. Дело в том, что гранит гор Веленце вторгнулся в регионально уже превращенный филлит, что в округе Гемер — одновременно с моими исследованиями — Я. Каменецким и И. Илаевским (75, 87, 88) также было выявлено. Объяснить то явление, что гранит не пострадал милонитизацию и динамометаморфизм, можно сравнительно слабым напряжением при более поздних движениях. Это и является особенностью Веленце—Гемерского массива.

Пермь в нашей стране не была затронута динамометаморфизмом. В противоположность этому граниты гор Вепор и Мечек ровным образом являются динамометаморфическими и катакластическими. Объяснить это явление можно значительной пластичностью филлита и жесткой массой гранита. Повторяющееся в разные периоды оруденение, квалифицированное Шнейдергэном „регенерацией” первичного оруденения (197), скорее следует интерпретировать как повторение оруденения вдоль повторно разбередившихся глубоких трещин структурно беспокойного массива. Это подтверждается оруденением района с. Рудабанья (159, 162), эоценовым оруденением окрестностей сс. Речк и Надап (163, 97), а также еще более молодым оруденением гор Бержень (161, 165) и Матра (99).

Тот факт, что гранит непосредственно соприкасается только древне-палеозойскими образованиями и выбрал путь своего распространения не по плоскости надвигания покровов Карпат, указывает на то, что гранит является структурным членом филлитовой толщи и что положение структуры характерно лишь для данного массива.

Палеозойский массив Балатон-Веленце располагается в оси Венгерского Среднегорья. Он попадал в это положение еще в течение одной из первоначальных фаз альпийско-карпатской складчатости. Которая была эта фаза? Развитие различных пермских фаций на северозападном и юговосточном крыльях еще является остатком варисцийской структуры. Однако развитие и нынешнее положение мезозойских крыльев уже представляет собой альпийско-карпатскую структуру. По мнению Э. Вадаса (262, 264) начало развития указанной структуры имело место в австрийско-субгерцинско-ларамийской фазе, т. е. во время формирования карпатских покровов. Эоцен ровным образом трансгрессировал на триас, а также на карбоновые отложения района с. Урхида. Однако угленосный эоцен Венгрии уже приспособливается к этому крупному антиклинальному массиву, в то время как на другом крыле подобный эоценовый бассейн не развивался. Впоследствии произошло надвигание, нагромождение северозападного мезозойского крыла (утраченный андезит эоценового возраста района с. Сабадбатьян), с погружением юговосточного крыла (131, 133, 240, 262, 264).

Поближе к массиву палеозойских ядерных гор располагается пермь, затем следуют триас и юра, а на самом краю — мел. Указанное распределение образований нельзя приписывать неоднократно возобновившейся трансгрессии, а интенсивной эрозии, следовавшей за после-среднемеловым горообразованием. Обнаруженные в осадочных толщах пробелы поэтому не в каждом случае указывают на нарушение осадкообразования, т. е. на поднятие, а на позднюю эрозию, что вытекает из надвинутого, приподнятого или погруженного положения одной или другой области. Однако северозападная береговая линия массива уже надежно фиксируется меловым (туронским) каменноугольным бассейном района с. Айка.

В мезозойском отношении Балатон—Веленце—Гемерская перемещенная и эродированная антиклинальная структура обращает внимание и на то, что между мезозойскими образованиями, залегающими на северозападной и юговосточной крыльях массива, необходимо делать резкое различие. Продолжение гор Баконь, Вертеш, Пилиш и Надьсал следует искать не в горах Бюкк, а в т. н. северогемерской мезозойской синклинали, в то время как морская пермь гор Бюкк приспособляется к южному крылу Гемерид. Мезозой югозападного крыла по всей вероятности связан с триасом, пересеченным в бурении района с. Будьи.

Андезитовый вулканизм третичного периода частью развивался в указанном подвижном массиве и особенно на его окраине и пронизывает по всему его простиранию. На тех местах, где массив прекращается, в поперечном направлении большие массы андезита выступали на поверхность Земли (в штаивнишко—крмницких Рудных Горах, в горах Бержень и Матра, а также на Вульканьской территории округа Ноград). Вулканические массы, вскрытые бурениями в Задунайском краю, и в последнее время также горными выработками в северовосточной части гор Веленце, свидетельствуют о том, что поведение данного массива в эоценовое время также оказалось единым. Указанная вулканическая деятельность по свидетельству базальтового

вулканизма, развившегося вдоль северозападной оркаины массива, продолжалась до паннонского яруса. Согласно Л. Юговичу и Т. Пояку (85, 171) базальты округа Ноград показывают то же петрографическое развитие, как базальты горного края у озера Балатон.

Кроме выяснения макроструктурного положения, проведенные геологические исследования были направлены на ознакомление с магматическими образованиями данных гор. В этой области значительное продвижение было достигнуто геологическим и минералогически-петрографическим познанием пегматитов, фиксацией процессов пневматолитического превращения пород и оруденения, а также установлением постепенного и непрерывного развития гидротермального оруденения. Пегматитообразование и молибденитовый пневматолитиз, связанные с контактной зоной горы Гэчи, представляют собой замечательные явления.

По фациальному подразделению Н. И. Наковника, в пневматолите гор были развиты кварцево-турмалиновая и кварцево-мусковитовая фации, по имеющимся в настоящее время сведениям только с следами олова и с слабой молибденитизацией вдоль контакта.

Постепенное и непрерывное развитие березитизации и в связи с этим анализируемость петрохимических закономерностей разложения пород представляют собой одно из наиболее интересных явлений данных гор.

Березитизация, а также окварцевание гранита на горах Гэчи и Мелег — хедь представляют собой гипомезотермальный процесс, что выявляется из резорбции кварца, из серицитизации и из степени окварцевания. Однако превращение постепенно переходит в эпитеpmальное, о чем свидетельствует развитие березитизации вдоль рудоносных кварцевых жил. Березитизация гранитоидных пород гор Веленце отличается от типового Березовского превращения горных пород. Насколько мне известно, из других территорий до сих пор не был описан процесс, развившийся с такой полнотой.

Березитизация гор Веленце является результатом фазы, имевшей место после турмалинового пневматолита. Одновременно с позеленением, а затем с хлоритизацией и мусковитизацией биотита начинается миграция Na, Ca и K, и перераспределение составных частей горных пород. Перераспределение впервые постигло основное вещество, а затем распространилось и на порфиновые прослойки. Развитие зазубренных кварцевых граней, псевдогранофировой текстуры и псевдосферолитовой структуры свидетельствует о химическом взаимодействии между порфиновыми составными частями и основным материалом. При этом в основном материале серицит и кварц становятся господствующими, а порфиновые прослойки все более поглощаются и наконец сохраняются только мелкие, округленные зерна кварца. Основным материалом состоит из псевдосферолитов серицита и кварца, вторичное происхождение которых очевидно.

При втором виде превращений конечная фаза характеризуется не псевдосферолитовой структурой, а вторичным ореолом, развившимся вокруг остатков порфинового кварца, и мелкими палочками альбита микропйкилитовой структуры, рассыпанными в породе. Вследствие серицитизации микропйкилитовой основной массы образуется порода, также сложенная серицитом и кварцем. В своей последней гидротермальной фазе процесс сопровождается интенсивным окварцеванием. Возникает кварцит флюидальной структуры, в котором обнаруживаются остатки порфиновых вкрапленников. Указанные фазы хорошо совпадают с закономерностями петрохимического разложения, вычитаемыми в приведенных таблицах. Все эти данные фиксируют время березитизации между пневматолитическим оруденением и эпитеpmальным жилотообразованием. В связи с березитизацией значительное обогащение минералов не было обнаружено.

Порфириоиды, залегающие в сланцевой оболочке, пострадавшей контактовый метаморфизм, были постигнуты серицитизацией, сопровождаемой лишь слабой пиритизацией. В противоположность этому, диабаз горы Гэчи пострадал весьма интенсивный метаморфизм.

В результате регионального метаморфизма филлита, контактово-метаморфического действия гранита и наконец пневматолитически-гидротермальных процессов диабаз весьма различными способами неоднократно метаморфизировался. Постепенный метаморфизм диабазы можно проследить от уралитизации до талькизации и карбонатизации.

Оруденение, сопровождаемое флюоритизацией значительных размеров, а также образованием раскрывающихся трещин, указывает на интенсивную постмагматическую эпигидротермальную деятельность. Постмагматические гидротермальные жилы на дневной поверхности являются вторично окисленными, выщелоченными, на месте первоначального заполнения жил видны только ячеистые полости. В течение горноразведочных работ под ячеистым жильным кварцем повсюду были достигнуты рудоносные жилы. Исключение представляет лишь система жил горы Эрдег в районе с. Шукоро, где рудные заполнения жил по всей вероятности были выщелочены движением воды, достигшим в краевой зоне более значительные глубины.

Кварцевые жилы представляют собой флюоритоворудные и карбонатные жилы. Согласно известному в настоящее время минералогическому характеру, а также условиям залегания наполнений трещин как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении развивалась зональная периодичность. На основании этого на глубине, над пустым кварцем можно считать ритмически чередующимися рудными-флюоритовыми и рудными-карбонатными заполнениями. На основании геохимических соображений, на подобную вертикальную периодичность заключает также Э. Садецкий — Кардошш (227).

Наиболее интенсивное гидротермальное оруденение, связанное с гранитовым магматизмом, по поверхностным признакам развивалось в части Шухого и в виноградниках около г. Секешфехервар.

На основании структурных условий гранит располагается в опрокинутом к югозападу положении. Учитывая наличие зоны сильного нагромождения, располагающейся на северо-западной части гор, на контакте гранита и сланца, а также необыкновенную раздробленность гранита и формирование основных микротектонических направлений, гранит гор Веленце следует считать большой чешуей, надвинутой в юговосточном направлении на первоначальное юговосточное мезозойское крыло. На надвигание гранита указывает на северном крыле также небольшая гранитовая глыба с. Чиркехаза, в окрестности которой не было обнаружено никакого сильного контактного действия.

Процессы, имевшие место в горах, точно отражаются также на изменениях вещественного состава. Относительно этого в течение последних лет был собран огромный петрохимический и геохимический материал, приведенный в приложенных таблицах и графиках. Относительно развития процессов пневматолитического превращения пород, березитизации и лиственизации на основании пересчитанных аналитических величин можно подтверждать постепенное развитие миграции Mg, Na, Ca, K и Fe, что можно использовать для установления закономерностей как гидротермального превращения пород, так и происхождения руд. В связи с разложением гранитоидных пород гор Веленце и Гемерских гор приведенными таблицами устанавливаются идентичные закономерности. Гидротермальное жильное оруденение гор Веленце представляет собой флюоритовое, карбонатное оруденение, относительно происхождения которого мы принимаем теорию Бетехтина.

Андезитовая поствулканическая деятельность на северо-восточной окраине гор явилась очень сильной. Территория подвижного строения, которая во время гранитного магматизма своими трещинами открыла путь гидротермальным растворам, осталась такой же во время эоценового и миоценового вулканизма. В структурном характере западной части гор Матра, отличающейся от гор Бержень и восточной части гор Матра, безусловно следует видеть макроструктурную характерность.

Использованием петрохимических методов в андезите можно установить определенные направления и фазы разложения породы. Очень существенным обстоятельством является то, что в то время как в связи с гранитоидными породами раньше всех выбывающим элементом является магний, при разложении андезита он в виде карбоната сохраняется и на долгое время становится устойчивым. При разложении андезита очередь выбывающих элементов в порядке их уменьшения является следующей: Na, K, Ca, Mg, Fe, Ti и Al.

Рудные соотношения гидротермальной деятельности, связанной с андезитом, пока неизвестны. В настоящее время только известно, что березитизация породы более интенсивна, чем на какой нибудь из известных до сих пор неокислых рудоносных территорий. Превращение скорее всего напоминает таковое горы Лахоца в районе с. Речк, однако об оруденении — ввиду отсутствия скважин значительной глубины — говорить нельзя. В связи с гидротермальной деятельностью, связанной с гранитом и андезитом, возникают весьма интересные геологические проблемы.

На данной территории встречается самое большое количество спорных вопросов. Среди них самым важным является разделение двух видов процесса окварцевания горы Мелег в отношении антимонитовой минерализации, оруденения, характеризованной следами урана и молибдена, а с другой стороны гиритизации.

Дальнейшим весьма существенным вопросом является степень размывания гор. Положение гранитной оболочки, значительное количество жильных образований в граните, а также наличие баритовых, флюоритовых эпитермальных рудоносных образований в нем, все свидетельствуют о том, что из массы гранита было эродировано лишь немного. Это же можно обнаружить и в связи с гемерскими гранитами, где не выходящий на поверхность гранитовый плутон на некоторых местах был вскрыт только при помощи горных разведок.

Невыясненным вопросом является ожидаемое формирование молибденитизации в на-

правлении глубины. Наличие пегматитового поля, развитие пегматитов в виде рудоносных полостей, определенные следы пневматолита, напоминающего грейзенизацию, а также строение по видимому одинаково указывают на то, что оптимального развития пегматитового, пневматолитического горизонта гипабиссального гранита следует ожидать на более значительной глубине.

Открытым вопросом является также находка магнетита в районе с. Патка. Вероятно, что здесь имеем дело с образованием, напоминающим развитие гемерских гематитовых и магнетитовых линз. Оптимальное развитие ее можно ожидать на участке сланцевой оболочки располагающемся на горе Варга. Выяснить этот вопрос можно путем пробурения сланцевой оболочки до более значительной глубины.

В случае контактного метаморфизма сланцевой оболочки, залегающие в филлите линзы известняка играют весьма значительную роль. К несчастью ее по видимому самая интересная часть вследствие покрытости территории известна меньше всех.

С точки зрения макроструктуры оказалось бы необходимым познание юговосточного крыла данных гор, их северовосточного продолжения, а также территории, располагающейся на северозапад от с. Урхида и покрытой карбонными отложениями, содержащими окаменелости. Наконец открытым является вопрос о стратиграфическом строении филлитовой толщи горного края у озера Балатон. Можно ли и в нашей стране отделить порфиридовую толщу от диабазовой и если это возможно, какие отношения существуют между ними? Глубокое бурение, проведенное в районе г. Секешфехервар, предоставило неполную толщу, а именно там, где ему следовало пересекать порфиридовую толщу.

В районе сс. Фельшеэрш и Альшоэрш простирается сильно лимонитовая филлитовая толща. При помощи микроскопических исследований удалось установить только то, что лимонит происходит из пирита, так как в породе обнаруживаются его кубические полости.

Геологическое развитие Балатон—Веленце—Гемерского палеозойского массива с точки зрения развития всего венгерского бассейна занимает ключевую позицию. Именно поэтому на изучение этой территории в будущем необходимо обратить большое внимание. Изучение Гемерид, Грацкого бассейна и Восточных Альп (49, 50, 112, 113) в течение последних лет дало значительные результаты, сопоставляя эти результаты с нашими достижениями и с синтезом Э. В а д а с а (262, 264) вероятное стратиграфическое расчленение будет становиться возможным.

Описанный филлитовый массив простирается не к Грацкому бассейну и горам Бахер, а к горам Кальник, Шлеме, Иванщица. Однако новейшие геологические данные, относящиеся к этим горам, нам пока неизвестны.

Детальное изучение макроструктурной единицы Балатон-Веленце-Гемерского палеозойского массива и выполненной им в течение геологического развития роли представляет собой задачу будущего. Полученные до сих пор результаты обозначают лишь первый шаг по этому пути.

То, что о совершившихся геологических событиях в настоящее время нам известно, может быть сведено в следующей таблице.

Хронологическая последовательность геологических процессов на данной территории

<i>Периоды</i>	<i>Процессы</i>	<i>Образования</i>
Плиоцен-плейстоцен	Вулканическая деятельность	Базальтовый вулканизм на горном краю у озера Балатон. Образование галек на горах Гэчи и Чеплек. Лессообразование.
Мноцен	Горообразование	Сформление нарушений, ограничивающих горы. Обрушение вдоль южного крыла.
Олигоцен, Латторфский ярус	Эрозия, послевулканическая деятельность	Пиритизация, каолинизация.
Верхний эоцен	Оживленная вулканическая деятельность	Пироксеновый амфиболандезит, андезитовый туф и аггломерат.
Граница между верхним мелом и эоценом	Ларамийская фаза альпийского горообразования	Интенсивная эрозия, Сформление среднегорья.
Мел, юра, триас	Осадкообразование в геосинклиналях	Постепенное погружение эродированной филлитовой антиклинальной структуры Балатон—Веленце—Гемер, а затем ее непрерывное поднятие.
Пермь Тюрингский ярус	Пфальцкая фаза варисцийского горообразования	Несогласие в осадкообразовании, постепенное погружение, на обоих крыльях сформление геосинклиналей.
Верхняя пермь	Эрозия, медленная трансгрессия, финальный магматизм	Образование веррукано и песчаника, кварцпорфировый вулканизм.
Нижняя пермь	Эрозия	
Верхний карбон	Поднятие, перерыв в осадкообразовании	Эрозия.
Отэнский ярус	Саальская фаза варисцийского горообразования	Образование гидротермальных жил.
Стефанский ярус	Астурийская фаза варисцийского горообразования	Гранитпорфир, аплит, образование пегматитов, пневматолитическое контактное действие.
Между визейским и намюрским ярусами	Судетская фаза варисцийского горообразования	Прорыв и застывание гранитплутона Веленце; структурное сформление Балатон—Веленце—Гемерской антиклинали.
Нижний карбон	Осадкообразование	Глинистый сланец, песчаник, черный известняк с продуктусовой фауной.
Динантский ярус	Региональный метаморфизм, бретонская фаза варисцийского горообразования	Граувакковый сланец, филлитопорфироидовая, филлитодиабазовая свита, образование кристаллического известняка.
Кембро-силур, может быть девон	Осадкообразование, инициальный магматизм	Псаммитопелитовые, флишеобразные осадки, с кварцпорфировыми и диабазовыми интрузиями, прослойки известняка

MELLÉKLETEK JEGYZÉKE (TASAKBAN)

- I. melléklet: A Velencei-hegység földtani térképe.
- II. melléklet: Földtani szelvények a Velencei-hegységen át.
- III. melléklet: A balaton–velencei paleozóos vonulat földtani térképe.
- IV. melléklet: A Velencei-hegység szerkezeti egységeinek és mikrotektonikájának térképe.
- V. melléklet: A pátkai lejtősakna bányaföldtani térképe.
- VI. melléklet: A szűzvári fluoritbánya bányaföldtani térképe.
- VII. melléklet: A pákozdi fluoritbánya bányaföldtani térképe (1956. januári állapot szerint).
- VIII. melléklet: A pákozdi lejtősakna földtani szelvénye.
- IX. melléklet: Sukoró–ördöghegyi lejtősakna szelvénye és bányaföldtani térképe.
- X. melléklet: A nadapi táró földtani szelvénye.
- XI. melléklet: Retez-lejtősakna bányaföldtani térképe és szelvénye.
- XII. melléklet: A nadapi kaolintáró földtani szelvénye.
- XIII. melléklet: A Nadap környéki fúrászelvények táblázata.
- XIV. melléklet: A Velencei-hegység helyzete a Kárpát-medence nagyszerkezetében.

TÁBLÁZATOK JEGYZÉKE (TASAKBAN)

- I. táblázat: A Velencei-hegység kőzeteinek nyomelem-táblázata.
- II. táblázat: A velencei-hegységi fúrások nyomelemszelvényei.
- III. táblázat: A Velencei-hegység kőzeteinek elemzési értékei.
- IV. táblázat: A Velencei-hegység kőzeteinek Zavarickij- és Niggli-értékei.
- V. táblázat: A Velencei-hegység kőzeteinek CIPW-értékei.
- VI. táblázat: Az Eibenstock–Nýdek-i masszívum granitoid kőzeteinek elemzési értékei.
- VII. táblázat: Az Eibenstock–Nýdek-i masszívum granitoid kőzeteinek Zavarickij- és Niggli-értékei.
- VIII. táblázat: Az Eibenstock–Nýdek-i masszívum granitoid kőzeteinek CIPW-értékei.
- IX. táblázat: A gemerid- és tátra-gránitok elemzési értékei.
- X. táblázat: A gemerid- és tátra-gránitok Zavarickij- és Niggli-értékei.
- XI. táblázat: A gemerid- és tátra-gránitok CIPW-értékei.
- XII. táblázat: A mecseki és recsk-lahócai kőzetek elemzési értékei.
- XIII. táblázat: A mecseki és recsk-lahócai kőzetek CIPW-értékei.

LISTE DES PLANCHES (EN POCLETTE)

- Planche No. I.: Carte géologique de la Montagne de Velence.
Planche No. II.: Coupes géologiques à travers la Montagne de Velence.
Planche No. III.: Carte géologique de la chaîne paléozoïque de Balaton–Velence.
Planche No. IV.: Carte des unités structurales et de la microtectonique de la Montagne de Velence.
Planche No. V.: Carte géologique minière de la descenderie de Pátka.
Planche No. VI.: Carte géologique de la mine de fluorite de Szűzvár.
Planche No. VII.: Carte géologique minière de la mine de fluorite de Pákozd (janvier 1956).
Planche No. VIII.: Coupe géologique de la descenderie de Pákozd.
Planche No. IX.: Coupe et carte géologique minière de la descenderie de Sukoró–Ördöghegy.
Planche No. X.: Profil géologique de la galerie de Nadap.
Planche No. XI.: Carte géologique minière et coupe de la descenderie de Retez.
Planche No. XII.: Coupe géologique de la galerie de kaolin à Nadap.
Planche No. XIII.: Tableau des coupes des forages des environs de Nadap.
Planche No. XIV.: Position macrotectonique de la Montagne de Velence dans le Bassin Karpathique.

LISTE DES TABLEAUX (EN POCLETTE)

- Tableau No. I.: Tableau des éléments sporadiques des roches de la Montagne de Velence.
Tableau No. II.: Profils des éléments sporadiques des forages de la Montagne de Velence.
Tableau No. III.: Analyses des roches de la Montagne de Velence.
Tableau No. IV.: Valeurs de Zavaritzky et Niggli des roches de la Montagne de Velence.
Tableau No. V.: Valeurs CIPW des roches de la Montagne de Velence.
Tableau No. VI.: Analyses des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock-Nýdek.
Tableau No. VII.: Valeurs de Zavaritzky et Niggli des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock-Nýdek.
Tableau No. VIII.: Valeurs CIPW des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock-Nýdek.
Tableau No. IX.: Analyses des granits gemérides et tatrïdes.
Tableau No. X.: Valeurs de Zavaritzky et Niggli des granits gemérides et tatrïdes.
Tableau No. XI.: Valeurs CIPW des granits gemérides.
Tableau No. XII.: Analyses des roches de la Montagne Mecsek et du Lahóca de Recsk.
Tableau No. XIII.: Valeurs CIPW des roches de la Montagne Mecsek et du Lahóca de Recsk.

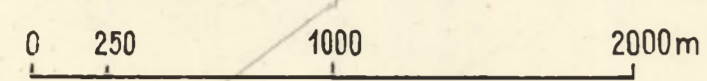
TARTALOMJEGYZÉK — TABLE DES MATIÈRES

I. Bevezetés	3
II. Korábbi szakirodalom, az újabb kutatás története	5
III. A gránit paleozóos köpenye	7
1. A palaköpeny földtani helyzete	10
2. A palaköpeny földtani szerkezete	10
3. A palaköpeny kőzetei	11
4. A metamorf palaköpeny kőzeteinek ásványtani összetétele	13
IV. A gránitmagmatizmus főkristályosodási szakasza	22
1. A gránittömeg alakja és térfoglalása	22
2. A gránit szerkezete	23
3. A gránit kőzettani jellege	25
4. Az alapgránit zárványai	26
V. A gránitmagmatizmus telérek-képződési szakasza	27
1. A telérek elhelyezkedése és szerkezete	27
2. A kőzettelérek ásvány-kőzettani jellemzése	28
VI. A gránitmagmatizmus pegmatitképződési szakasza	30
VII. A gránitmagmatizmus pneumatolitos szakasza	33
1. A molibdenitesezés genetikai kapcsolatai	39
2. A molibdenit ásványtani jellege	42
VIII. A gránitmagmatizmus fejlődésének hidrotermális szakasza	43
A) A granitoid kőzetek hipo-mezotermális átalakulása	43
B) A granitoid kőzetek piritesedéssel kísért herezitesedése	44
1. A herezitesedés földtani folyamata	45
2. A herezitesedett gránitporfirtelések szerkezete	46
3. A herezitek ásvány-kőzettani összetétele	47
C) A gécsihegyi diabáz lisztvenitesezése	54
D) Hidrotermális telérek képződés	58
1. A telérek elhelyezkedése	58
2. A telérek szerkezete	58
3. Irodalmi adatok	59
4. A telérek kibúvásai	59
5. A Velencei-hegység hidrotermális teléreinek részletes leírása	61
IX. A gránitmagmatizmus fejlődésének szerkezeti vonatkozásai	65
X. Perm üledékek maradványai	69
XI. A paleogén vulkanizmus	70
XII. Andezites utóvulkáni működés	72
XIII. A gránitmagmatizmus és andezitvulkanizmus fejlődésének geokémiája	75
XIV. A gránitmagmatizmus és andezitvulkanizmus fejlődésének kőzetkémiaja	77
XV. Harmad-negyvedidőszaki medenceüledék és a hegység lepusztulása	82
XVI. A hegységben végzett geofizikai mérések kiértékelése	83
XVII. A hegységben végzett bányászati kutatások teleptani kiértékelése	85
1. A pátkai - kőrákáshegyi lejtősakna	85
2. A szűzvári fluoritbánya	87
3. A pákozdi fluoritbánya	89
4. Suhogói érckutató lejtősakna	93
5. A sukoró - ördöghegyi érckutató lejtősakna	94
6. Sukoró I - II. baritkutató tárók	97
7. Nadapi táró	97
8. Retezi molibdenitkutató lejtősakna	99
9. Nadapi kaolintáró (Templom-hegy)	100
XVIII. A hegység területén mélyített fúrások földtani kiértékelése	101

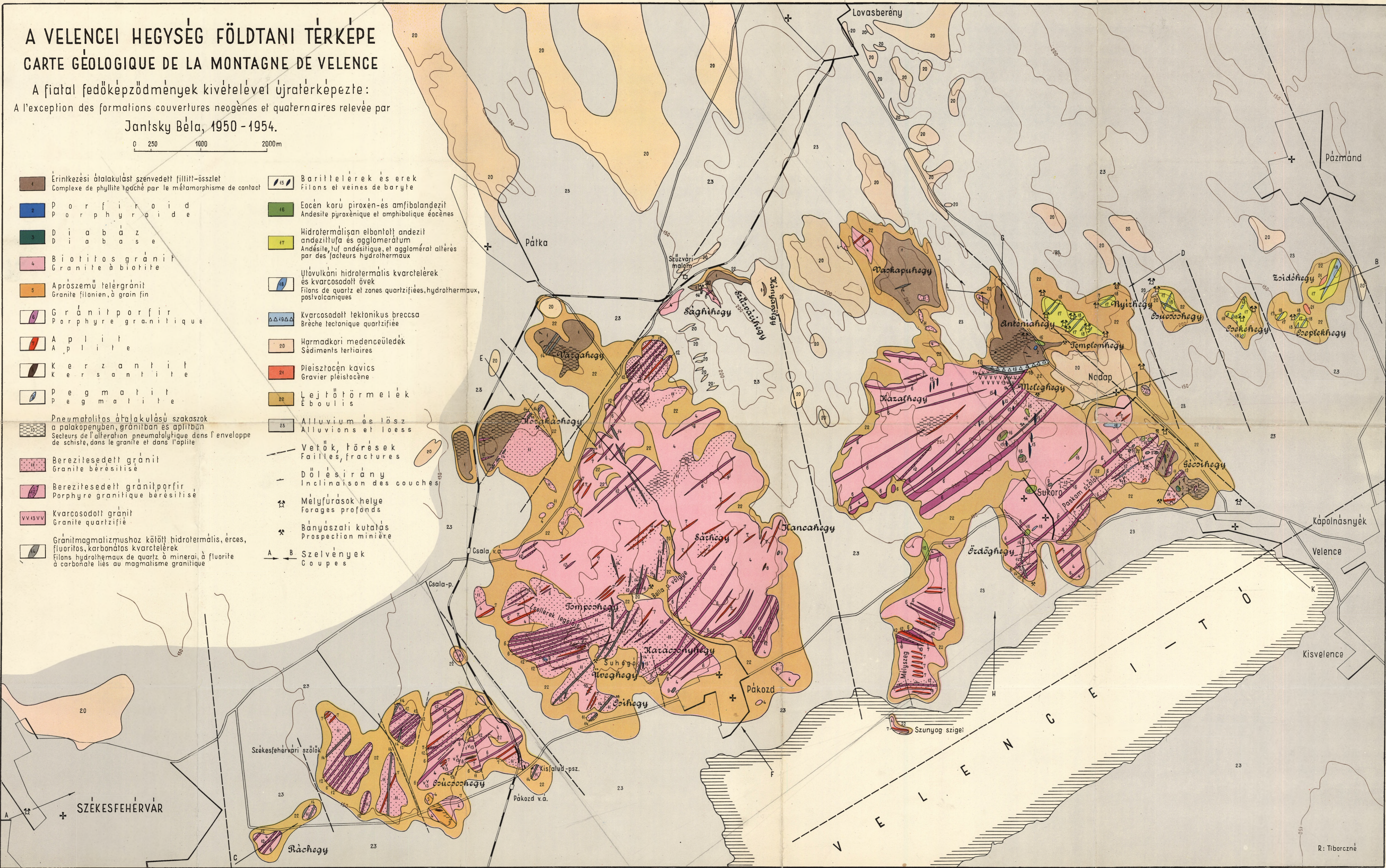
XIX. Vízföldtani viszonyok	103
XX. A Velencei-hegység ipari jelentőségű ásványi nyersanyagai és kutatásuknak távlati lehetőségei	104
XXI. Összefoglalás	105
Irodalom	111
Beszámoló a kandidátusi értekezés nyilvános vitájáról.....	117
*	
I. Introduction	p. 119
II. La couverture paléozoïque du granit	p. 119
1. Position géologique de l'enveloppe de schiste	p. 120
2. Caractères structuraux de l'enveloppe de schiste	p. 120
3. Pétrographie de l'enveloppe de schiste	p. 121
III. La phase principale de la cristallisation du magma granitique	p. 125
1. Caractères pétrographiques du granit	p. 126
2. Inclusions du granit normal	p. 127
IV. La phase de la formation des schizolithes de l'évolution magmatique	p. 127
V. La phase de la formation des pegmatites de l'évolution magmatique	p. 128
VI. La phase pneumatolytique de l'évolution magmatique	p. 129
VII. Phase hydrothermale de l'évolution magmatique	p. 132
VIII. Relations structurales de l'évolution magmatique	p. 137
IX. Vestiges des sédiments permien	p. 140
X. Volcanisme paléogène	p. 140
XI. Activité post-volcanique de l'andésite	p. 141
XII. Évolution géochimique du magmatisme granitique et du volcanisme andésitique	p. 142
XIII. Pétrochimie de l'évolution du magmatisme granitique et du volcanisme andésitique.....	p. 144
XIV. Sédiments des bassins tertiaires et quaternaires; dénudation de la montagne	p. 149
XV. Évaluation des levés géophysiques, exécutés dans la montagne	p. 149
XVI. Évaluation des prospections minières du point de vue métallogénétique.....	p. 150
XVII. Conditions hydrogéologiques	p. 153
XVIII. Conclusion	p. 153
Геология гор Веленце	p. 161
Bibliographie	p. 111
Mellékletek jegyzéke	p. 168
Táblázatok jegyzéke	p. 168
Liste des planches	p. 168
Liste des tableaux	p. 168

A VELENCEI HEGYSÉG FÖLDTANI TÉRKEPE CARTE GÉOLOGIQUE DE LA MONTAGNE DE VELENCE

A fiatal fedőképződmények kivételével újratérképezte:
A l'exception des formations couvertures néogènes et quaternaires relevée par
Jantsky Béla, 1950-1954.



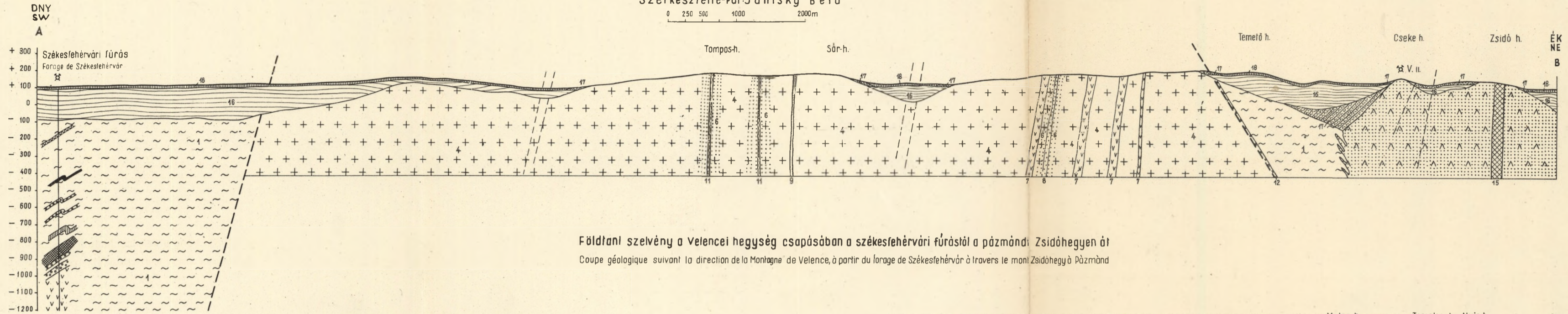
- Érintkezési átalakulást szenvedett fillit-összlet
Complexe de phyllite touché par le métamorphisme de contact
- Porfiroid
Porphyroïde
- Diabáz
Diabase
- Biotitos gránit
Granite à biotite
- Aprószemű telérránit
Granite filonien, à grain fin
- Gránitporfir
Porphyre granitique
- Aplitt
Aplite
- Kerzantit
Kersantite
- Pegmatit
Pegmatite
- Pneumatolitis átalakulású szakaszok a palakoponyben, gránitban és aplittban
Secteurs de l'alteration pneumatolytique dans l'enveloppe de schiste, dans le granite et dans l'aplite
- Berezítessedt gránit
Granite bérésité
- Berezítessedt gránitporfir
Porphyre granitique bérésité
- Kvarcosodott gránit
Granite quartzifié
- Gránitmagmatizmushoz kötött hidrotermális, érces, fluoritos, karbonátos kvarctelének
Fils hydrothermaux de quartz à minerai, à fluorite à carbonate liés au magmatisme granitique
- Barittelének és erek
Fils et veines de baryte
- Eocén korú piroxén-és amfibolandezit
Andésite pyroxénique et amphibolique éocène
- Hidrotermálisan elbontott andezit andezitlufa és agglomerátum
Andésite, luf andésitique, et agglomérat altérés par des facteurs hydrothermaux
- Úlvulkáni hidrotermális kvarctelének és kvarcosodott övek
Fils de quartz et zones quartzifiées, hydrothermaux, postvulkaniques
- Kvarcosodott tektonikus breccsa
Breche tectonique quartzifiée
- Harmadkori medenceüledék
Sédiments tertiaires
- Pleisztocén kavics
Gravier pleistocène
- Lejtőtörmelék
Éboulis
- Alluvium és lösz
Alluvions et loess
- Vetők, törések
Failles, fractures
- Dőlésirány
Inclinaison des couches
- Mélyfúrások helye
Forages profonds
- Bányászati kutatás
Prospection minière
- Szelvények
Coupes



FÖLDTANI SZELVÉNYEK A VELENCEI HEGYSÉGEN ÁT

COUPES GÉOLOGIQUES A TRAVERS LA MONTAGNE DE VELENCE

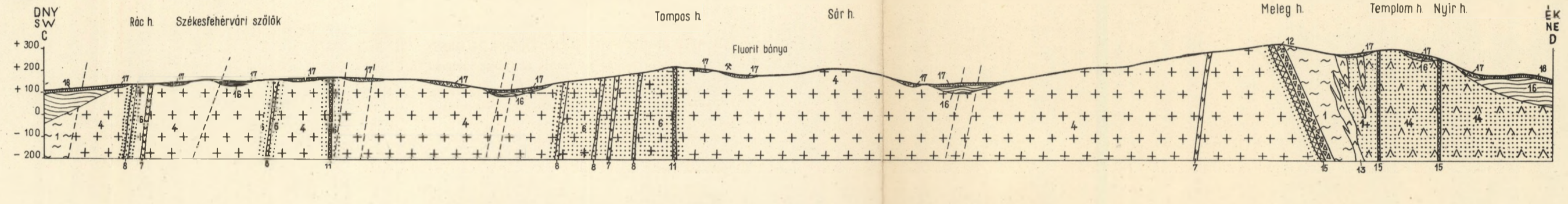
Szerkesztette-Por: Jantsky Béla
 0 250 500 1000 2000m



Földtani szelvény a Velencei hegység csapásában a székesfehérvári fúrástól a pázmándi Zsidóhegyen át
 Coupe géologique suivant la direction de la Montagne de Velence, à partir du forage de Székesfehérvár à travers le mont Zsidóhegy à Pázmánd

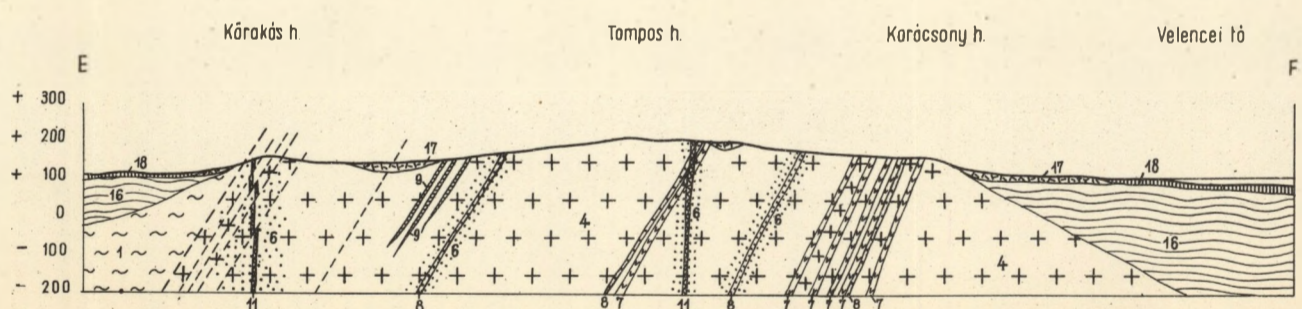
A SZÉKESFEHÉRVÁRI FÚRÁS SZELVÉNYÉNEK JELKULCSA
 LEGENDE DE LA COUPE DU FORAGE DE SZÉKESFEHÉRVÁR

- 1. Filit köztelepült limonit-klorit-pala szintekkel
 Phyllite à intercalations de schiste à chlorite limonitise
- 2. Metamorfi kvarcbreccsa
 Brèche quartzique métamorphique
- 3. Lidit
 Lydite
- 4. Diabáz
 Diabase
- 5. Metamorfi homokkő
 Gres metamorphique
- 6. Andaluzitos pala
 Schiste à andalousite
- 7. Grauvakke pala
 Grauwacke schisteuse

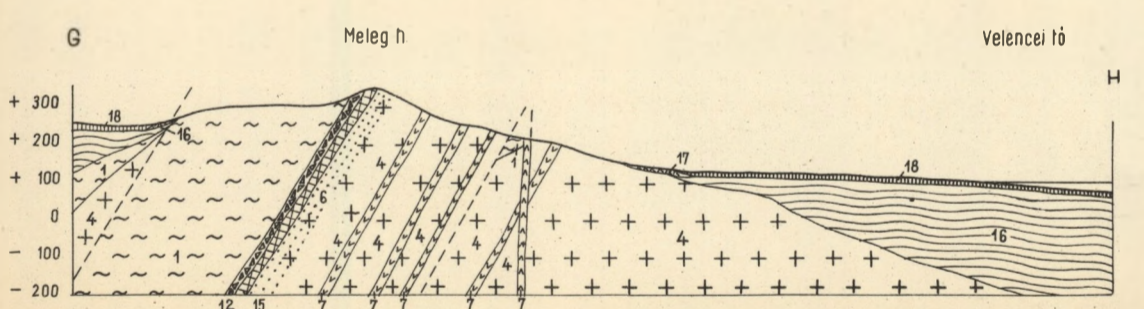


Földtani szelvény a Velencei hegység csapásában a székesfehérvári Rác-bányától a nádapi Nyírhegyen át
 Coupe géologique suivant la direction de la Montagne de Velence, à partir de la carrière Rac a Székesfehérvár à travers le mont Nyírhegy à Nadap

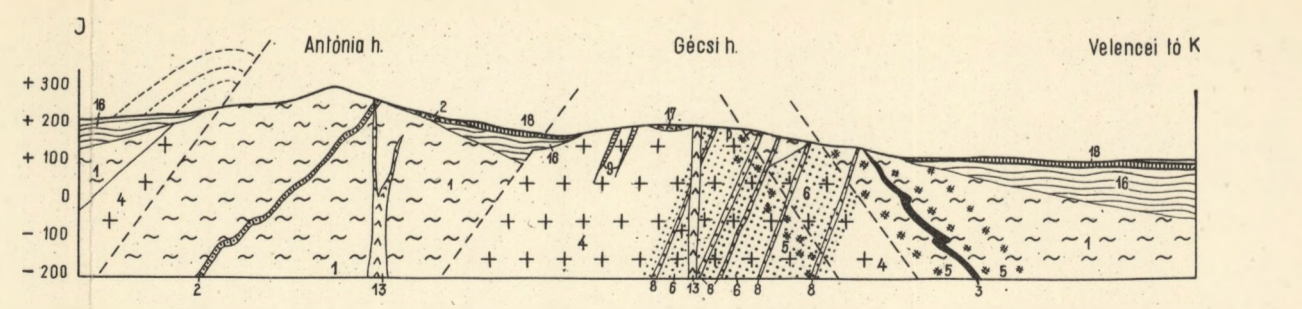
- 1. Érintkezési átalakulást szenvedett filit-összetel (filit csomópala, buzapala andaluzitos-pala, lidites filit, muszkovitszericites pala homokkő)
 Complexes de phyllite touchés par le métamorphisme de contact (phyllite, schiste noduleux schiste en gerbes, schiste à andalousite, phyllite avec lydite, schiste à muscovite et séricite, grès)
- 2. Filitbe gyűrt porfiroid
 Porphyroïde plissé dans la phyllite
- 3. Diabáz
 Diabase
- 4. Biotitos gránit
 Granit à biotite
- 5. Pneumatolitos átalakulás gránitban és érintkezési palában
 Alterations pneumatolitiques dans le granit et dans le schiste de contact
- 6. Berezitesezett gránit
 Granit bérésité
- 7. Gránitporfir
 Granit porphyrique
- 8. Berezitesezett gránitporfir
 Granit porphyrique bérésité
- 9. Aplit
 Aplitte
- 10. Pegmatit
 Pegmatite
- 11. Gránitmagmatizmushoz kötött hidrotermális ércek, fluoritok, karbonátos kvarctelének
 Filons hydrothermaux de quartz carbonaté, à minerai, à fluorite liés au magmatisme granitique
- 12. Kvarcosodott tektonikus breccsa
 Brèche tectonique quartzifiée
- 13. Piraxén és amfolandezit összetel (eoacén)
 Andésites à piraxène et amphibole pyroclastiques (Éocène)
- 14. Hidrotermálisan elbontott andezit összetel
 Andésite et ses pyroclastiques hydrothermalement altérés
- 15. Utóvulkáni hidrotermális kvarctelének, kvarcosodott övek
 Filons de quartz d'origine hydrothermale postvolcanique et zones quartzifiées
- 16. Harmadkori medenceüledékek
 Sédiments du bassin tertiaire
- 17. Lejtőormelék
 Eboulis
- 18. Alluvium és lösz
 Alluvions et loess
- 19. Vetők törései
 Failles, fractures
- 21. Mélyfúrás
 Forage profond
- 22. Bányászati kutatás
 Prospection minière



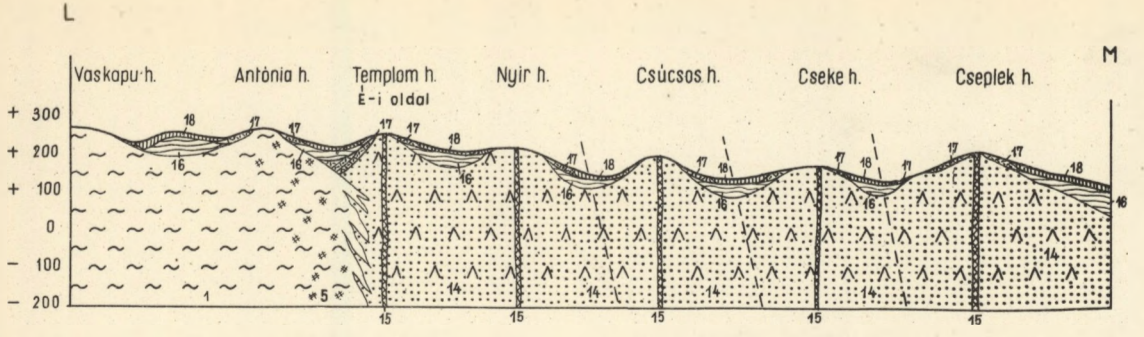
Földtani harántszelvény a Kőrakáshegyen és Korácsonyhegyen át
 Coupe géologique transversale à travers les monts Kőrakáshegy et Korácsonyhegy



Földtani harántszelvény a Meleghegyen át
 Coupe géologique transversale à travers le mont Meleghegy



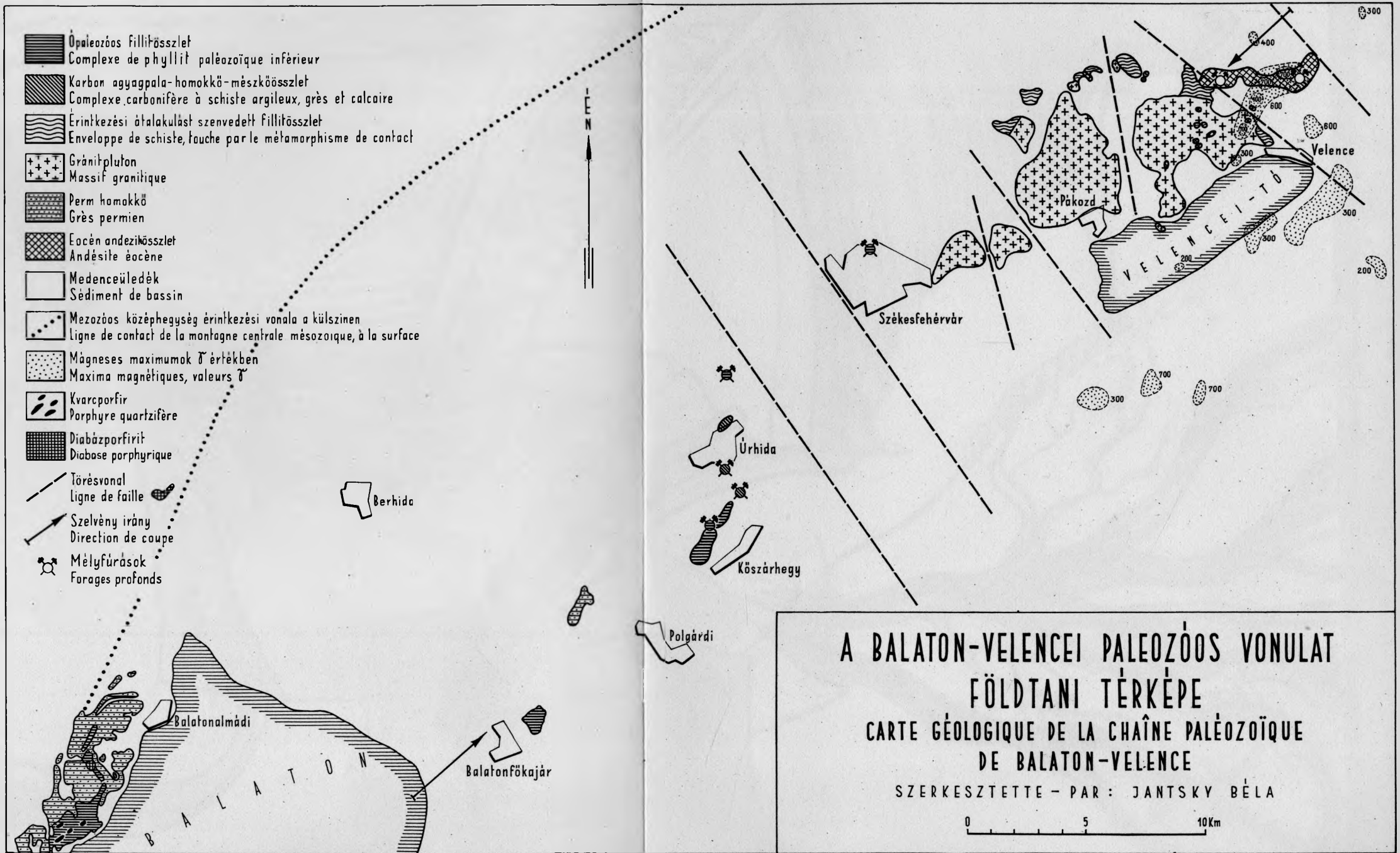
Földtani harántszelvény a Gécsi-hegyen és Antóniahegyen át
 Coupe géologique transversale à travers les monts Gécsi-hegy et Antóniahegy



Földtani harántszelvény a Vaskapuhegyen és Cseplekhegyen át
 Coupe géologique transversale à travers les monts Vaskapuhegy et Cseplekhegy

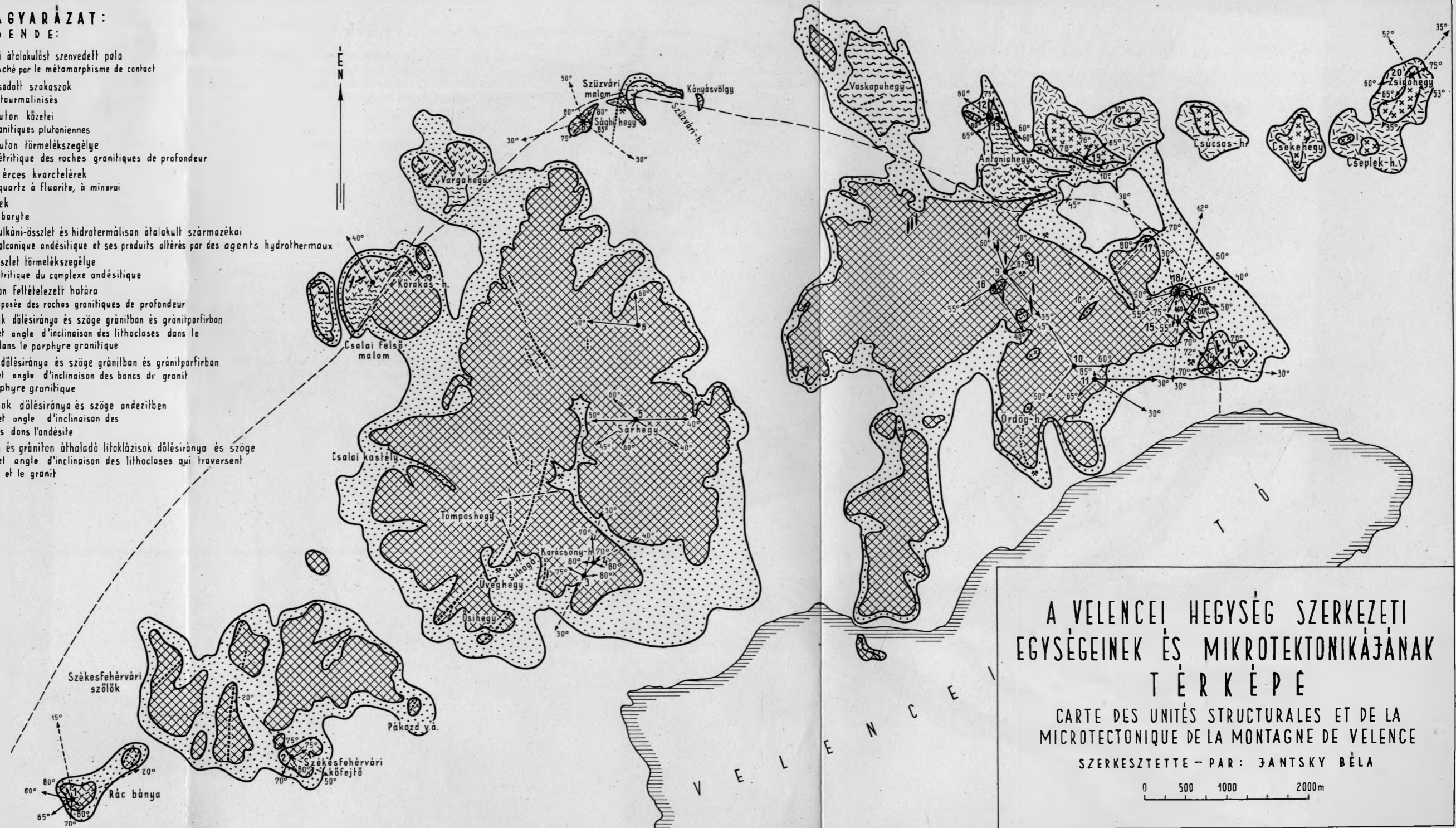
Rajzolta: Krieger Ferenc

III. Melléklet



3 ELMAGYARÁZAT:
LEGENDE:

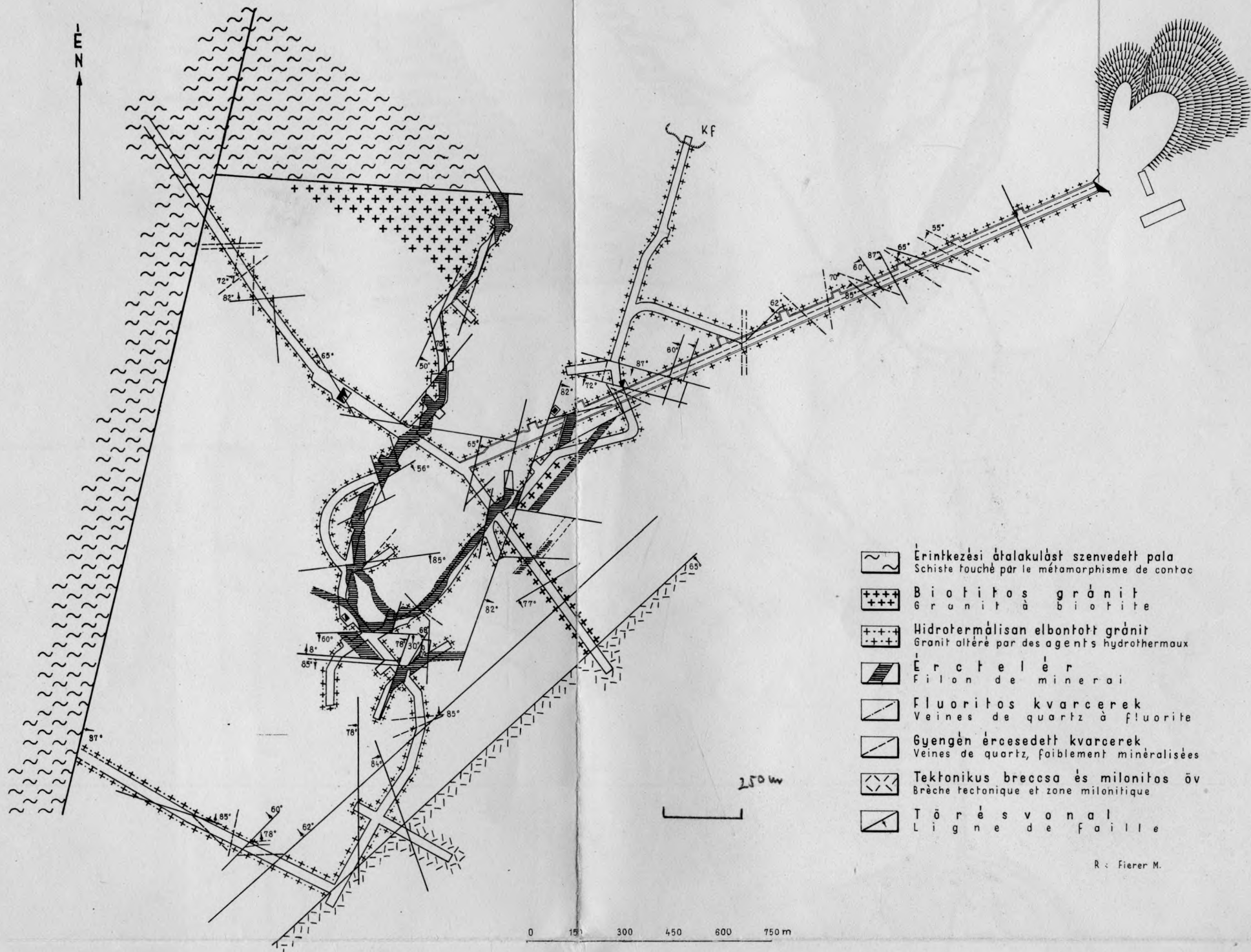
- Érintkezési átalakulást szenvedett pala
Schiste touché par le métamorphisme de contact
- Turmalinosodott szakaszok
Secteurs tourmalinisés
- A gránitpluton közlelei
Roches granitiques plutoniennes
- A gránitpluton törmelékuszegélye
Bordure détritique des roches granitiques de profondeur
- Fluoritós, érces kvarctelének
Filons de quartz à fluorite, à minerai
- Barittelének
Filons de baryte
- Andezit vulkáni-összlet és hidrotermálisan átalakult származékai
Complexe volcanique andésitique et ses produits altérés par des agents hydrothermaux
- Andezit-összlet törmelékuszegélye
Bordure détritique du complexe andésitique
- Gránitpluton feltételezett határa
Limite supposée des roches granitiques de profondeur
- Litoklázisok dőlésiránya és szöge gránitban és gránitporfirban
Direction et angle d'inclinaison des lithoclasses dans le granit et dans le porphyre granitique
- Padosság dőlésiránya és szöge gránitban és gránitporfirban
Direction et angle d'inclinaison des bancs de granit et du porphyre granitique
- Litoklázisok dőlésiránya és szöge andezitben
Direction et angle d'inclinaison des lithoclasses dans l'andésite
- Andeziten és grániton áthaladó litoklázisok dőlésiránya és szöge
Direction et angle d'inclinaison des lithoclasses qui traversent l'andésite et le granit



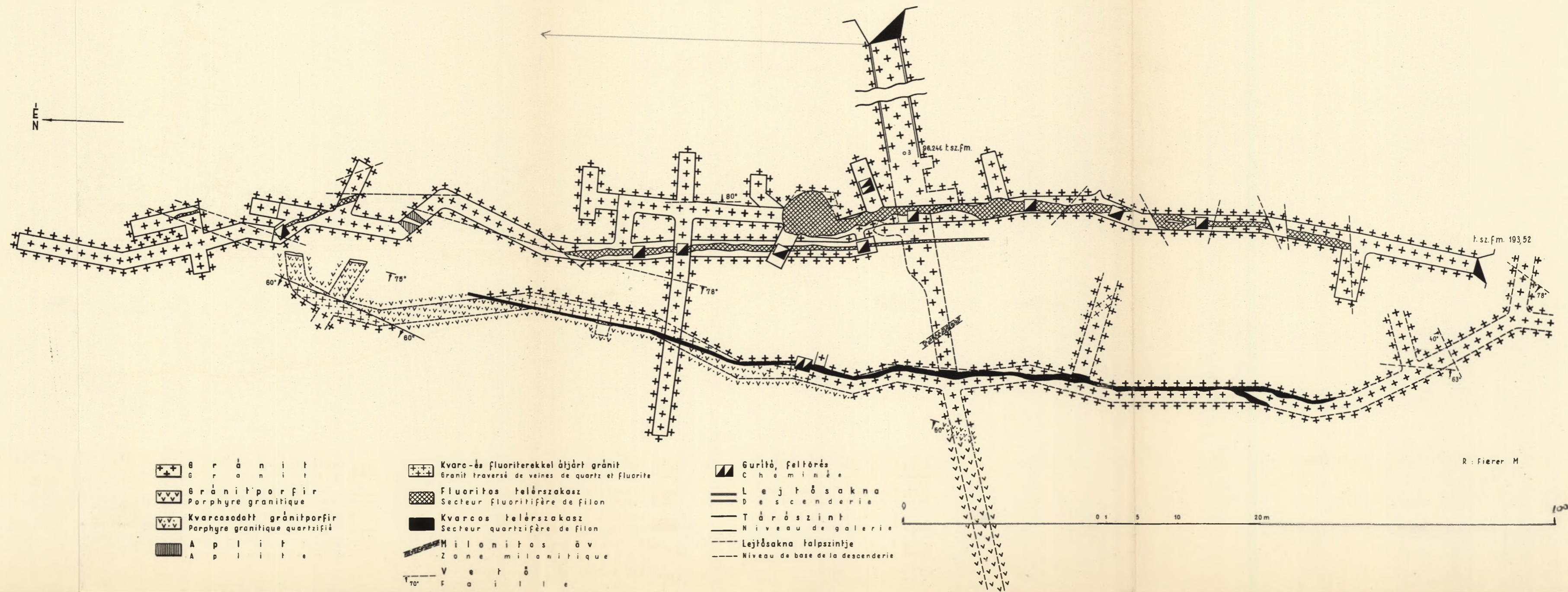
A VELENCEI HEGYSÉG SZERKEZETI EGYSÉGEINEK ÉS MIKROTEKTONIKÁJÁNAK T É R K É P É
CARTE DES UNITÉS STRUCTURALES ET DE LA MICROTECTONIQUE DE LA MONTAGNE DE VELENCE
SZERKESZTETTE - PAR: JANTSKY BÉLA
0 500 1000 2000m

A PÁTKAI LEJTŐSAKNA Bányaföldtani Térképe
 CARTE GÉOLOGIQUE MINIERE DE LA DESCENDERIE DE PÁTKA

SZERKESZTETTE: KISS JÁNOS TÉRKÉPE UTÁN JANTSKY BÉLA
 PAR B. JANTSKY D'APRÈS LA CARTE DE J. KISS



A PÁKOZDI FLUORITBÁNYA Bányaföldtani Térképe (1956. januári állapot szerint)
 CARTE GÉOLOGIQUE MINIÈRE DE LA MINE DE FLUORITE DE PÁKOZD (JANVIER 1956.)
 SZERKESZTETTE - PAR : JANTSKY BÉLA, SCHOLTZ TIVADAR, SZÉLES LAJOS



- | | | |
|--|---|--|
| G r á n i t
Granit | Kvarc-és fluoriterekkel átjárt gránit
Granit traversé de veines de quartz et fluorite | Guritó, feltörés
Cheminée |
| G r á n i t p o r f i r
Porphyre granitique | Fluoritos telérszakasz
Secteur fluoritifère de filon | L e j t ő s a k n a
Descenderie |
| Kvarcosodott gránitporfir
Porphyre granitique quartzifié | Kvarcos telérszakasz
Secteur quartzifère de filon | T á r ő s z i n t
Niveau de galerie |
| A p l i t
A p l i t e | Milonitos öv
Zone milonitique | L e j t ő s a k n a t a l p s z i n t j e
Niveau de base de la descenderie |
| | V e t ő F a i l l e
T _{70°} | |

R. Fierer M

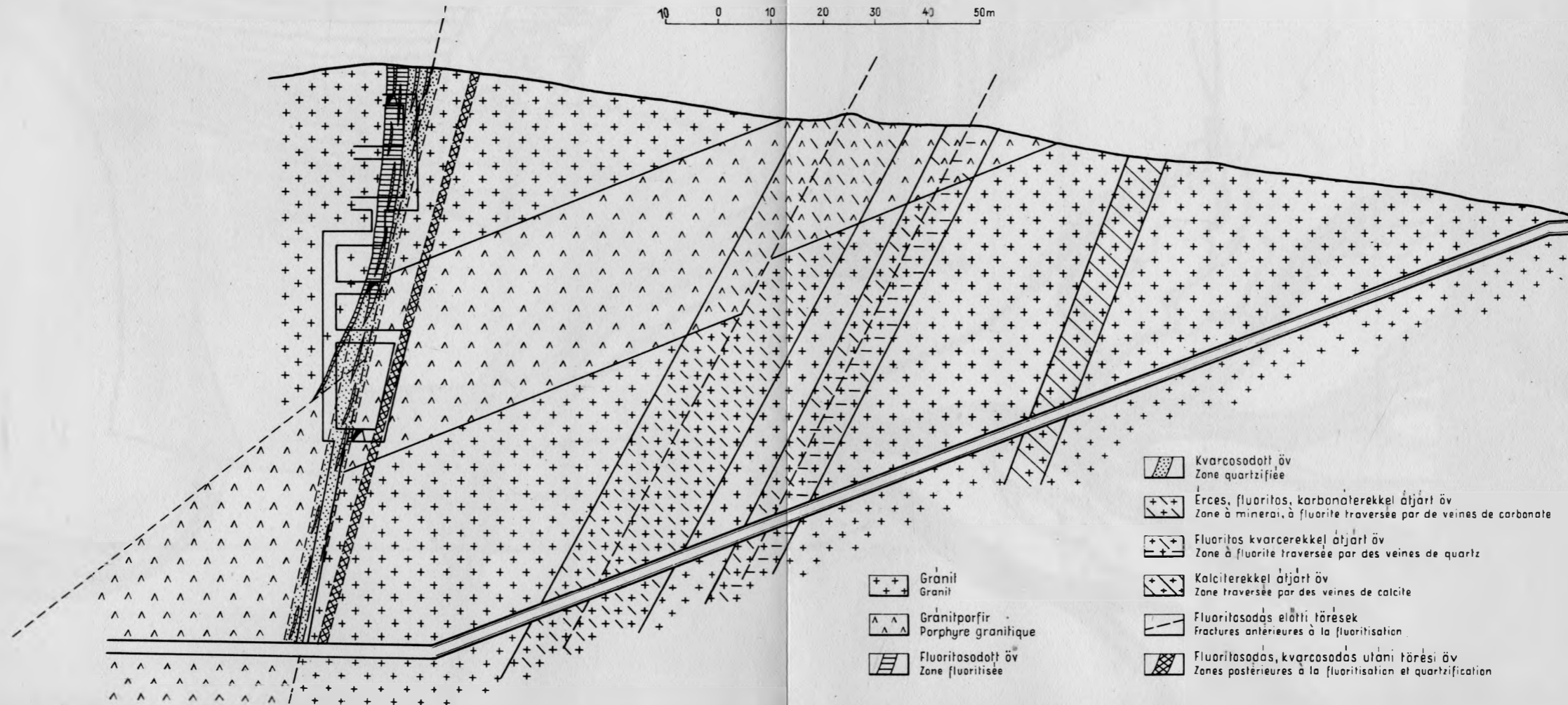
VIII. Melléklet

A PÁKOZDI LEJTŐSAKNA FÖLDTANI SZELVÉNYE

COUPE GÉOLOGIQUE DE LA DESCENDERIE DE PÁKOZD

Szerkesztette — Par: Jantisky Béla és Scholtz Tivadar

10 0 10 20 30 40 50m



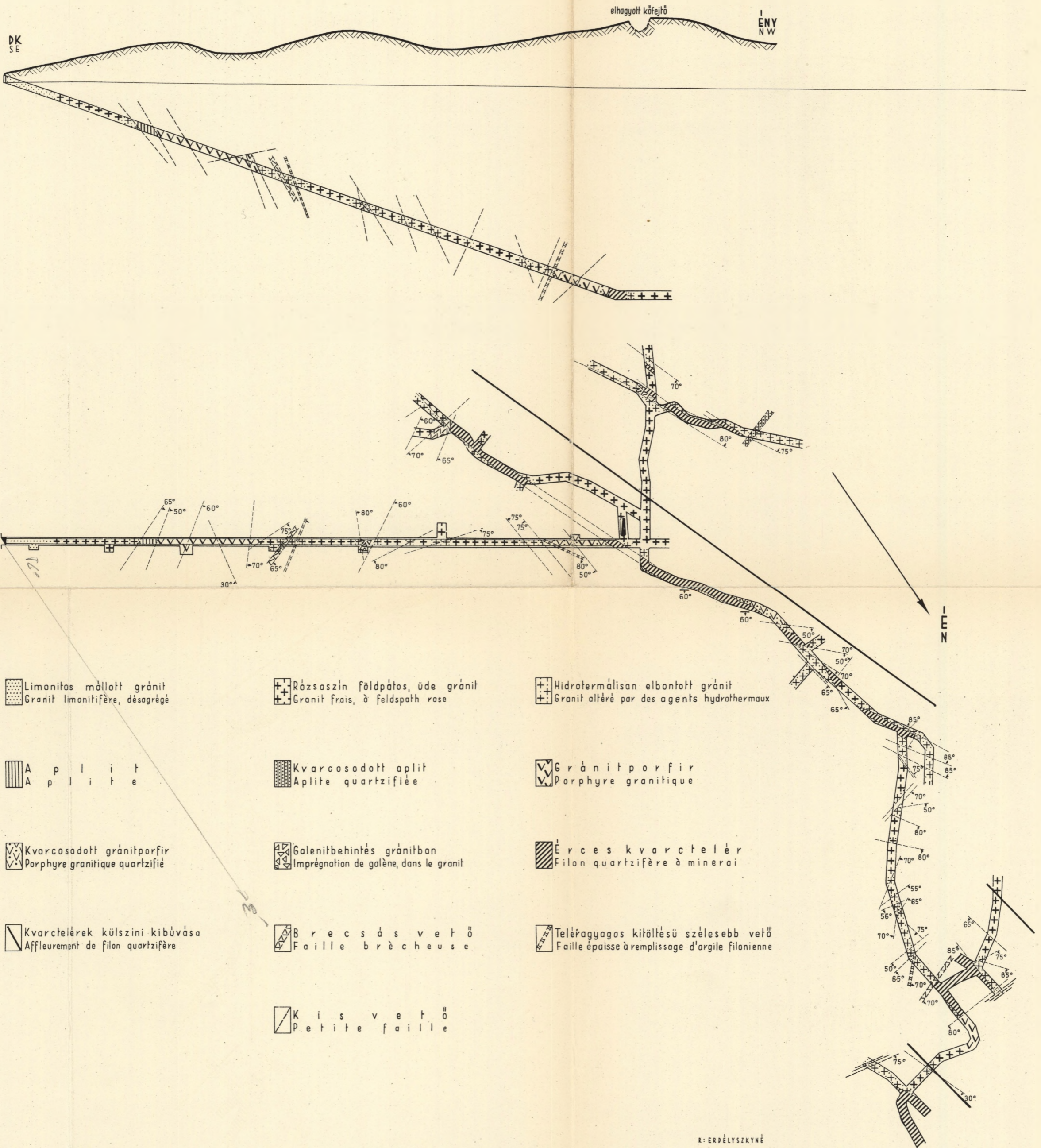
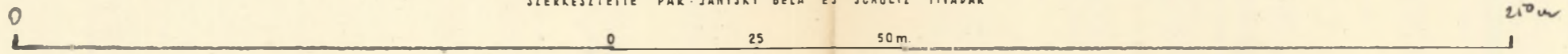
- Gránit
Granit
- Gránitporfir
Porphyre granitique
- Fluoritosodott öv
Zone fluoritisée

- Kvarcosodott öv
Zone quartzifiée
- Érces, fluoritos, karbonáttal átjárt öv
Zone à minerai, à fluorite traversée par de veines de carbonate
- Fluoritos kvarcerekkel átjárt öv
Zone à fluorite traversée par des veines de quartz
- Kalciterekkel átjárt öv
Zone traversée par des veines de calcite
- Fluoritosodás előtti törések
Fractures antérieures à la fluoritisation
- Fluoritosodás, kvarcosodás utáni törési öv
Zones postérieures à la fluoritisation et quartzification

SUKORÓ-ÖRDÖGHEGYI LEJTŐSAKNA SZELVÉNYE ÉS Bányaföldtani Térképe

COUPE ET CARTE GÉOLOGIQUE MINIÈRE DE LA DESCENDERIE DE SUKORÓ-ÖRDÖGHEGY

SZERKESZTETTE—PAR: JANTSKY BÉLA ÉS SCHOLTZ TIVADAR



Limónit málott gránit
Granit limonitifère, désagrégé

Rózsaszín földpátos, üde gránit
Granit frais, à feldspath rose

Hidrotermálisan elbontott gránit
Granit altéré par des agents hydrothermaux

Aplít
Aplite

Kvarcosodott aplít
Aplite quartzifiée

Gránitporfir
Porphyre granitique

Kvarcosodott gránitporfir
Porphyre granitique quartzifié

Galenitbehintés gránitban
Impregnation de galène, dans le granit

Érces kvarctelér
Filon quartzifère à minerais

Kvarctelérek külszíni kibúvása
Affleurement de filon quartzifère

Breccsás vető
Faille brècheuse

Teléragyagos kitöltésű szélesebb vető
Faille épaisse à remplissage d'argile filonienne

Kisvető
Petite faille

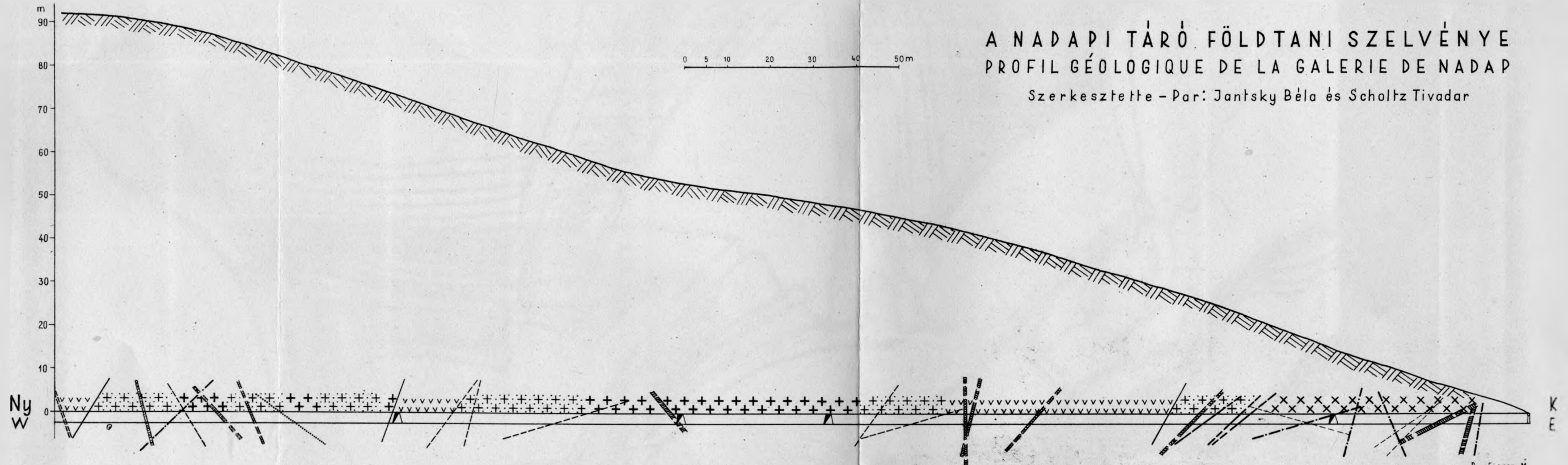
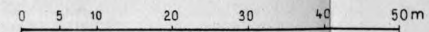
R. ERDÉLYSZKYNÉ

7

X. Melléklet

A NADAPI TÁRÓ FÖLDTANI SZELVÉNYE PROFIL GÉOLOGIQUE DE LA GALERIE DE NADAP

Szerkesztette - Par: Jantsky Béla és Scholtz Tivadar



R: Fierer M.

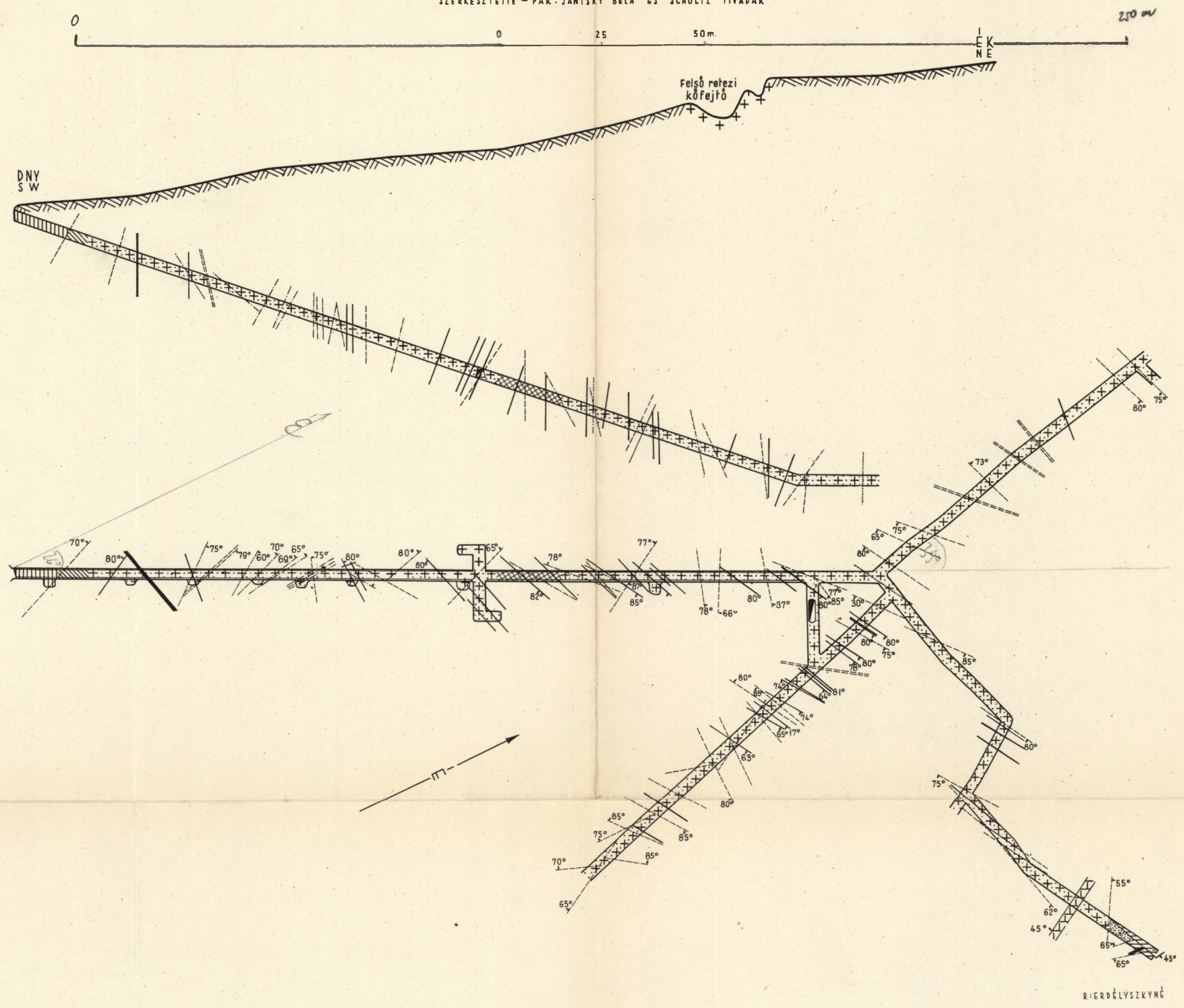
- | | | | | |
|--|---|--|---|------------------------------|
| Limonitos berezitesedett gránit (oxidációs öv)
Granit limonitifère, bérésítisé (zone d'oxydation) | Rózsaszínföldpátos úde gránit
Granit frais, à feldspath rose | Pirites berezitesedett gránit
Granit-pyritifère, bérésítisé | Kvarcosodott gránitporfir
Porphyre granitique quartzifié | Aplittelér
Filon d'aplite |
| Pirites, molibdenites kvarctelér
Filon de quartz à pyrite et molybdénite | Galenites kvarcér
Veine de quartz à galénite | Pirites kvarcér
Veine de quartz à pyrite | Pirittel átítatott breccsás vető
Faille bréchique, imprégnée de pyrite | Vető
Faille |

3 Körny.

RETEZI LEJTŐSAKNA Bányaföldtani Térképe és Szelvénye

CARTE GÉOLOGIQUE MINIÈRE ET COUPE DE LA DESCENDERIE DE RETEZ

SZERKESZTETTE - PAR: JANTSKY BÉLA ÉS SCHOLTZ TIVADAR

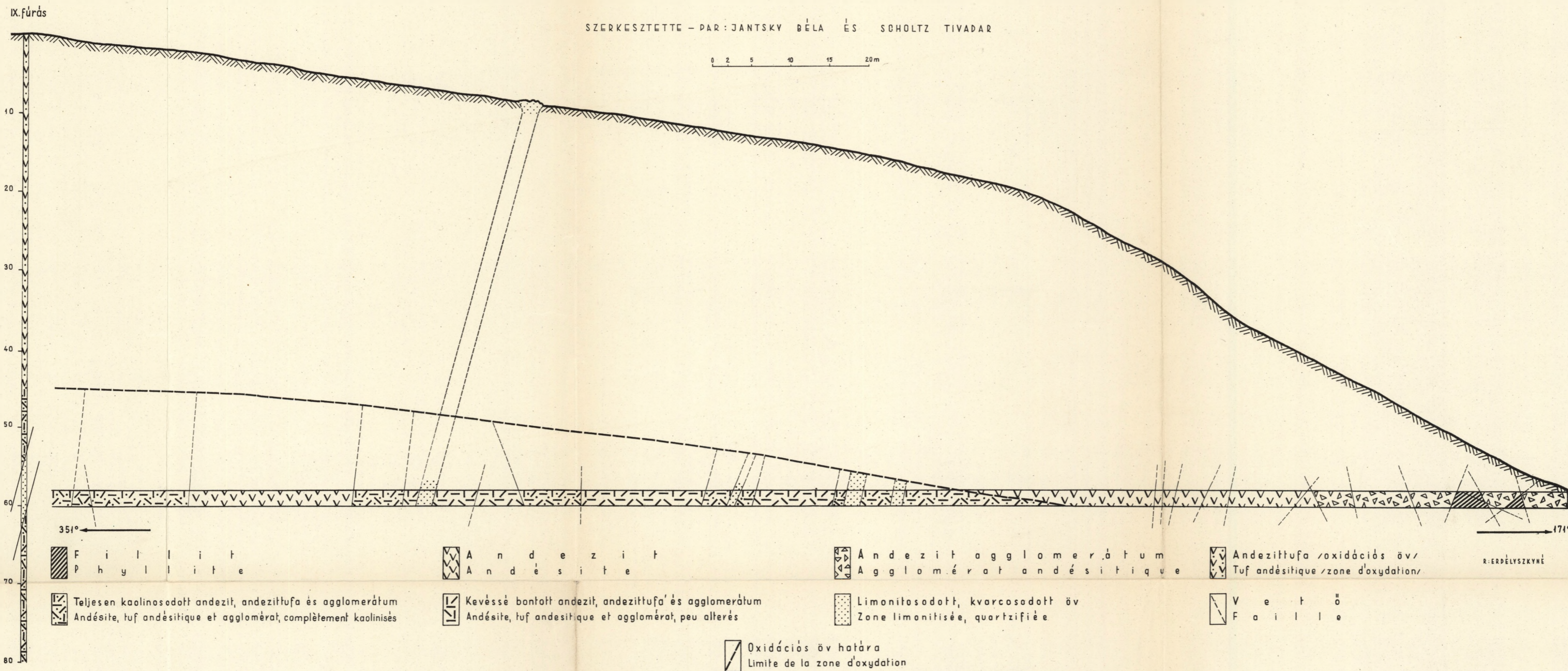


- | | | | | | |
|--|--|--|--|--|--|
| | Kvarcosodott, érintkezési átalakulást szenvedett pala
Schiste quartzifié, touché par le métamorphisme de contact | | Hidrotermálisan elbontott diabáz
Diabase altérée par des agents hydrothermaux | | Biotitgránit |
| | Hidrotermálisan elbontott /piritesedett, kaolinosodott, kvarcosodott/ gránit
Granit altéré /pyritésé, kaolinisé, quartzifié/ par des agents hydrothermaux | | Kevésé bontott pirites gránit
Granit pyritifère, peu altéré | | Kaolinosan málolt, limonitos gránit
Granit limonitifère, kaolinisé |
| | A p l i t
A p l i t e | | Kvarcosodott turmalinos aplit
Aplite à tourmaline, quartzifié | | Molibdenites kvarcerek
Veines quartzifères, à molybdénite |
| | Kovács, pirites erek
Veines quartzéuses pyritifères | | Galenit-szفالerites erek
Veines à galène et sphalérite | | Kaolinos, breccsás, ércesedett vető
Faille kaolinisée, brècheuse, minéralisée |
| | Breccsás teléragyagos kitöltésű vető
Faille à remplissage brècheux, à argile filonienne | | V e t ő
F a i l l e | | |

A N A D A P I K A O L I N T Á R Ó F Ö L D T A N I S Z E L V É N Y E
 COUPE GÉOLOGIQUE DE LA GALERIE DE KAOLIN À NADAP

SZERKESZTETTE - PAR: JANTSKY BÉLA ÉS SCHOLTZ TIVADAR

0 2 5 10 15 20m

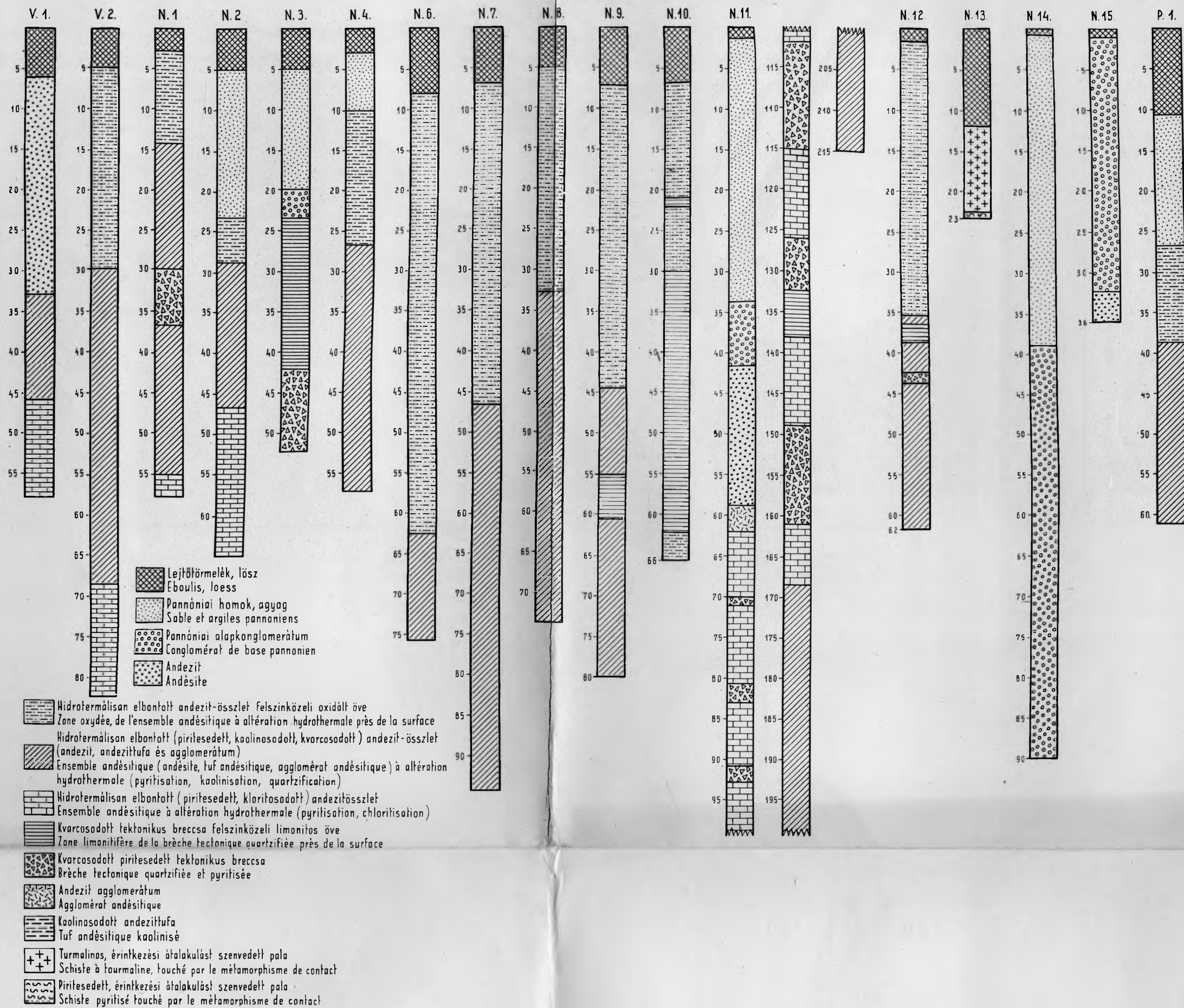


R. ERDÉLYSZKYÉ

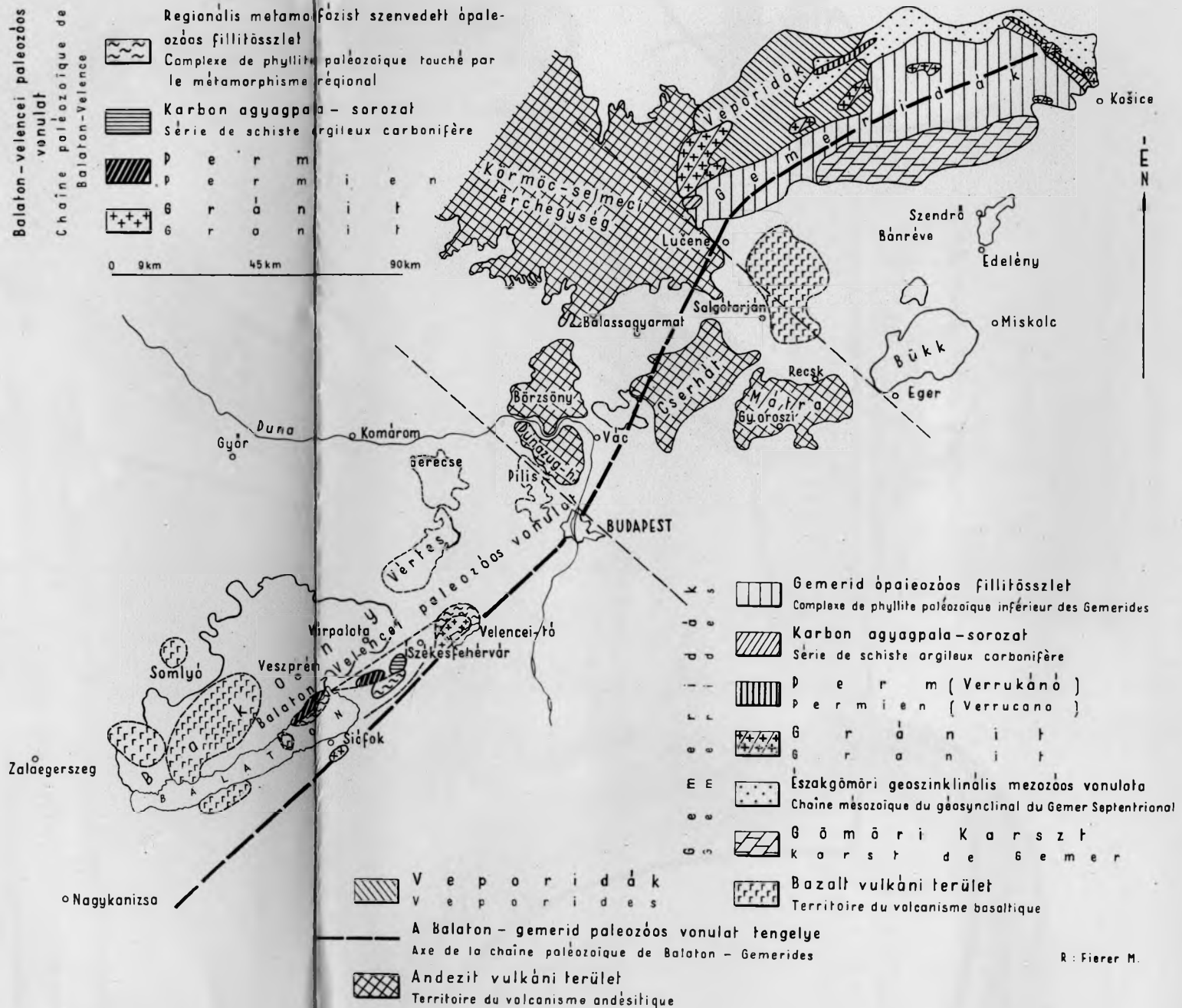
A NADAP KÖRNYÉKI FŰRÁSSZELVÉNYEK TÁBLÁZATA

TABLEAU DES COUPES DES FORAGES DES ENVIRONS DE NADAP

SZERKESZTETTE - PAR: JANTSKY BÉLA ÉS CSILLAG PÁLNÉ



A VELENCEI HEGYSÉG HELYZETE A KÁRPÁTMEDENCE NAGYSZERKEZETÉBEN
 POSITION MACROTECTONIQUE DE LA MONTAGNE DE VELENCE DANS LE BASSIN KARPATHIQUE
 SZERKESZTETTE - PAR : J A N T S K Y B É L A



A velencei-hegységi fúrások nyomelemszelvényei
Profils des éléments sporadiques des forages de la Montagne de Velence

Leőhely — Localité	Sn	Mo	Cu	Ag	Au	Zn	Pb	Cr	Co	Ni	Bi	As	Sb	Ti	Sr	Ba
<i>Velence I. sz. fúrás</i>																
31,50—32,20 m	—	—	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
33,00—33,70 m	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
33,70—35,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
36,20—37,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37,20—38,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41,20—42,70 m	(ny)	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
42,70—44,20 m	?	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	+	—	—	—
44,20—45,20 m	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(ny)	(ny)	—	—	—
45,20—46,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
48,50—49,50 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50,80—52,00 m	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	ny	(ny)	—	—	—
<i>Velence II. sz. fúrás</i>																
6,08—14,21 m	—	—	—	?	—	—	(ny)	—	—	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
30,00—31,00 m	—	—	—	—	—	—	ny	—	—	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
32,00—33,60 m	—	—	—	?	—	—	ny	—	—	—	—	?	—	—	—	—
38,51—40,10 m	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51,30—54,36 m	—	?	—	?	—	(ny)	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
57,30—62,06 m	—	—	—	ny	—	—	+	—	—	ny	—	ny	—	—	—	—
68,54—70,14 m	—	—	—	—	—	?	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
70,14—71,36 m	—	—	—	?	—	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
71,36—72,58 m	—	—	—	—	—	(ny)	(ny)	—	—	ny	—	(ny)	?	—	—	—
74,50—75,53 m	—	—	—	—	—	?	(ny)	—	—	?	—	—	—	—	—	—
78,46—79,46 m	—	—	—	—	—	?	(ny)	—	—	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
81,45—82,20 m	—	?	—	—	—	?	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
83,00	—	(ny)	—	ny	—	ny	ny	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—
<i>Pázmánd I. sz. fúrás</i>																
38,93—39,93 m	—	—	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41,50—44,00 m	—	—	—	?	—	—	ny	—	—	—	—	?	—	—	—	—
46,50—49,00 m	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50,00 m	ny	—	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	—	—	—	—	—
51,50—54,00 m	—	?	—	?	—	—	ny	—	—	—	—	?	—	—	—	—
56,50—59,00 m	—	—	—	?	—	?	ny	—	—	—	—	—	—	—	—	—
59,00—61,66 m	ny	ny	—	—	—	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Pázmánd II. sz. fúrás</i>																
30,00—32,80 m	(ny)	—	—	?	—	—	ny	—	—	—	—	?	—	—	—	—
44,58 m	(ny)	—	—	?	—	—	ny	—	—	—	—	?	—	—	—	—
<i>Nadap I. sz. fúrás</i>																
32,00—34,50 m	—	—	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	—	—	—	—	—
34,50—37,00 m	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
37,00—39,00 m	—	—	—	—	—	—	+	—	(ny)	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
39,00—41,00 m	—	?	—	—	—	—	ny	—	(ny)	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
41,00—43,00 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
43,00—45,00 m	—	?	—	ny	—	—	ny	—	ny	(ny)	—	(ny)	—	—	—	—
45,00—45,84 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
46,87—49,24 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49,24—53,95 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—
53,95—55,30 m	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55,30—57,92 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nadap II. sz. fúrás</i>																
28,70—31,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
31,20—33,70 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
33,70—36,20 m	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
36,20—38,70 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—
38,70—41,20 m	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
41,20—53,70 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53,70—56,26 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—
56,30—58,70 m	—	—	—	—	—	—	?	—	—	?	—	—	—	—	—	—
58,70—61,20 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—
61,20—65,50 m	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>Nadap IV. sz. fúrás</i>																
10,30—13,20 m	—	—	ny	(ny)	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
13,20—18,50 m	—	—	ny	(ny)	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
25,00—26,00 m	—	—	ny	—	—	—	?	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
26,00—27,00 m	—	—	ny	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
27,00—28,00 m	—	—	ny	?	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
28,00—29,00 m	—	+	(ny)	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
29,00—30,00 m	—	+	?	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
30,00—31,00 m	—	+	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
31,00—32,00 m	—	ny	(ny)	—	—	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
32,00—33,00 m	?	ny	ny	ny	ny	ny	+	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
33,00—34,00 m	—	ny	ny	ny	ny	ny	+	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
34,00—35,00 m	—	ny	?	?	?	?	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
35,00—36,00 m	—	ny	ny	ny	ny	(ny)	+	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
36,00—37,00 m	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
37,00—38,00 m	—	ny	?	?	?	?	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
38,00—39,00 m	—	+	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
39,00—40,00 m	—	ny	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
40,00—41,00 m	—	ny	(ny)	—	—	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
41,00—42,00 m	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
42,00—43,00 m	—	ny	—	—	—	(ny)	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
43,00—44,00 m	—	ny	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
44,00—45,00 m	—	(ny)	?	?	?	?	ny	—	—	—	—	ny	—	—	—	—
45,00—46,00 m	?	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
46,00—47,00 m	—	?	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
47,00—48,00 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
48,00—49,00 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
49,00—50,00 m	?	(ny)	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
50,00—51,00 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—
51,00—52,00 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
52,00—52,10 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
53,30—53,53 m	—	(ny)	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—	—	—	—	—	—
54,35—54,53 m	—	(ny)	—	—	—	—	?	—	—	—	—	—	—	—	—	—
55,19—55,40 m	—	(ny)	?	?	?	?	ny	—	—	—	—	(ny)	—	—	—	—

A Velencei-hegység kőzeteinek elemzési értékei
Analyses des roches de la Montagne de Velence

Sorszám No	Kőzet megnevezése — Roche	Lelőhely — Localité	Elemző — Analyseur par	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	S
1.	Diabáz	Székesfehérvár I.	TOLNAY V.	46,88	1,36	15,60	1,62	8,64	0,27	8,40	7,57	3,41	0,07	0,10	4,22	0,91	1,42	0,11
2.	Diabáz	Gécsihegy	SIMÓ B.	49,76	2,00	14,96	1,78	9,29	0,15	5,96	9,60	3,30	0,77	0,07	1,70	0,18	0,23	
3.	Porfir	Antóniahegy	TOLNAY V.	60,82	0,94	16,77	5,28	2,77	0,09	2,10	0,60	3,01	3,57	0,11	3,08	1,09		
4.	Kvarcporfir	Alsóörs-kőfejtő	BARABÁS L.-né	70,41	0,55	15,48	1,13	2,85	0,06	1,20	0,33	5,35	0,70	0,12	1,93	0,29	ny	0,07
5.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, gránit-diabáz kontakt.	GUZY K.-né	70,08	0,61	15,28	2,58	0,71	0,06	1,52	0,35	0,36	3,19	0,04	3,69	1,12	0,23	1,75
6.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, gránit kontakt. 1 m-re	TOLNAY V.	50,34	1,40	16,05	3,74	8,79	0,77	6,22	3,68	0,80	0,64	0,13	3,47	1,54	2,07	1,19
7.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, gránit kontakt. 1,70 m-re	TOLNAY V.	48,13	1,28	15,03	1,45	10,05	0,35	8,07	9,46	1,71	1,33	0,20	2,12	0,34	0,35	0,14
8.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, gránit kontakt. 2 m-re	TOLNAY V.	49,12	1,39	14,91	3,03	10,22	0,31	7,49	6,92	1,68	0,60	0,18	3,20	0,57	0,34	0,76
9.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, gránit kontakt. 3 m-re	TOLNAY V.	48,97	1,59	17,07	1,67	10,15	0,22	7,33	5,27	2,54	1,51	0,18	2,88	0,50	0,55	0,07
10.	Diabáz	Retezi 60°-os vágat, vetőtől 5,2 m-re diabáz pala határ	EMSZT M.	42,03	1,77	16,82	2,32	15,33	0,78	9,37	0,46	1,81	0,43	0,20	7,22	0,63	0,91	0,24
11.	Kontakt pala	Retezi 60°-os v. 5,5 m pala-diabáz határ	EMSZT M.	52,57	1,19	15,05	2,14	10,35	1,04	6,70	0,55	1,74	0,89	0,13	5,34	0,71	1,41	0,62
12.	Kontakt pala	Retezi 60°-os v. diabáz pala kontakt. 0,90 m-re	GUZY K.-né	54,25	0,86	14,45	1,75	10,36	0,15	6,42	3,24	2,64	1,16	0,06	3,65	0,17	0,64	0,52
13.	Kontakt pala	Retezi 60°-os v. gránit kontakt. 11,70 m-re	GUZY K.-né	55,28	0,88	20,92	2,16	6,43	0,21	2,81	0,27	0,40	4,07	0,05	5,00	1,18	0,18	1,19
14.	Gránit	Székesfehérvár városi kőfejtő	VENDL A.	72,01	0,04	14,95	0,97	2,01	0,10	0,39	2,11	2,93	3,88	0,04	0,50	0,45		
15.	Epidotos gránit	Meleghegytől DNy-ra	SIMÓ B.	68,51	0,38	15,31	0,65	2,87	0,03	0,77	2,37	3,06	4,04	0,03	1,11	1,11	0,21	0,28
16.	Biotitos gránit	Sukoró és Világosmajor közt	EMSZT M.	69,35	0,23	15,74	0,52	2,64		0,68	2,38	3,64	4,00					
17.	Epidotos gránit	Ságimajor	TOLNAY V.	71,45	0,40	14,62	0,32	2,44	0,09	0,49	1,62	3,46	4,45	0,01	0,76	0,19	0,24	
18.	Biotitos gránit	Szűzvári malom	SIMÓ B.	70,48	0,31	14,51	0,27	2,41	0,06	0,56	1,92	3,56	4,47	0,02	0,81	0,20	0,14	0,11
19.	Biotitos gránit	Sukoró-ördöghegyi lejtakna	GUZY K.-né	72,04	0,20	14,67	0,32	1,55	0,05	0,40	0,91	3,79	4,77	0,02	1,25	0,11		
20.	Vörösföldpátos, biotitos gránit	Nadapi táró	TOLNAY V.	73,85	0,23	13,53	0,19	1,84	0,06	ny	0,54	3,96	5,00	0,05	1,11	0,12	0,19	
21.	Fluorit-erekkel átjárt gránit	Pátka	GUZY K.-né	67,42	0,36	14,80	0,07	2,90	0,06	0,37	1,43	3,94	4,37	0,04	1,49	0,40	2,49	
22.	Fluoritos—molibdenites gránit	Ólaskőfejtő		72,05	0,22	13,99	0,79	1,42	0,08	0,12	0,97	3,42	5,16	ny	0,92	0,13	0,53	0,10
23.	Gránit	Pákozdi lejtősakna		72,96	0,17	13,61	0,62	1,77	0,07	0,26	0,87	3,19	4,69	0,11	1,02	0,28	0,49	0,15
24.	Vörösföldpátos, biotitos gránit	Sukoró I. táró	TOLNAY V.	74,01	0,19	14,07	0,17	1,71	0,04	0,11	0,61	3,14	4,79	0,04	1,45	0,13	0,04	
25.	Fluoritos, molibdenites gránit	Enyedi-bánya	SIMÓ B.	74,16	0,13	13,52	0,52	1,26	0,19	0,08	0,42	3,02	4,74	ny	1,14	0,15	0,34	
26.	Kloritosodott, biotitos gránit	Sukoró I. táró	TOLNAY V.	72,32	0,22	14,49	0,51	1,87	0,05	0,13	ny	2,66	6,09	0,05	1,83	0,23	0,11	
27.	Vörös gránit	Gécsihegy É-i oldal	BARABÁS L.-né	75,45	0,10	12,64	2,46	0,26		0,06	0,50	2,26	5,14	ny	1,21	0,38	0,11	
28.	Gránátos gránit	Nadapi andezitfejtő	TOLNAY V.	76,28	0,08	12,90	0,60	0,54	0,05	0,14	0,34	2,21	5,70	ny	0,94	0,37	0,01	
29.	Turmalinos gránit (greizen)	Gécsihegy K-i oldal. Pegmatit-kibontás																
30.	Gránit	Enyedi-bánya	TOLNAY V.	75,61	0,07	13,96	0,66	0,35	0,03	0,08	0,07	1,97	5,88	ny	0,97	0,51	0,01	
31.	Részben kaolinosodott gránit	Nadapi táró	NEMES L.-né	75,92	0,10	12,67	1,59	0,51		0,14	0,90	1,71	4,45					
32.	Kaolinosodott gránit	Sukoró I. táró	TOLNAY V.	70,26	0,22	15,42	1,97	0,31	0,02	0,12	0,12	0,76	6,16	0,01	3,34	0,95	0,10	1,43
33.	Autometamorf gránit	Sukoró I. táró	GUZY K.-né	70,48	0,19	15,15	1,74	0,38	0,03	0,05	0,18	1,31	7,04	ny	2,21	0,66		1,43
34.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 30 m	TOLNAY V.	74,75	0,08	13,70	1,08	0,22		0,02	0,05	2,86	5,20	0,07	1,91	0,34	ny	
35.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 40 m	TOLNAY V.	73,47	0,09	14,73	1,28	0,18		0,20	0,07	1,29	5,86	0,01	2,45	0,30	0,07	0,90
36.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 60 m	NEMES L.-né	75,53	0,12	12,98	0,86	0,55	ny	0,07	0,32	3,18	5,04	ny	0,79	0,12	0,57	
37.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 70 m	NEMES L.-né	74,29	0,12	13,53	1,48	0,26	0,01	0,05	0,34	2,74	5,36	0,02	1,47	0,22	0,24	
38.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 80 m	SIMÓ B.	75,47	0,02	13,14	1,70	0,20	ny	0,03	0,25	2,09	5,42	0,06	1,78	0,47		
39.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 90 m	SIMÓ B.	73,42	0,02	14,40	1,72	0,18	ny	0,03	0,27	3,05	5,20		1,74	0,56		
40.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 100 m	EMSZT M.	74,31	0,17	13,77	0,90	0,31	ny	0,07	0,18	2,65	5,12		1,81	0,44	0,03	
41.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 110 m	EMSZT M.	74,08	0,08	14,35	1,41	0,19	0,01	0,08	0,13	2,00	5,42		1,91	0,55	0,09	
42.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 120 m	EMSZT M.	72,88	0,13	14,52	1,48	0,24	ny	0,07	0,22	2,84	5,09		2,03	0,58	0,20	
43.	Autometamorf gránit	Retezi lejtősakna 132 m	NEMES L.-né	74,53	0,12	13,28	1,28	0,33	0,01	0,08	0,30	2,48	5,79	0,01	1,67	0,59	0,08	
44.	Gránitporfir	Sukoró—Ördöghegy	TOLNAY V.	66,84	0,51	15,46	0,86	3,57	0,14	0,66	ny	4,76	4,96	0,12	1,93	0,20	0,01	
45.	Gránitporfir	Nadapi táró 240 m	GUZY K.-né	66,64	0,41	15,10	0,63	3,85	0,43	1,23	0,46	3,95	4,49	0,14	1,69	0,22	0,87	
46.	Gránitporfir	Sukorótól É-ra	VENDL A.	68,74	0,03	15,19	2,40	1,38	0,06	0,53	1,32	3,96	3,98	0,19	1,54	0,63		
47.	Aprózemű telérgánit	Világosmajortól D-re	TOLNAY V.	69,79	0,44	14,54	1,79	1,94	0,03	0,82	0,39	3,47	4,22	0,12	1,73	0,54	0,01	
48.	Autometamorf gránitporfir	Székesfehérvári községi fejtő	NEMES L.-né	77,70	0,05	12,38	0,28		ny	ny	0,41	3,62	5,16					
49.	Autometamorf gránitporfir	Székesfehérvári szőlők	VENDL A.	72,27	0,03	14,26	0,26	1,59	0,49	0,27	0,46	4,35	4,22	ny	0,93	0,59		
50.	Berezitesezett gránitporfir	Pákozdtól ÉNy-ra Karácsonyhegy	TOLNAY V.	70,78	0,25	14,12	2,12	1,81	0,22	0,49	0,32	2,75	4,99	0,05	1,42	0,48	0,27	0,03
51.	Berezitesezett gránitporfir	Kánászaház		77,14	0,09	13,45	0,65			0,02	0,17	2,52	4,44					
52.	Berezitesezett gránitporfir	Ördöghegy D-i része	SZINNYEI M.	77,47	0,01	12,62	0,50	0,59	0,03	ny	0,12	2,23	4,88	ny	0,84	0,48		
53.	Átalakult gránitporfir	Székesfehérvári szőlők Pákozdtól ÉNy-ra. Karácsonyhegyi fejtő	VENDL A.	77,01		12,99	0,22			0,04	0,24	2,33	5,82	ny				
54.	Részben kaolinosodott gránitporfir	Sukoró I. táró	TOLNAY V.	75,09	0,19	14,25	0,27	0,27	ny	0,09	0,23	2,33	6,01	0,02	0,93	0,51	0,02	
55.	Piritesezett gránitporfir	Sukoró II. táró	GUZY K.-né	71,69	0,21	14,90	2,08	0,36	0,03	0,23	0,64	0,52	6,39	ny	2,29	0,30		1,67
56.	Rózsaszínű gránitporfir	Sukoró II. táró	NEMES L.-né	66,54	0,46	16,45	3,75	0,36	0,02	0,70	0,04	0,80	6,73	0,11	2,57	0,58	0,27	1,44
57.	Aplit	Karácsonyhegy		73,56	0,18	14,76	0,56		ny	0,03	2,21	1,04	8,64					
58.	Aplit	Retezi lejtősakna 60°-os vágat	GUZY K.-né	74,43	0,89	12,99	0,71	0,64	0,02	0,21	0,63	2,71	6,22	0,02	0,62	0,28	0,19	
59.	Turmalinos aplit	Retezi alsófejtő	SIMÓ B.	76,95	0,10	13,11	0,16	0,18	0,01	0,02	0,16	3,55	5,68	0,01	0,22	0,19	0,16	
60.	Rózsaszínű aplit	Székesfehérvári aplitbánya	SZINNYEI M.	77,65	ny	12,83	0,10	0,29	0,05	0,25	3,16	5,54	ny					
61.	Aplit	Retezi felső fejtő	NEMES L.-né	74,91	0,09	12,08	1,67		ny	0,07	0,25	3,17	5,15					
62.	Halvány rózsaszínű aplit																	

A Velencei-hegység közetainak Zavarickij- és Niggli-értékei — Valeurs de Zavaritzky et Niggli des roches de la Montagne de Venence

Szám No	Zavarickij-értékek										Niggli-értékek									
	a	b	c	s	a'	c'	f	m	n	Q	Oszl.	Csop.	Al-csop.	si	al	fm	c	alk.	k	mg
1	8,0	27,9	7,0	57,1		9,8	36,9	53,3	98,2	-29,7	VI.	23	b	112	22	51	19	8	0,02	0,56
2	8,6	26,7	5,9	58,8		22,1	39,6	38,3	85,5	-26,3	VI.	23	b	121	22	44	25	9	0,14	0,49
3	11,5	19,6	0,7	63,2	46,3		36,0	17,7	55,8	12,7	III.	8		241	39	38	3	20	0,44	0,33
4	11,9	12,3	0,3	73,9	55,9		28,5	15,5	92,5	26,8	II.	3		349	45	25	1	28	0,08	0,35
5	5,0	20,7	0,4	75,4	63,2		25,2	11,6	15,0	37,4	II.	3		368	47	38	2	13	0,85	0,31
6	2,6	33,6	4,6	59,2	31,6		31,6	36,8	80,0	8,6	III.	10		144	28	58	11	3	0,31	0,46
7	5,7	29,8	7,4	57,1			38,3	46,9	65,8	-27,0	VI.	23	b	111	20	50	24	6	0,34	0,55
8	4,7	27,2	8,1	60,0			48,4	49,0	71,9	-16,6	VI.	23	b	121	22	55	18	3	0,18	0,50
9	8,0	26,8	6,5	58,6	8,9		43,7	47,4	71,9	-5,2	IV.	15	b	122	25	52	14	9	0,28	0,52
10	4,3	47,9	0,5	47,2	33,9		34,4	31,6	87,8	14,6	V.	17	b	101	24	70	1	5	0,12	0,48
11	5,0	36,3	0,7	58,0	36,3		33,5	30,2	73,6	5,3	IV.	12	b	160	27	64	2	7	0,26	0,47
12	7,5	26,1	3,9	62,4	14,6		43,9	41,5	78,2	6,0	IV.	14	b	155	24	56	10	10	0,21	0,48
13	6,6	32,0	0,3	61,1	61,3		24,5	14,1	14,1	8,7	III.	8		198	44	40	5	11	0,88	0,36
14	12,3	6,1	2,5	79,1	45,2		44,1	10,7	50,5	31,1	II.	4		370	45	16	12	27	0,46	0,19
15	12,5	6,7	2,9	77,9	30,6		49,0	20,4	54,3	27,9	II.	4		323	43	19	12	26	0,45	0,29
16	13,5	5,5	2,9	78,1	27,2		51,8	21,0	58,0	26,3	II.	4		324	43	17	12	28	0,42	0,29
17	13,8	4,8	1,9	79,5	27,8		55,6	16,6	53,8	29,5	II.	3		363	43	16	9	32	0,46	0,56
18	14,3	4,0	2,3	79,4	6,8		67,8	25,4	54,7	27,9	II.	4		349	42	16	10	32	0,45	0,27
19	14,8	4,5	1,1	79,6	47,1		38,2	14,7	35,9	27,5	II.	3		378	45	15	5	35	0,45	0,21
20	15,6	2,5	0,6	81,3	26,3		73,7	—	55,1	31,1	II.	3		427	46	9	3	42	0,57	—
21	15,2	5,0	1,7	78,0	27,4		58,9	13,7	57,2	24,0	II.	3		338	44	16	7	33	0,57	0,19
22	14,7	3,5	1,2	80,6	36,0		58,0	6,0	50,0	30,6	II.	3		402	46	11	6	37	0,50	0,09
23	13,7	3,3	1,1	81,9	19,6		66,7	13,7	51,0	35,3	II.	3		402	46	11	6	37	0,50	0,09
24	13,2	5,4	0,7	80,7	63,4		32,9	3,7	49,5	34,3	II.	3		440	49	11	4	36	0,50	0,10
25	11,8	4,7	0,5	83,0	77,1		18,6	4,3	54,5	41,9	II.	3		488	52	7	3	38	0,51	0,19
26	14,4	6,6	—	79,0	64,0		33,0	3,0	40,9	29,2	II.	2		418	49	13	—	38	0,59	0,08
27	11,8	5,7	0,6	81,9	55,2		41,4	3,4	40,6	39,6	II.	3		478	47	15	3	35	0,59	0,08
28	12,5	4,5	0,3	82,7	72,5		23,2	4,3	36,5	40,1	II.	3		519	51	8	1	39	0,63	0,15
29	12,3	2,3	0,1	81,8	82,5		14,4	3,1	35,9	33,9	II.	3		502	54	6	2	38	0,67	0,17
30	9,8	6,4	1,1	82,7	69,4		27,5	3,1	36,0	44,7	II.	3		535	53	9	6	32	0,64	0,15
31	10,5	11,4	0,1	78,0	81,9		16,4	1,7	16,5	34,9	II.	3		445	58	11	1	30	0,83	0,09
32	12,8	8,6	0,3	78,3	75,4		22,3	2,3	21,9	30,7	II.	3		417	53	12	1	34	0,78	0,08
33	13,3	5,2	0,1	81,4	78,5		21,5	—	46,1	36,1	II.	3		490	53	7	—	40	0,55	—
34	10,9	9,1	0,1	79,8	82,9		13,6	3,5	25,0	37,8	II.	3		403	57	9	1	33	0,55	0,20
35	13,7	3,7	0,3	82,2	59,7		35,1	5,3	49,5	36,8	II.	3		483	49	0	2	40	0,50	0,13
36	13,3	5,1	0,3	81,3	67,5		28,6	3,9	43,6	35,7	II.	3		470	50	10	2	38	0,50	0,12
37	11,9	5,8	0,3	82,0	71,9		28,1	—	37,4	39,9	II.	3		504	51	10	2	37	0,62	—
38	13,8	5,7	0,3	80,2	71,3		28,7	—	47,7	32,5	II.	3		443	51	9	2	38	0,52	—
39	14,8	5,6	0,3	81,3	77,7		18,8	3,5	44,9	36,7	II.	3		483	53	7	2	39	0,63	0,15
40	14,6	4,5	0,1	80,2	81,2		2,4	16,9	—	37,1	II.	3		554	57	3	1	35	0,94	—
41	13,0	6,7	0,3	80,0	76,5		20,6	2,0	45,5	33,7	II.	3		451	53	9	1	37	0,94	—
42	13,4	4,5	0,3	81,7	66,7		29,0	4,3	39,2	36,4	II.	3		484	51	9	2	38	0,60	0,13
43	17,3	8,3	—	74,4	35,5		50,8	13,7	59,2	14,2	III.	7		307	42	22	—	36	0,40	0,21
44	15,1	10,1	0,6	74,3	34,7		44,3	20,0	57,5	17,7	II.	3		301	40	27	—	31	0,42	0,31
45	14,4	6,8	1,5	77,3	38,0		50,0	12,0	60,7	24,4	II.	3		335	44	18	7	31	0,59	0,19
46	13,4	9,0	0,4	77,2	50,0		35,3	14,7	55,4	27,2	II.	3		365	45	21	2	32	0,44	0,29
47	14,7	0,5	0,4	84,3	50,0		50,0	—	51,3	38,9	II.	3		526	49	2	3	46	0,48	—
48	15,3	4,6	0,6	79,4	42,9		47,1	10,0	61,2	27,7	II.	3		394	46	13	3	38	0,39	0,10
49	12,9	9,0	0,3	77,8	51,5		39,7	8,8	45,5	29,5	II.	3		384	45	21	2	32	0,54	0,18
50	11,2	5,8	0,2	82,8	81,2		14,8	—	35,9	43,9	II.	3		554	57	3	2	38	0,67	0,17
51	11,2	5,5	0,1	83,2	83,3		16,7	—	10,2	43,9	II.	3		568	55	6	1	38	0,59	—
52	11,3	4,9	0,3	83,5	97,3		2,7	—	40,2	44,1	II.	3		557	55	1	2	42	0,64	—
53	13,1	5,3	0,3	81,3	86,4		9,9	3,7	36,6	36,1	II.	3		484	54	5	2	39	0,63	0,23
54	10,0	10,2	0,7	79,0	76,1		20,6	3,2	10,5	37,4	II.	3		442	54	14	4	28	0,89	0,13
55	11,1	15,1	—	73,8	68,7		23,8	7,5	15,5	25,4	II.	2		349	51	22	—	27	0,84	0,24
56	14,0	5,0	0,3	80,7	89,5		10,5	—	15,0	33,1	II.	3		464	55	3	2	40	0,85	—
57	14,5	2,2	0,7	82,5	36,4		48,5	15,1	40,0	35,4	II.	3		468	48	8	4	40	0,60	0,23
58	15,4	1,0	0,3	83,3	66,6		33,4	—	48,7	35,5	II.	3		500	50	2	2	46	0,51	—
59	14,2	1,8	0,3	83,7	74,1		25,9	—	47,3	38,7	II.	3		523	51	3	2	44	0,53	—
60	14,2	2,6	0,3	82,9	51,5		56,8	7,7	48,5	37,1	II.	3		487	46	10	2	42	0,51	—
61	13,9	2,3	0,2	83,5	83,4		16,6	—	38,6	39,1	II.	3		526	51	3	2	44	0,51	—
62	13,5	2,3	0,7	83,5	57,1		34,3	8,6	48,1	39,3	II.	3		503	49	6	4	41	0,52	0,20
63	14,0	2,4	0,2	83,4	89,5		10,5	—	41,1	38,6	II.	3		526	52	2	2	44	0,58	—
64	13,7	2,2	0,3	83,8	88,2		11,8	—	37,7	39,9	II.	3		540	52	2	2	44	0,62	—
65	13,2	3,3	0,3	83,2	92,0		8,0	—	34,8	39,7	II.	3		533	54	2	2	42	0,65	—
66	10,9	12,1	6,1	70,9	23,4		47,3	29,2	75,3	13,9	III.	9		205	36	27	17	18	0,66	0,38
67	10,9	10,9	7,2	71,0			54,5	44,8	68,8	9,3	III.	9		194	35	30	20	15	0,31	0,45
68	10,6	10,4	7,4	71,6			59,1	35,2	61,1	11,6	III.	10		201	35	28	22	15	0,38	0,37
69	8,6	13,8	7,2	70,4			49,2	41,0	78,3	9,8	III.	10		189	31	34	23	12	0,21	0,45
70	8,4	15,0	8,0	68,6			41,9	44,8	71,2	5,4	IV.	15		178	32	34	23	11	0,28	0,51
71	7,4	13,5	7,5	71,6			50,0	37,9	80,0	13,9	III.	10		199	31	33	26	10	0,20	0,43
72	4,2	19,1	7,3	69,4	29,6		20,0	50,4	85,2	23,1	II.	6		195	35	39	21	5	0,18	0,71
73	7,2	18,2	4,2	70,4	59,8		23,6	16,6	30,0	22,2	II.	6		246	47	26	15	12	0,70	0,41
74	7,8	12,2	0,3	79,7	82,1		15,7	2,2	35,5	43,5	II.	3		385	69	11	2	18	0,64	0,12
75	6,6	15,0	0,3	78,1	84,6		12,5	2,9												

A Velencei-hegység kőzeteinek CIPW-értékei — Valeurs CIPW des roches de la Montagne de Velence

Szám No	Q	or	ab	an	C	ap	cc	il	ru	mt	hm	pr	di	hy	ol
1		0,6	28,8	27,2		0,3	3,2	2,6		2,3		0,2	0,6	20,4	9,5
2		5,0	27,8	23,6				3,8		2,6			19,6	7,9	7,4
3	25,3	21,2	25,2	3,0	6,9			1,7		6,5	0,8			3,4	
4	32,5	3,9	45,9	0,6	5,8	0,3		1,1		1,6				6,6	
5	53,3	19,0	3,2		11,2		0,7	1,2		0,5	1,4	2,8		4,0	
6	28,0	3,4	6,8	4,2	13,1	0,3	4,8	2,7		5,4		2,5		25,2	
7	6,7	7,8	14,2	29,5		0,4	0,9	2,4		2,3		0,3	11,6	31,5	4,1
8	1,5	8,9	21,5	21,4		0,4	1,4	3,1		2,5		1,7		33,2	
9	6,0	2,4	15,3		13,5	0,4	0,6	3,5		3,3		0,5		46,0	
10	21,6	7,8	14,2		10,8		1,0	2,3		3,1		1,3		30,2	
11	12,6	6,7	22,5		4,4		1,4	2,6		2,6		1,1		31,4	
12	30,2	24,5	3,2		15,8		0,5	1,7		3,2		2,5		13,4	
13	24,6	22,9	24,6		19,7			2,1		4,1				4,1	
14	16,8	23,4	26,2		22,3			1,0		6,1				6,1	
15	25,3	23,4	30,4		12,0			0,7		5,7				5,7	
16	28,0	26,7	29,4		8,1	1,0		0,5		5,1				5,1	
17	25,7	26,7	30,5		9,4	0,2		0,5		5,1				5,1	
18	28,0	28,4	32,1		4,5	1,6		1,6		3,4				3,4	
19	29,0	29,5	34,1		2,5	0,5		0,4		2,9				2,9	
20	22,0	26,2	33,0		7,1	1,0		0,7		0,2				5,7	
21	29,4	30,6	28,8		5,0	0,9		1,2		2,0				0,9	
22	33,1	27,8	27,2		3,6	1,9		0,4		0,9				3,3	
23	34,9	28,4	26,2		3,0	2,7		2,8		2,9				0,4	
24	36,9	27,8	25,2		2,0	2,8		0,2		0,7				0,7	
25	31,2	36,1	23,5		3,3	0,4		0,8		3,1				3,1	
26	41,4	30,1	19,4		2,5	2,4		0,6	2,1	0,3				0,3	
27	40,7	33,9	18,4		1,4	2,6		0,2		0,9				0,8	
28	41,0	35,1	16,8		0,6	4,1		0,2		1,0				0,5	
29	46,8	38,4	14,1		4,4	3,5		0,2		0,3				0,3	
30	41,4	36,6	6,8		0,6	7,2		0,4		0,3				0,3	
31	35,2	41,7	11,0		1,1	5,0		0,4		3,3				0,5	
32	37,9	30,6	24,6		0,4	3,2		0,2		0,4	0,8			1,5	
33	42,7	35,1	11,0		0,6	5,9		0,2		0,2	1,8			0,4	
34	36,8	39,5	12,4		1,4	1,7		0,2		0,2	1,0			0,4	
35	37,1	31,3	23,1		1,4	2,7		0,2		0,6	1,3			0,3	
36	42,1	31,7	17,9		1,4	3,3		0,6		1,3	0,6			1,3	
37	35,0	30,6	26,2		1,4	3,2		0,6		1,3	0,6			1,3	
38	38,3	30,1	23,1		1,1	3,4		0,2		0,8	0,2			0,2	
39	41,6	31,7	16,8		0,6	5,1		0,2		0,4	0,3			0,3	
40	36,6	30,1	23,6		1,4	4,0		0,2		0,4	0,2			0,3	
41	37,0	34,4	2,0		1,4	2,4		0,2		0,7	0,8			0,8	
42	16,6	29,5	40,4		—	2,2		0,9		1,4				6,9	
43	20,3	26,7	34,0		1,6	3,0		0,8		0,9				9,7	
44	26,4	23,4	34,1		6,4	1,9		3,5		1,9				1,9	
45	30,7	25,0	29,4		2,0	3,5		0,8		2,6				3,3	
46	36,1	30,7	30,5		2,0	2,2		0,3		0,3				4,3	
47	27,4	25,0	37,3		2,5	1,5		0,5		3,0				2,7	
48	33,5	29,5	23,6		1,4	3,6		0,6		3,0				4,3	
49	44,9	26,1	21,0		1,1	4,2		0,1		0,7				0,7	
50	45,6	28,8	18,4		6,6	3,6		0,7		0,2				0,7	
51	41,6	34,4	18,4		1,1	2,7		0,2		0,2				0,3	
52	38,0	35,6	19,4		1,1	3,6		0,4		0,4				0,3	
53	42,7	37,9	4,2		3,0	6,0		0,4		0,5				0,5	
54	35,2	39,5	6,8		—	8,0		0,9		2,1				1,7	
55	34,6	50,7	8,4		1,1	3,5		0,2		0,6				0,6	
56	33,1	36,8	23,1		3,0	0,6		1,3		0,2				0,5	
57	33,6	34,0	30,2		1,1	1,5		0,2		0,3				0,6	
58	37,2	32,4	27,2		1,4	1,0		0,1		0,2				0,8	
59	34,8	30,6	27,2		1,4	0,7		0,1		1,7				0,4	
60	38,0	30,6	27,2		1,1	1,5		0,1		0,4				0,7	
61	38,0	30,2	26,2		3,0	1,0		0,2		0,7				0,4	
62	37,8	35,0	23,1		1,1	1,7		0,1		0,3				0,3	
63	36,8	36,7	21,0		1,0	1,5		0,1		0,3				0,3	
64	39,5	36,7	18,5		1,4	2,3		0,1		0,3				11,1	
65	13,0	16,1	30,5		21,6	1,6		1,2		2,0				9,0	
66	14,5	13,0	27,8		28,7	4,7		1,2		4,7				6,4	
67	16,1	15,6	23,1		28,0	5,0		0,7		5,0				6,4	
68	19,0	7,2	24,5		28,3	1,7		4,1		1,7				6,0	
69	14,5	9,4	22,0		30,5	4,2		0,9		4,2				11,4	
70	22,9	5,5	21,0		29,2	6,5		0,2		6,5				6,2	
71	24,3	2,3	12,0		26,7	3,8		1,2		1,5				14,8	
72	35,8	19,5	7,8		13,8	1,4		1,1		1,1				9,0	
73	38,1	16,2	8,4		11,7	1,7		1,7		1,7				6,3	
74	39,9	13,5	7,8		11,1	1,8		1,8		1,8				0,5	
75	56,4	12,8	1,6		0,6	13,9		1,5		9,2				5,2	
76	51,7	15,0	1,6		1,1	14,7		0,6		3,8				1,0	
77	53,2	15,6	1,1		2,0	14,9		0,6		3,4				3,2	
78	45,3	12,8	1,0		3,9	15,9		1,5		5,6				4,4	
79	55,5	1,6	0,6		1,6	18,0		0,7		3,2				3,2	
80	53,9	6,6	1,8		2,3	20,0		0,5		2,4				2,8	
81	42,1	—	—		—	—		—		—				—	
82	28,8	—	—		—	—		—		—				—	
83	16,6	6,6	15,3		30,3	2,1		2,3		6,8				11,8	
84	38,9	2,8	2,0		8,1	14,6		2,1		7,0				3,4	
85	31,4	13,3	1,0		15,0	9,3		2,0		4,7				9,7	
86	52,9	9,5	1,6		—	15,7		0,6		7,4				10,7	
87	53,7	0,6	—		—	—		1,0		4,4				6,7	
88	44,9	3,9	1,6		—	15,8		0,8		10,0				11,5	
89	43,4	2,8	1,0		2,8	16,2		0,7		9,1				10,4	
90	39,9	1,7	2,6		—	—		1,5		5,5				19,6	
91	39,4	2,8	5,2		2,8	13,8		1,7		5,3				17,9	
92	46,2	16,7	1,6		0,9	20,0		0,4		1,4				0,7	
93	27,8	15,1	5,3		3,9	13,9		0,8		4,0				16,8	
94	47,6	11,1	2,2		0,9	20,3		0,2		1,2				5,2	
95	24,4	7,7	25,2		16,4	6,0		0,3		3,8				11,5	
96	46,2	8,4	0,9		19,2	4,5		0,2		7,0				7,0	

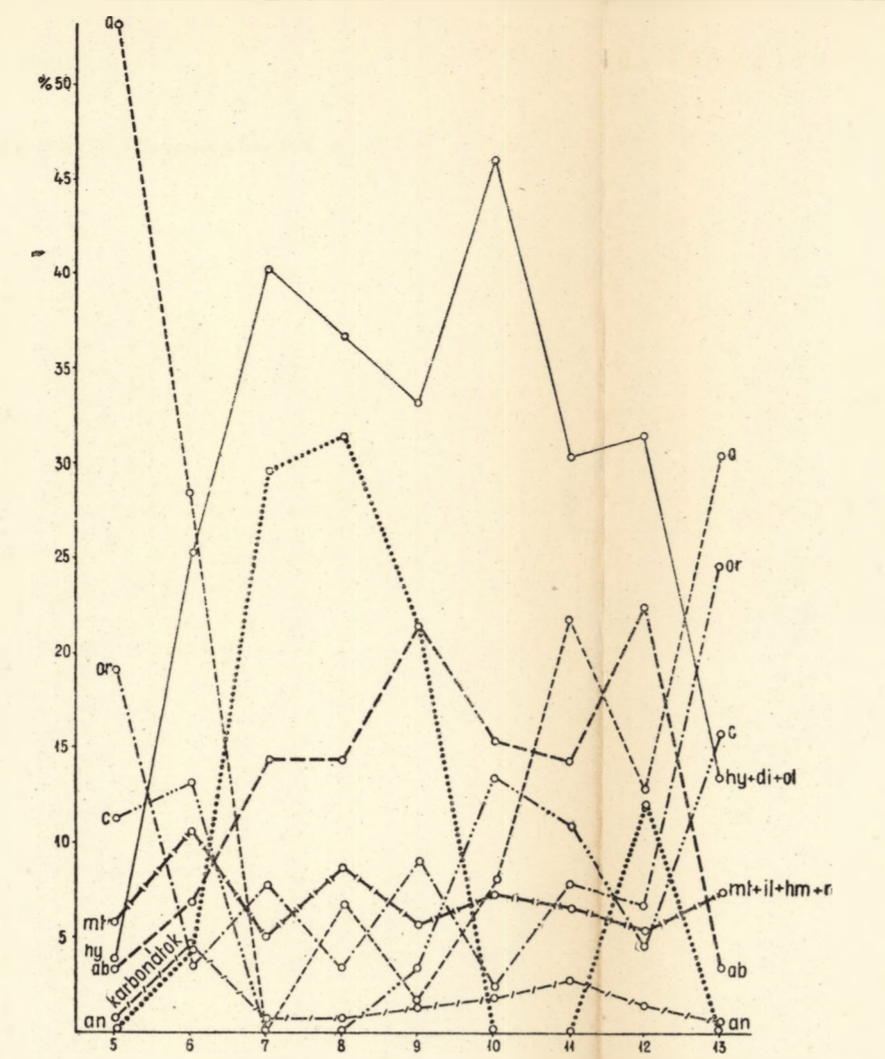


Fig. 1. Diagramme CIPW des roches de la descente de Retez. Contact de la diabase dans le niveau de la descente. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

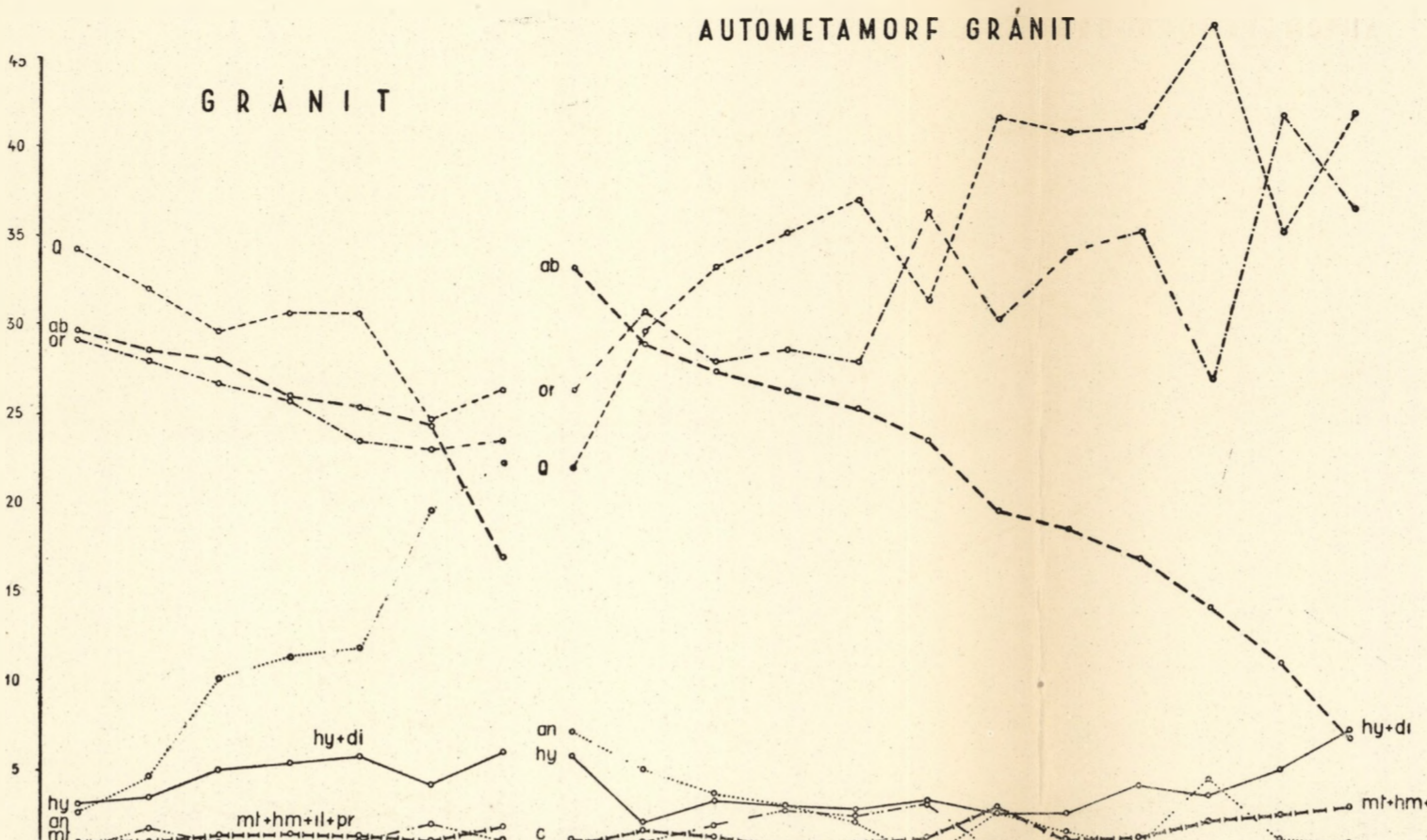


Fig. 2. Diagramme CIPW des roches granitoides de la Montagne de Velence. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

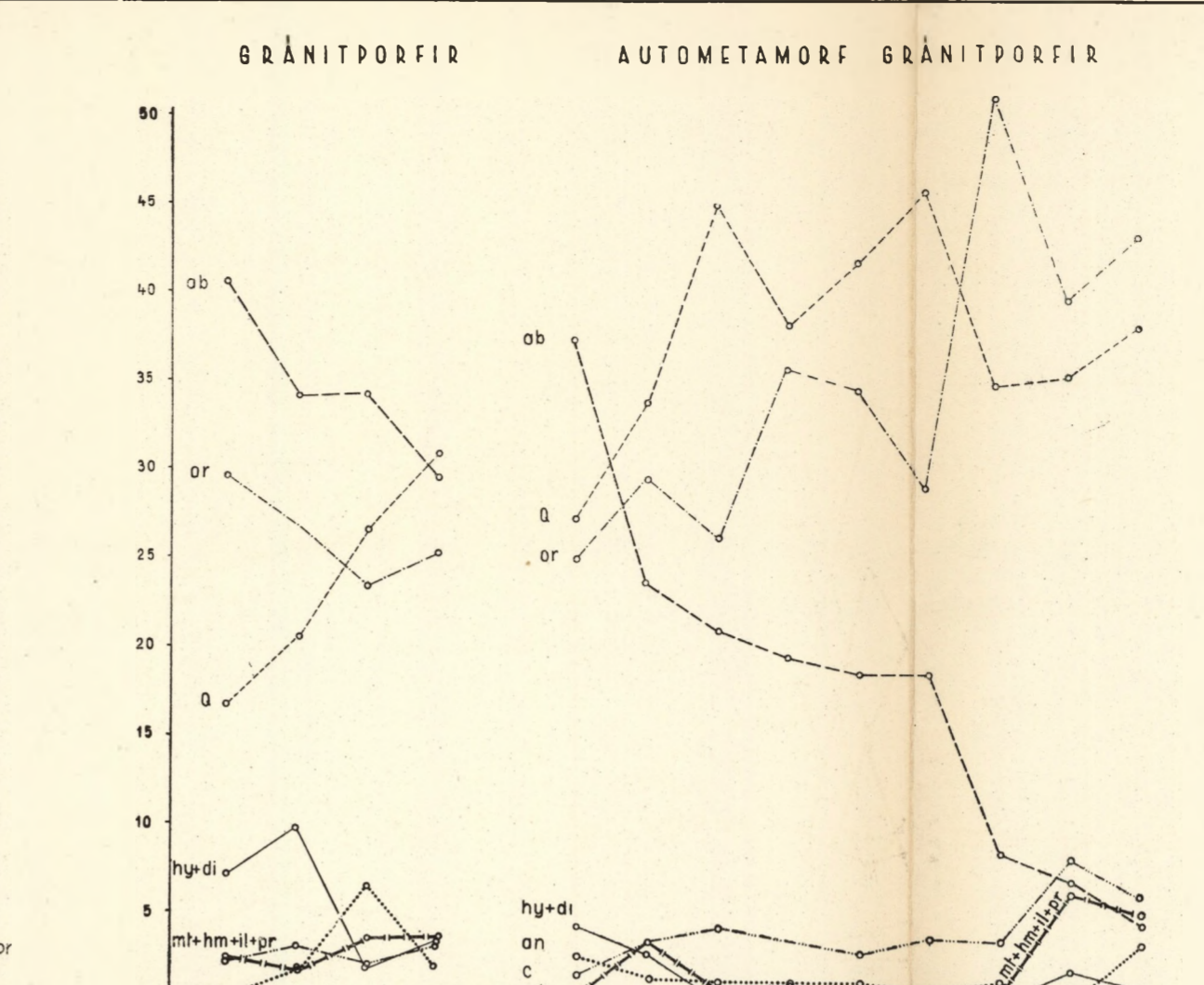


Fig. 3. Diagramme CIPW des roches granitoides de la Montagne de Velence. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

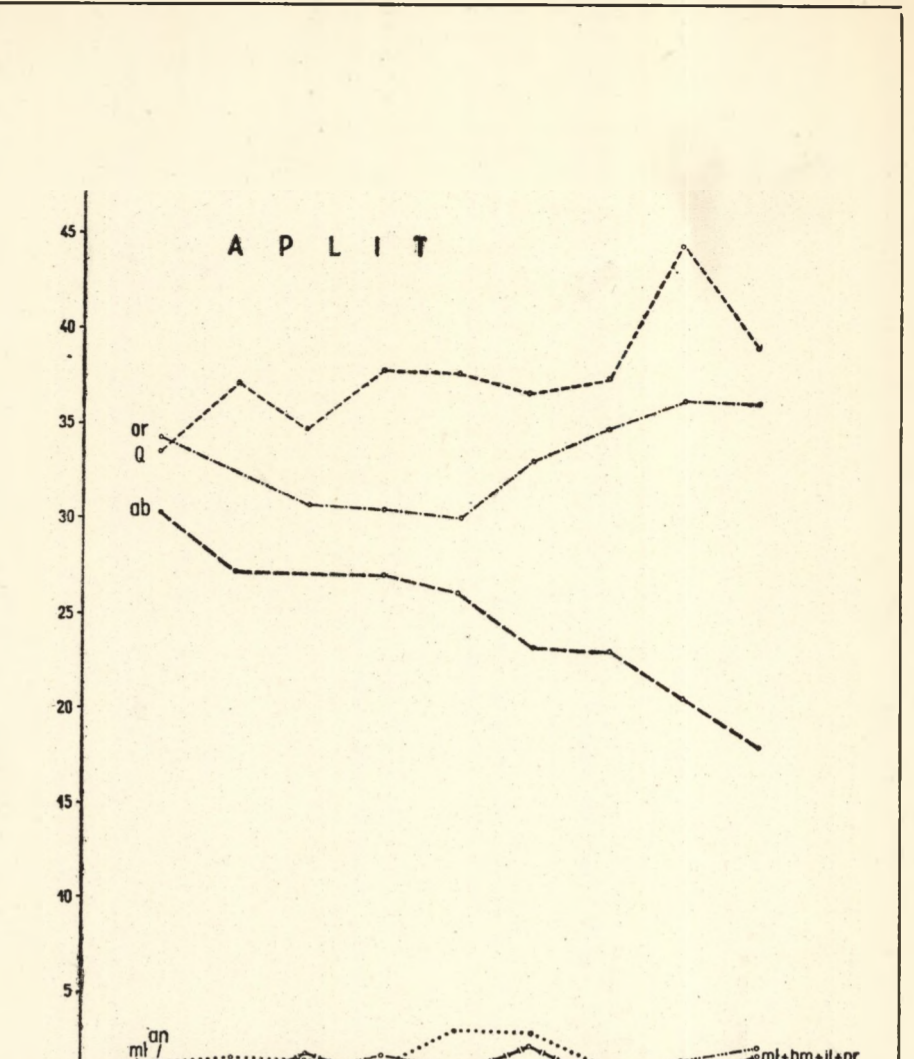


Fig. 4. Diagramme CIPW des roches granitoides de la Montagne de Velence. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

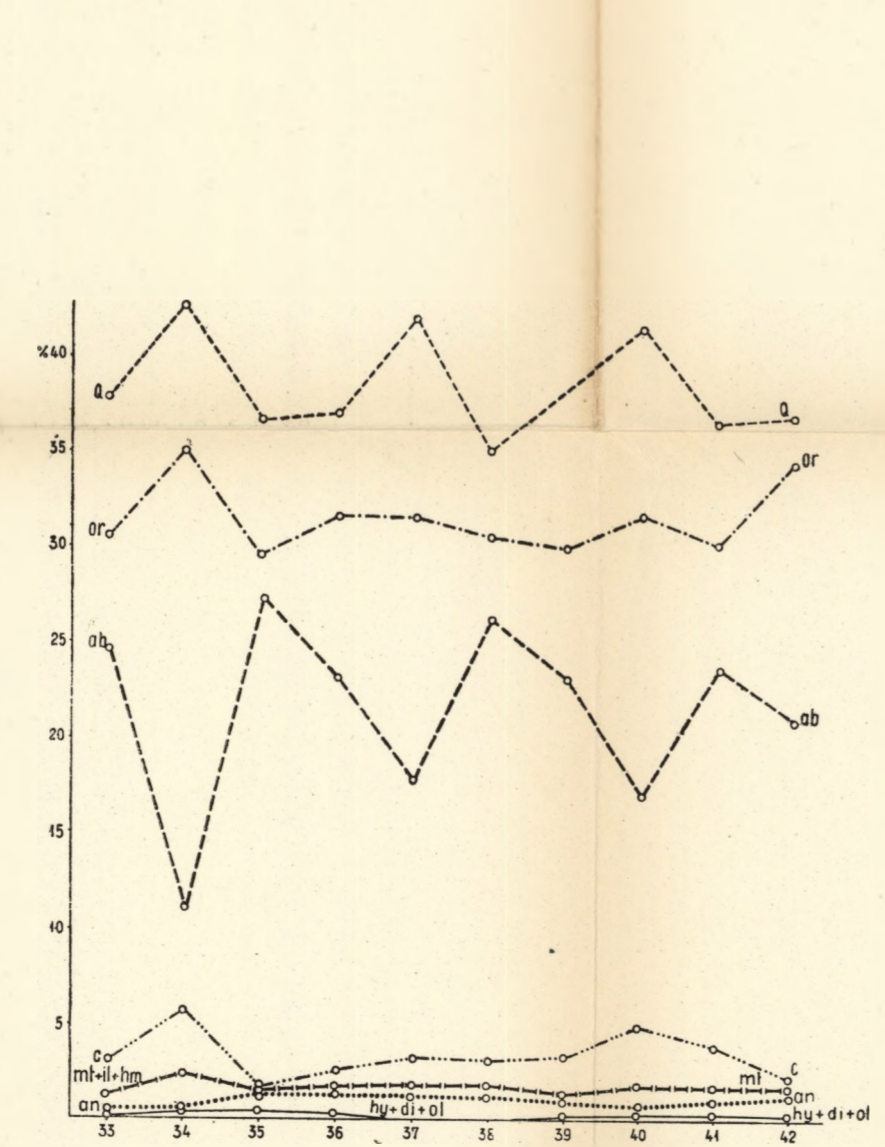


Fig. 5. Diagramme CIPW des roches de la descente de Retez. Granit autometamorphique à 30-132 m de la descente. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

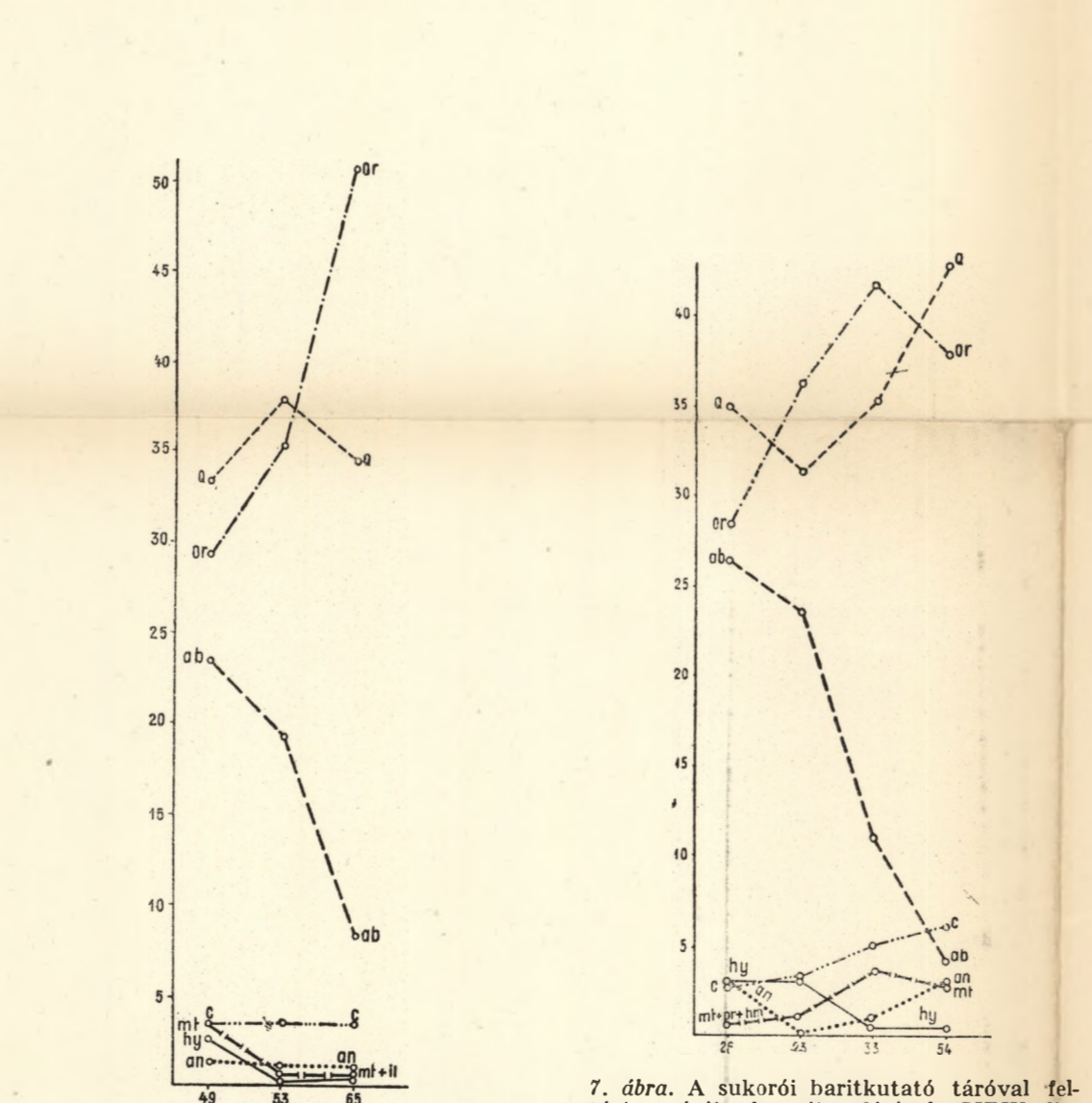


Fig. 6. Diagramme CIPW de la brésitisation du granit porphyrique du mont Karácsonyhegy. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

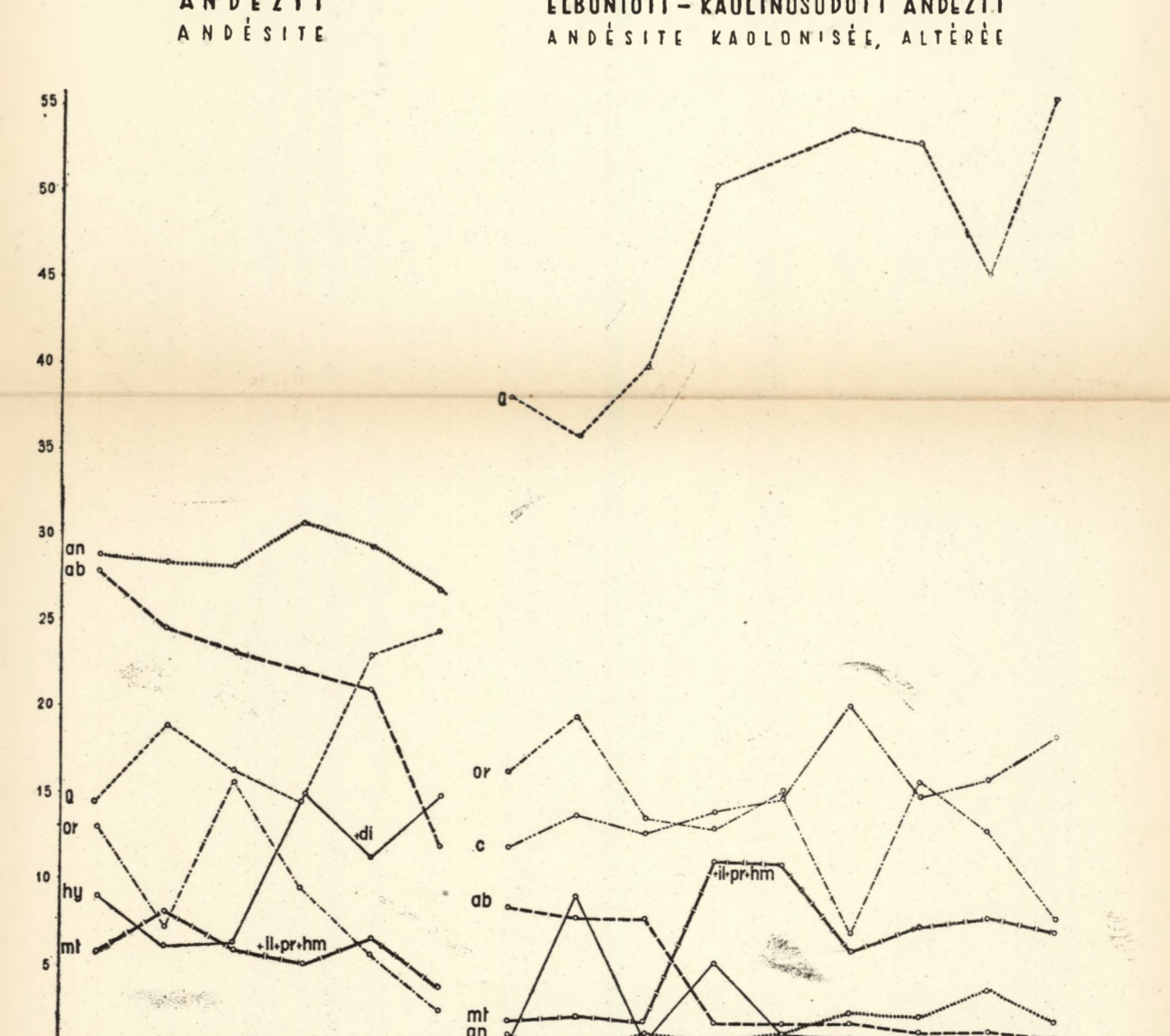


Fig. 7. Diagramme CIPW de la brésitisation du granit ouvert par la galerie de prospection de baryte de Sukoró. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

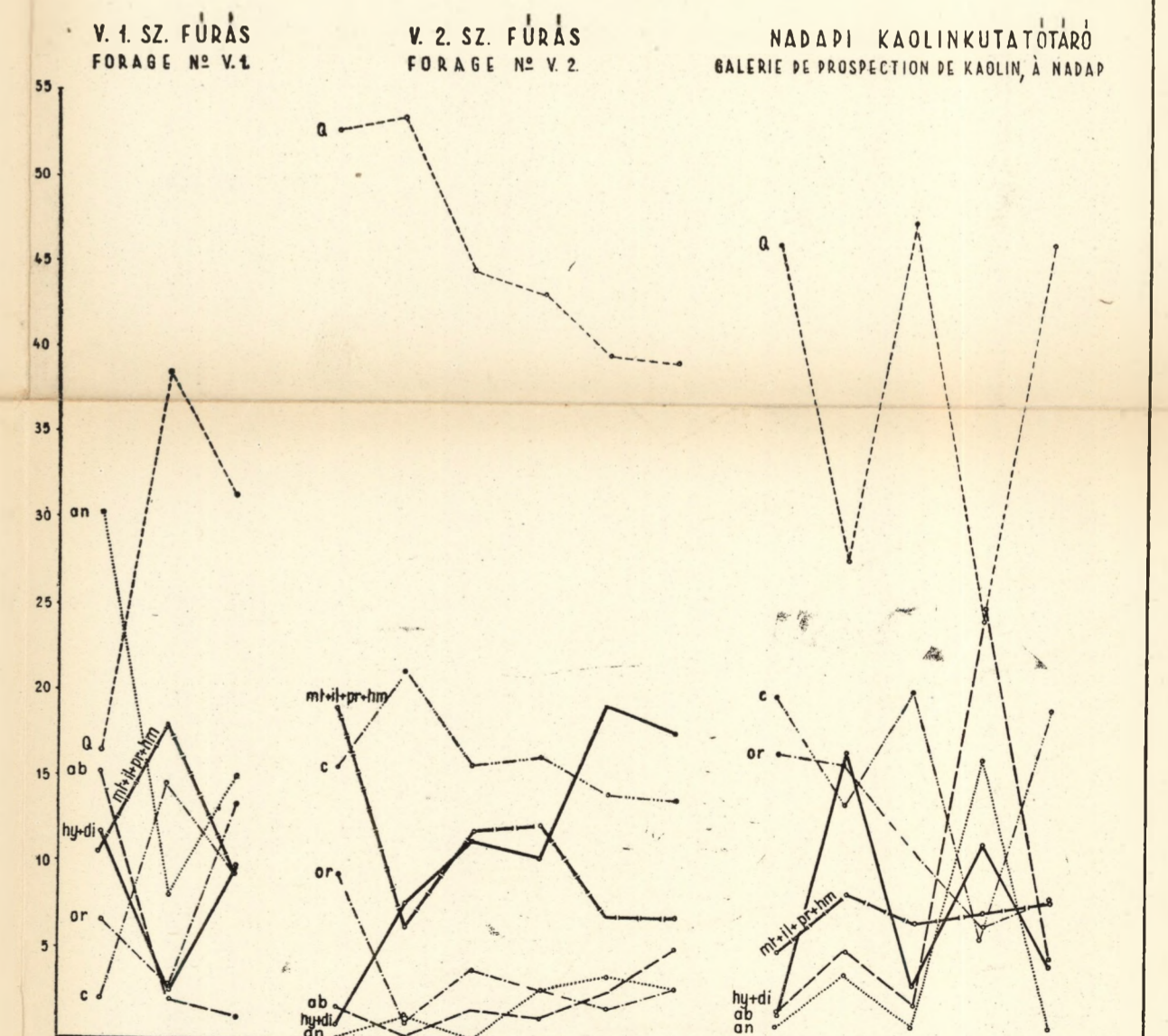


Fig. 8. Diagramme CIPW de l'andésite et de l'andésite à altération hydrothermale de la Montagne de Velence. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

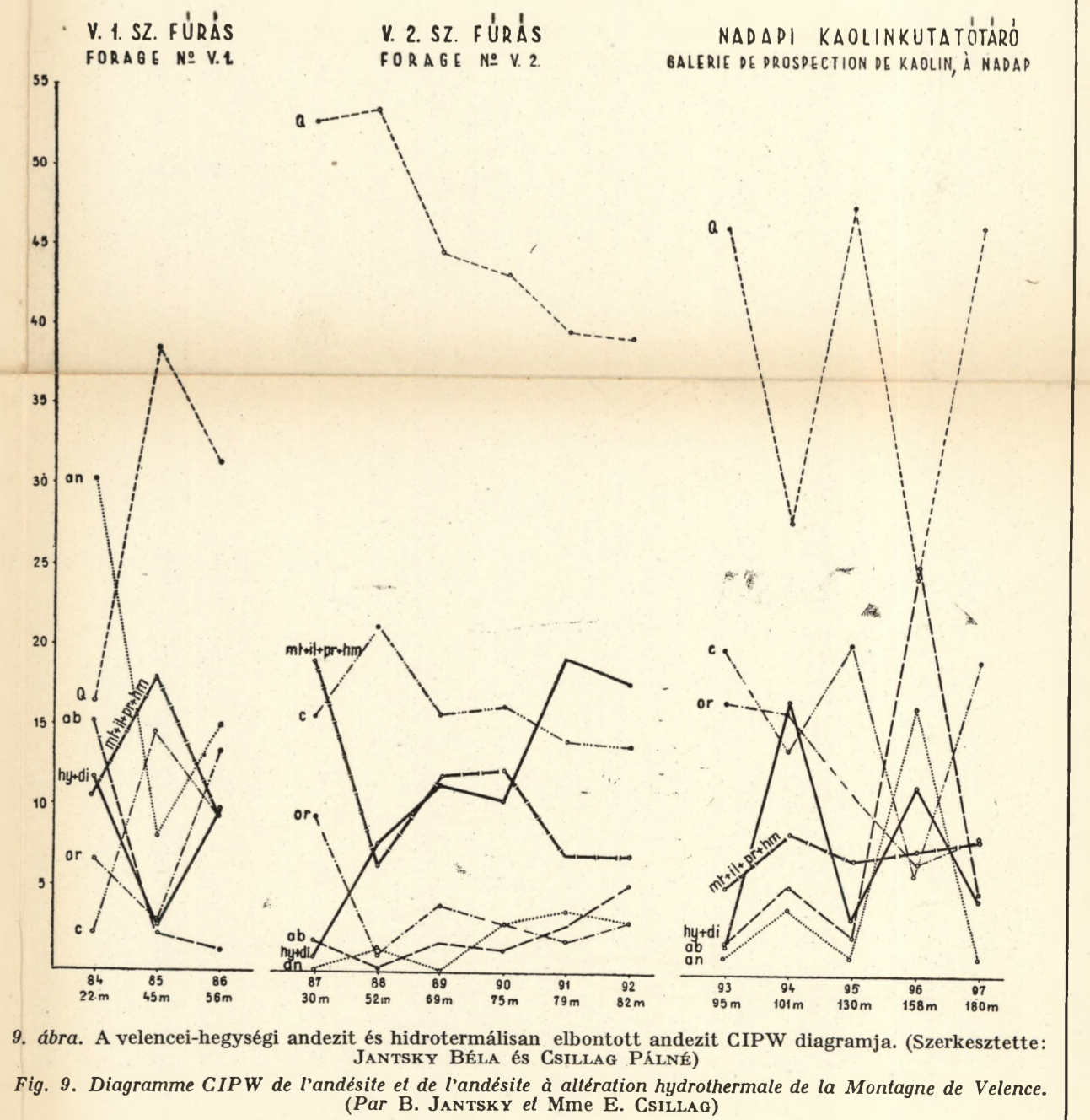


Fig. 9. Diagramme CIPW de l'andésite et de l'andésite à altération hydrothermale de la Montagne de Velence. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

VI. táblázat
Tableau No VI.

Az Eibenstock—Nydek-i masszívum granitoid kőzeteinek elemzési értékei — Analyses des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock—Nydek

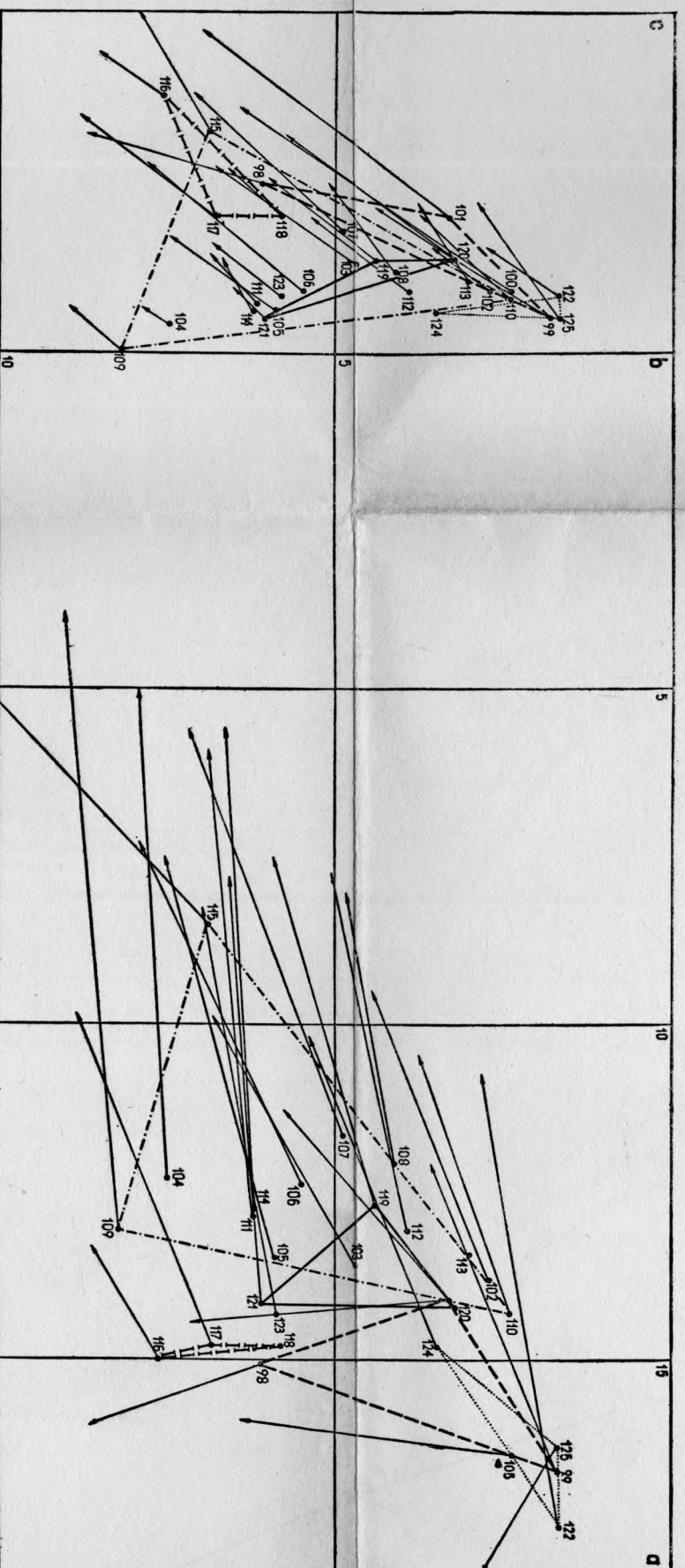
Minta száma No d'échantillon	Kőzet megnevezése — Roche	Lelelőhely — Localité	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	—H ₂ O	SO ₃	S	CO ₂
98.	Durvaszemű alapgránit	Schönlind	68,49	—	15,38	3,26	—	—	1,74	2,64	5,45	2,26	0,36	—	—	0,51		
99.	Aprószemű gránit	Trieb, Bergen	74,50	0,05	14,39	0,58	0,06	—	0,16	0,40	4,95	4,40	0,18	0,46	—			
100.	Sötét gránit	Schreibersgrün	73,03	0,11	14,21	0,99	0,59	—	0,56	0,76	4,56	4,72	0,25	0,57	—			
101.	Alapgránit	Thierbach Nydek	72,29	0,25	13,95	0,41	1,43	0,03	0,87	1,80	3,70	4,25	0,17	1,03	—	—		
102.	Aprószemű gránit	Saupersdorf	75,40	0,10	15,06	1,16	0,23	—	0,33	0,77	3,80	4,13	0,54	0,78	0,18			
103.	Durvaszemű turmalinos gránit	Wilzschhaus — Eibenstock	72,83	0,10	13,89	1,55	0,70	—	0,60	1,06	3,80	3,96	0,70	0,51	0,21			
104.	Turmalinos telérgránit	Marienbad	73,60	0,09	14,67	0,57	1,31	—	0,22	0,40	3,66	3,28	0,28	0,43	0,20			
105.	Aprószemű turmalinos gránit	Wilzschhaus — Eibenstock	73,55	0,04	14,34	1,11	0,55	0,03	0,62	0,45	3,74	4,06	0,64	0,44	0,10			
106.	Autometamorf gránit	Schönheide	74,30	0,11	13,15	0,29	1,34	—	0,81	0,79	3,24	4,02	0,27	1,10	—		0,23	
107.	Aprószemű turmalinos gránit	Sandfels — Stretseifen	72,91	—	13,89	0,85	—	—	0,73	1,52	2,76	3,99	—	2,84	—			
108.	Aprószemű gránit	Saupersdorf	75,31	—	12,53	2,50	—	—	0,20	0,95	3,01	4,07	—	1,04	—			
109.	Aprószemű gránit	Zeitlitz	72,85	—	16,17	ny	—	—	0,36	—	3,42	4,34	ny	—	—			
110.	Aprószemű gránit	Saupersdorf	75,32	0,08	13,15	1,22	0,31	—	0,17	0,70	3,46	5,00	0,40	0,70	0,15			
111.	Középszemű turmalinos gránit	Carlsfeld — Eibenstock	73,65	0,08	14,63	0,87	0,71	—	0,27	0,62	3,02	4,81	0,58	0,38	0,21			
112.	Durvaszemű turmalinos gránit	Johanngeorgen- stadt	75,31	—	13,23	—	1,50	—	0,25	0,65	2,60	5,51	—	0,86	—			
113.	Durvaszemű alapgránit	Karlsbad	74,87	—	12,00	2,73	—	—	0,26	1,09	2,46	5,73	—	—	—			
114.	Aprószemű gránit	Karlsbad	74,30	—	14,50	1,78	—	—	0,16	0,50	2,31	5,79	—	—	—			
115.	Alapgránit	Craslitz	72,27	—	13,70	3,11	—	—	1,59	2,82	1,45	3,70	0,36	—	—	0,65		
116.	Porfíros gránit	Marienbad	62,97	0,72	17,51	0,88	4,01	0,12	1,93	3,07	4,09	4,01	0,33	0,35	0,12			0,19
117.	Porfíros gránit	Karlsbad	69,66	—	16,98	2,54	—	—	0,83	1,66	3,95	4,41	—	0,55	—			
118.	Porfíros gránit	Bockau	69,56	0,27	15,69	1,30	1,41	—	0,30	1,68	3,60	5,00	0,45	0,65	0,30			
119.	Porfíros gránit	Kirschberg	74,45	0,25	13,75	1,02	0,70	—	0,42	1,21	3,46	3,88	0,95	0,45	0,17			
120.	Középszemű porfíros gránit	Muldental	73,53	0,06	13,84	1,06	0,63	—	0,52	1,21	3,86	4,04	0,99	0,45	0,15			
121.	Porfíros gránit	Karlsbad	71,67	0,14	14,64	1,19	1,08	—	0,18	0,38	3,23	5,20	0,20	1,71	—			
122.	Igen finomszemű porfíros gránit	Bergen	72,40	—	15,71	0,48	—	—	0,14	0,65	4,81	5,23	—	0,45	—			
123.	Aplitszerű telérgránit	Marienbad	72,02	0,21	15,35	0,16	1,74	—	0,40	0,70	3,85	4,34	0,20	0,73	0,14			
124.	Aplit	Eibenstock	74,35	0,03	13,80	1,00	0,46	—	0,45	0,45	4,00	4,55	0,25	0,53	—			
125.	Világos vörös aplit	Marienbad	75,10	ny	12,80	ny	1,31	0,01	0,08	0,28	3,29	7,18	0,05	0,33	0,06			

Az Eibenstock—Nyédek-i masszívum granitoid közetének Zavarickij- és Niggli-értékei
 Valeurs de Zavaritzky et Niggli des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock—Nyédek

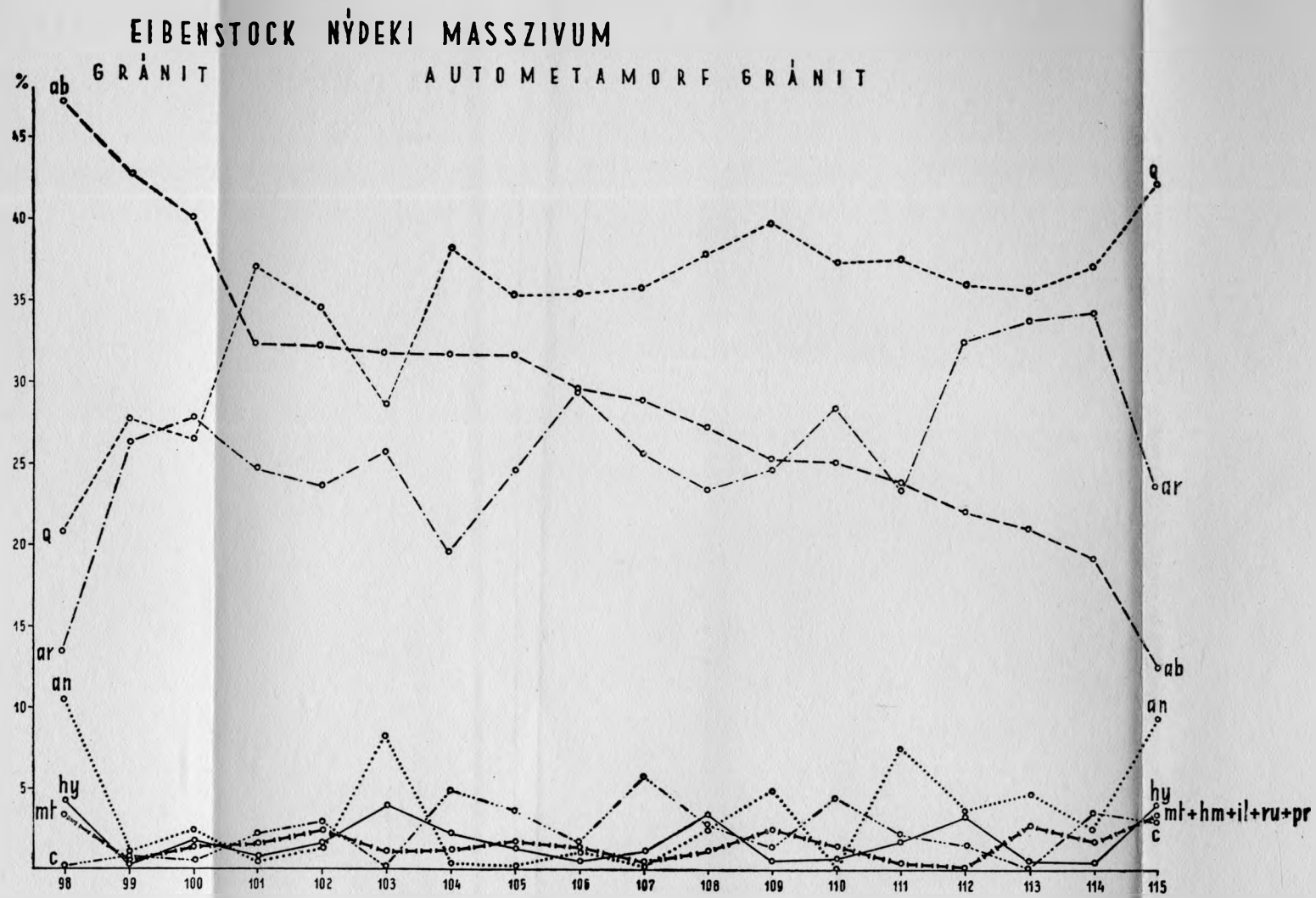
Zavarickij-értékek

Niggli-értékek

Minta száma No d'é- chant- illon	a	b	c*	s	a'	c'	f'	m	n	Q	Oszl.	Csop.	si	al	fm	c	alk	k	mg
98.	15,1	6,1	2,5	76,2	46,2	8,8	45,1	46,1	78,7	16,2	II.	4	365	38	21	12	29	0,21	0,50
99.	16,7	1,7	0,5	81,1	46,2	8,8	34,6	19,2	63,3	28,3	II.	3	427	49	5	2	44	0,37	0,35
100.	16,4	2,4	0,9	80,6	5,4	4,1	54,0	40,6	59,7	26,8	II.	3	389	45	11	4	40	0,40	0,36
101.	14,1	3,3	2,0	80,6	5,4	4,1	51,0	44,9	56,6	29,7	II.	3	380	43	14	10	33	0,43	0,49
102.	13,8	2,7	0,9	82,5	42,9	4,1	40,5	16,6	58,1	36,6	II.	3	463	47	9	6	39	0,42	0,29
103.	13,6	4,7	1,3	80,3	42,9	4,1	42,2	21,1	59,2	32,2	II.	3	402	45	14	5	35	0,41	0,34
104.	12,3	7,5	0,4	79,7	36,6	4,1	22,6	4,3	63,1	34,5	II.	3	442	52	11	3	34	0,37	0,16
105.	13,5	5,9	0,6	80,0	60,0	15,9	23,3	16,6	57,7	32,4	II.	3	419	49	12	3	36	0,41	0,42
106.	12,4	5,5	0,9	81,6	50,0	15,9	26,2	23,8	55,3	36,7	II.	3	447	46	15	5	35	0,45	0,50
107.	11,7	4,9	1,8	81,6	60,3	15,9	16,5	23,2	51,7	38,0	II.	4	435	49	10	10	31	0,48	0,42
108.	12,1	4,1	1,2	82,6	41,3	15,9	50,8	7,9	52,1	39,8	II.	3	464	45	14	7	34	0,48	0,13
109.	13,1	8,2	—	78,7	92,1	19,3	—	7,9	54,4	31,2	II.	2	448	59	4	—	37	0,45	1,00
110.	14,3	2,4	0,8	82,4	37,9	15,9	48,6	13,5	51,4	35,5	II.	3	457	47	8	5	40	0,45	1,00
111.	12,9	6,2	0,7	80,2	69,5	15,9	23,2	7,3	48,5	33,9	II.	3	435	51	10	4	35	0,51	0,25
112.	13,1	3,9	0,9	82,1	53,3	15,9	35,0	11,7	42,0	37,1	II.	3	465	48	10	5	37	0,60	0,16
113.	13,4	3,0	1,1	82,5	33,3	15,9	77,3	6,8	39,6	34,5	II.	3	445	42	15	7	36	0,62	0,18
114.	12,8	6,2	0,6	80,3	71,5	15,9	31,2	5,3	37,4	42,3	II.	3	446	51	10	3	36	0,62	0,51
115.	8,5	6,9	3,3	81,3	41,6	15,9	33,3	39,6	38,1	42,3	II.	5	370	41	10	15	20	0,62	0,51
116.	15,0	7,6	3,8	73,6	16,5	15,9	31,3	20,2	61,1	13,4	II.	8	235	38	35	12	25	0,39	0,47
117.	14,8	6,7	2,0	76,5	49,0	15,9	31,3	19,6	58,0	21,4	II.	3	322	46	15	8	31	0,42	0,39
118.	14,8	5,8	2,0	77,4	52,3	15,9	40,0	7,7	52,2	23,2	II.	3	344	45	13	9	33	0,48	0,17
119.	12,7	4,4	1,4	81,5	51,5	15,9	33,3	15,2	57,7	32,6	II.	3	434	48	11	7	34	0,42	0,31
120.	14,2	3,2	1,4	81,2	29,1	15,9	45,9	25,0	58,9	30,3	II.	3	410	46	11	7	36	0,41	0,37
121.	14,2	6,1	0,5	79,2	63,0	15,9	31,6	5,4	58,8	29,5	II.	3	410	49	12	3	36	0,51	0,13
122.	17,5	1,7	0,8	80,0	66,6	15,9	22,2	11,2	58,3	24,2	II.	3	423	49	12	3	36	0,42	0,41
123.	14,4	5,8	0,8	79,0	60,0	15,9	29,0	11,0	58,5	32,0	II.	3	385	48	12	4	36	0,41	0,28
124.	14,8	3,5	0,6	81,1	45,3	15,9	35,9	18,8	57,0	28,7	II.	3	431	47	11	3	39	0,43	0,36
125.	16,3	1,7	0,5	81,5	45,3	15,9	69,2	11,5	41,1	28,7	II.	3	446	45	7	2	46	0,58	0,14



1. ábr. Az Eibenstock—Nyédek-i masszívum granitoid közetének Zavarickij-féle vektordiagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNE)
 Fig. 1. Diagramme des vecteurs de Zavaritzky des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock—Nyédek. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)



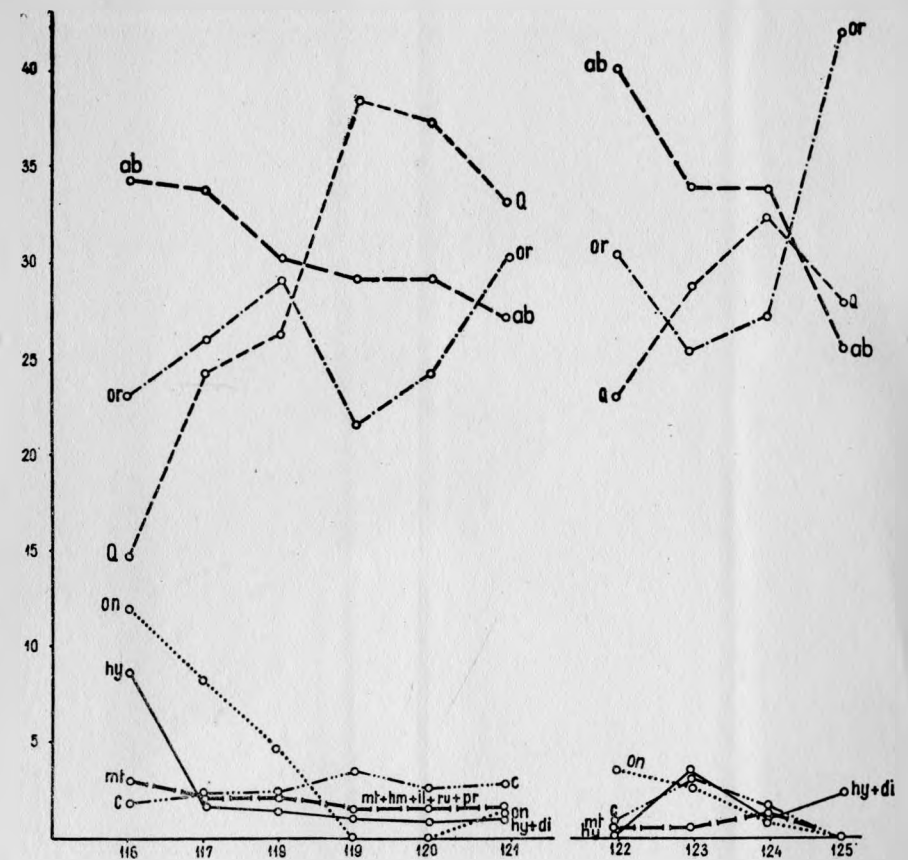
1. ábra. Az Eibenstock—Nyédek-i masszívum granitoid kőzeteinek CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)

Fig. 1. Diagramme CIPW des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock-Nyék. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

Az Eibenstock—Nyédek-i masszívum granitoid kőzeteinek CIPW-értékei
Valeurs CIPW des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock—Nyék

Minta sz. No d'échan- tillon	Q	or	ab	an	C	ap	tc	il	mt	hm	pr	di	hy
98.	20,8	13,4	46,7	10,4	0,1	0,9				3,2	0,2		4,2
99.	27,6	26,2	42,5	1,1	0,9	0,4			0,2	0,5			0,5
100.	26,4	27,8	38,8	2,3	0,7	0,6		0,2	1,4				1,7
101.	28,5	25,6	31,5	8,1	0,1	0,4		0,5	0,6				4,0
102.	36,9	24,5	32,1	0,6	2,1	1,2		0,2	0,4	0,8			0,7
103.	34,2	23,4	32,0	1,4	2,9	1,5		0,2	2,1	0,1			1,5
104.	38,1	19,5	31,5	0,3	4,9	0,6		0,2	0,9				2,2
105.	35,2	24,5	31,4		3,7	1,1			1,7				1,5
106.	37,6	23,4	27,2	2,3	2,8	0,6		0,2	0,5		0,5		3,4
107.	37,5	23,4	23,6	7,6	2,2					0,9			1,7
108.	39,7	24,5	25,2	5,0	1,3					2,5			0,5
109.	35,8	25,6	28,8		5,9								1,0
110.	35,2	29,5	29,5	1,1	1,6	0,9			0,7	0,7			0,5
111.	37,4	28,4	25,2		4,5	1,2		0,2	1,3				0,8
112.	36,0	32,4	22,0	3,6	1,6								3,5
113.	35,8	33,9	21,0	4,6						2,7		0,7	0,5
114.	37,3	34,4	19,4	2,5	3,5					1,8			0,5
115.	42,3	21,8	12,6	11,5	3,1	0,9				2,8	0,6		4,0
116.	15,0	23,4	34,6	12,2	2,0	0,7	0,5	1,4	1,3				8,8
117.	24,5	26,2	34,0	8,4	2,5					2,5			2,0
118.	26,6	29,5	30,4	5,0	2,6	1,2		0,6	1,9				1,7
119.	38,8	21,9	29,4		3,9	2,2		0,4	1,4				1,2
120.	37,8	24,4	24,4		2,9	2,2		0,2	1,6				1,2
121.	33,5	30,7	27,2	1,7	3,1	0,3		0,2	1,7				1,5
122.	23,1	30,6	40,4	3,6	0,9					0,5			0,3
123.	29,0	25,6	34,0	2,7	3,1	0,4		0,4	0,3				3,6
124.	32,5	27,3	34,1	0,9	1,8	0,6			1,4				1,3
125.	28,2	42,4	25,7									1,1	1,2

PORFIROS GRÁNIT



2. ábra. Az Eibenstock—Nyédek-i masszívum granitoid kőzeteinek CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)

Fig. 2. Diagramme CIPW des roches granitoïdes du Massif d'Eibenstock-Nyék. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

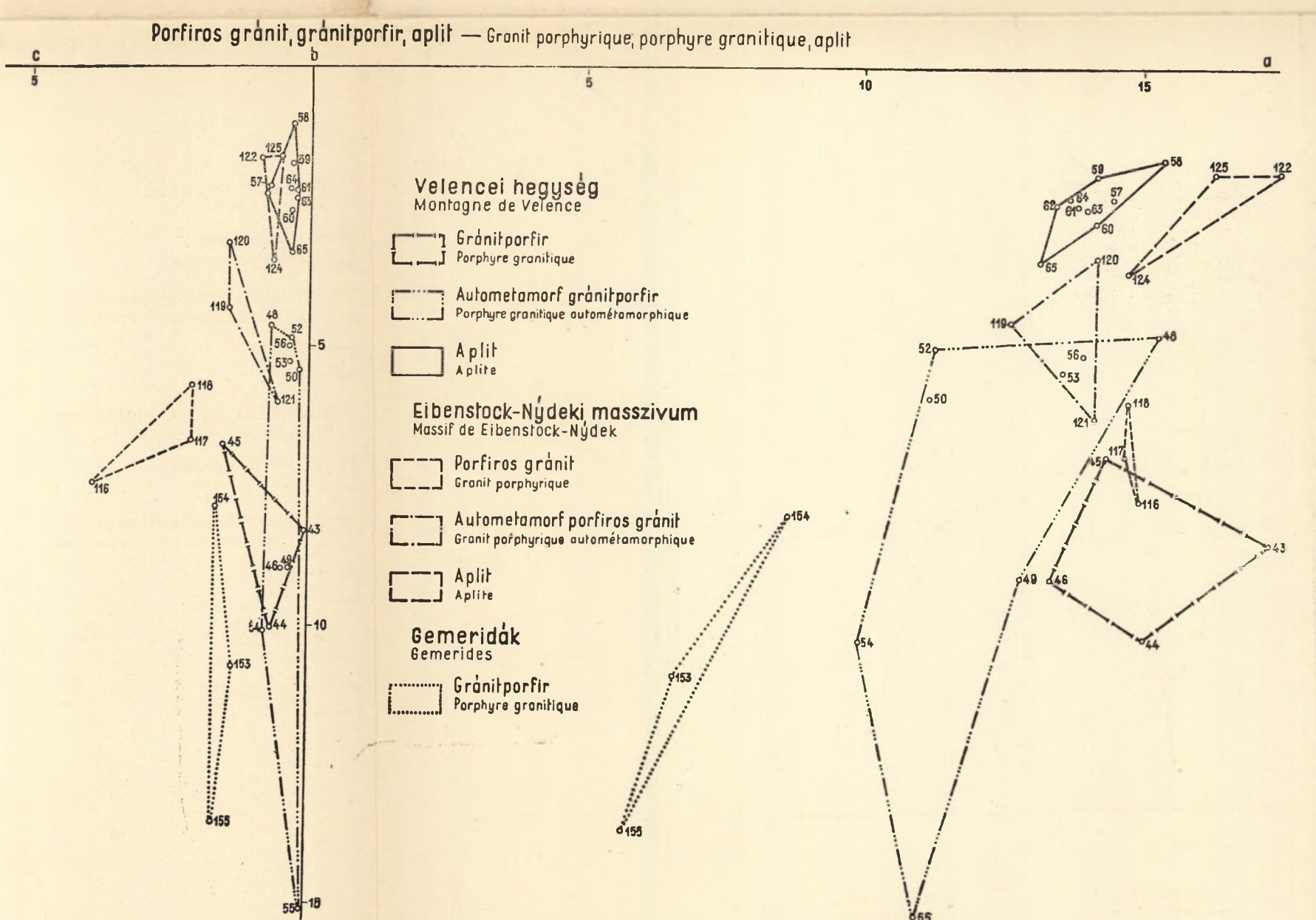
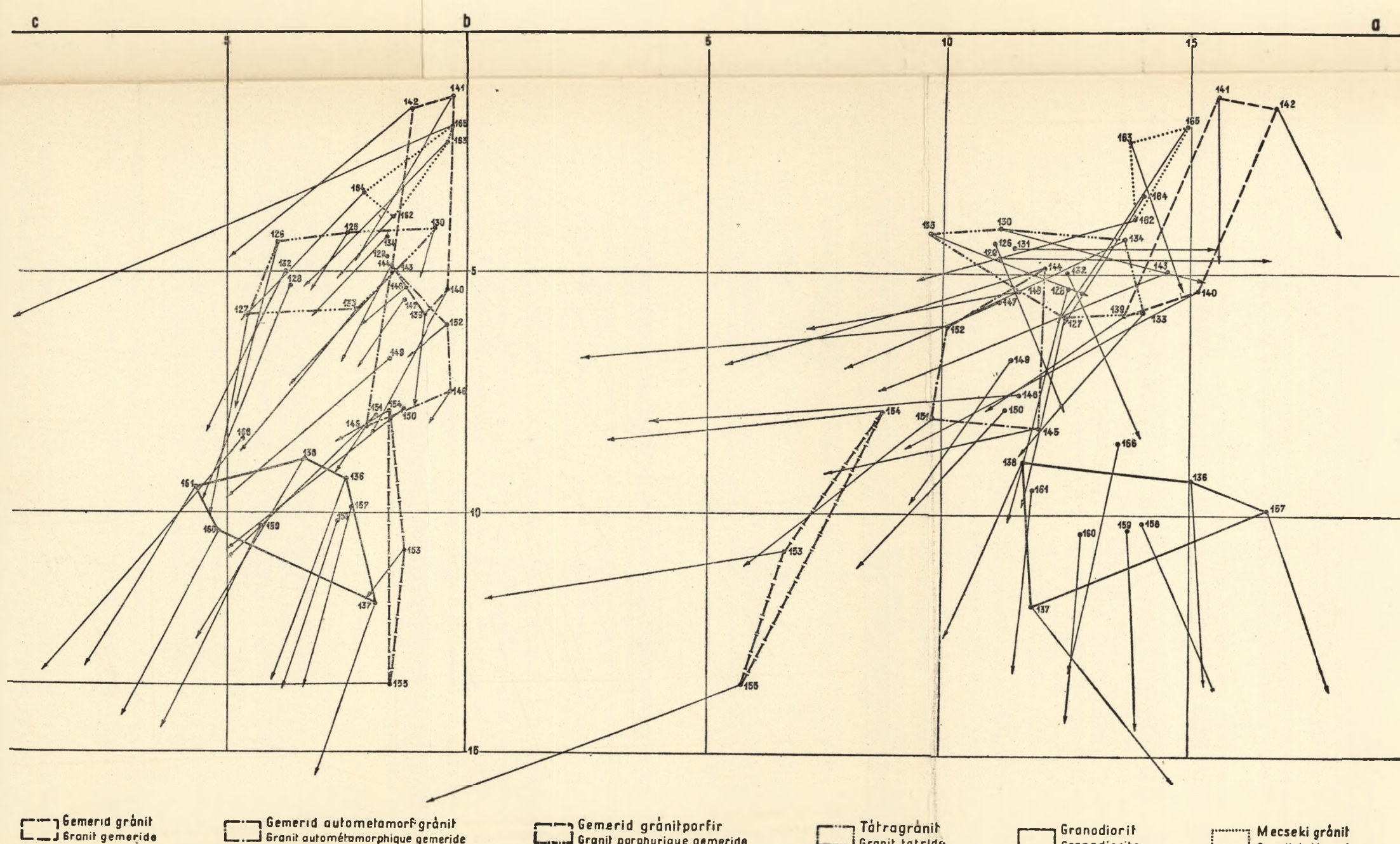
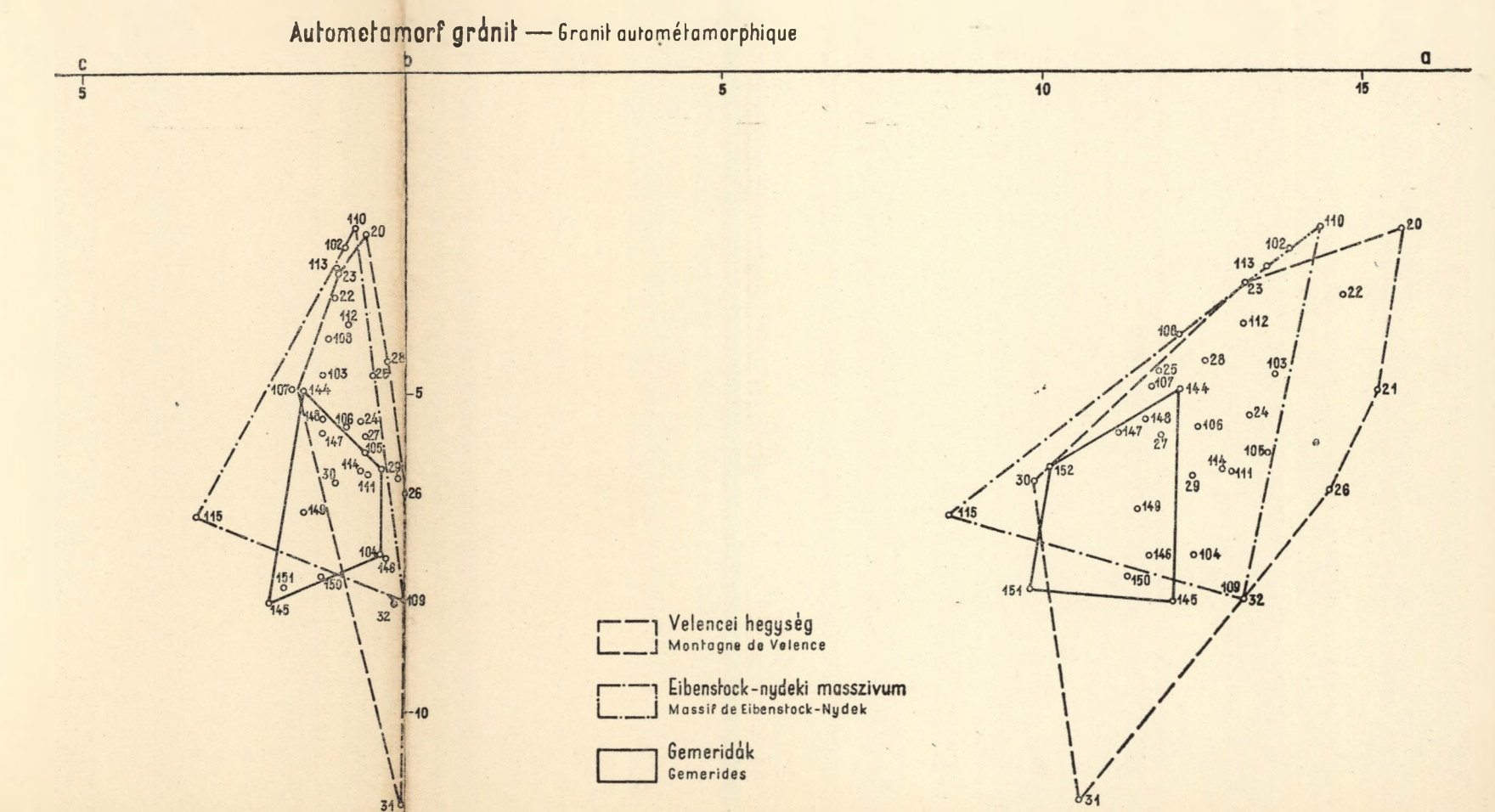
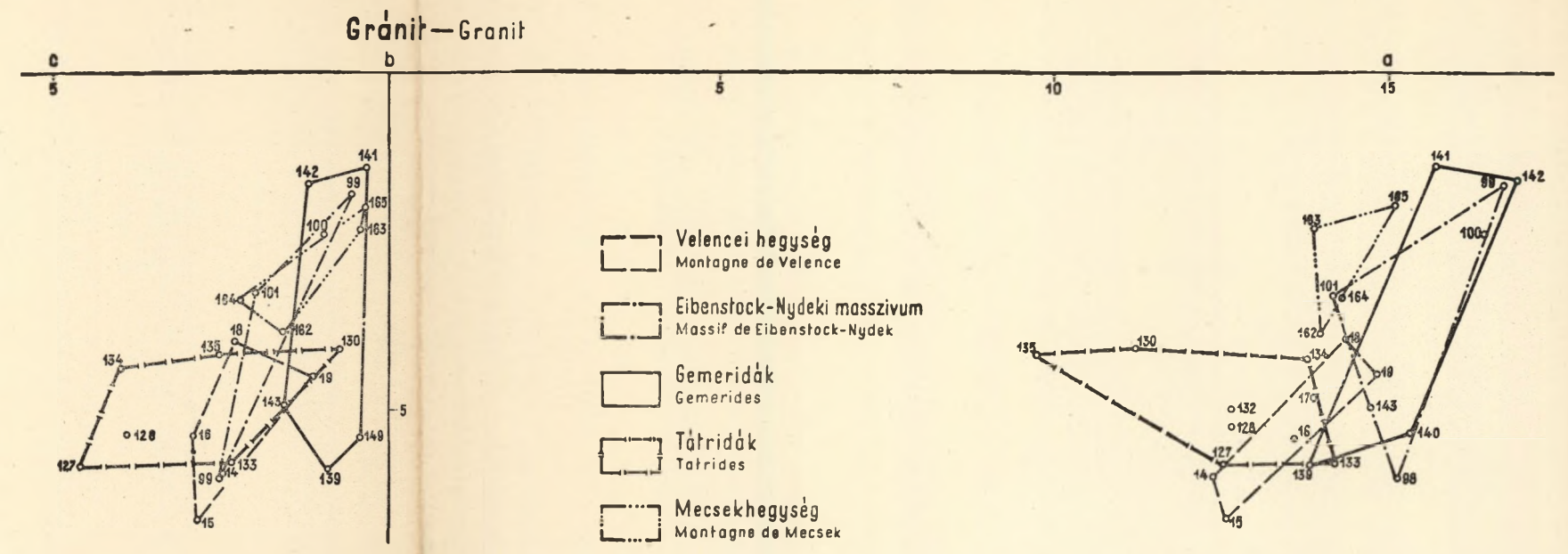
IX. táblázat
Tableau No IX.

A gemerid- és tatra-gránitok elemzési értékei — Analyses des granits gemérides et tatrídes

Minta sz. No d'Échan- tillon	Kőzet megnevezése — Roche	Leőhely — Localité	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	-H ₂ O	CO ₂	S
126.	Biotitos gránit	Magas-Tátra	67,84	0,59	16,42	0,85	1,57	ny	0,87	3,78	5,11	1,87	0,22	0,27	0,20		
127.	Gránit	Kossistá	67,35	0,59	16,91	0,90	1,97	ny	1,47	3,78	4,48	1,85	0,28	0,84			
128.	Gránit	Kis-Fátka, Kral'ovany	68,42	0,62	15,31	1,38	1,43	ny	1,44	3,13	4,01	2,54	0,17	0,93	0,26		
129.	Biotitos gránit	Magas-Tátra	76,64	—	11,32	—	2,38	—	—	3,58	4,48	1,24	—	—	—		
130.	Biotitos gránit	Zelezne Pleso	79,09	—	10,09	—	2,16	—	0,31	2,14	4,33	1,79	—	—	—		
131.	Biotitos gránit	Magas-Tátra	77,21	—	10,79	—	2,78	—	—	2,62	3,74	2,69	—	—	—		
132.	Gránit	Hunfalvy Pass	69,48	ny	15,21	1,63	1,34	ny	1,03	3,74	3,87	2,88	0,15	1,11	0,15		
133.	Gránit	Kis-Kárpátok, Wolfstal	68,53	0,33	16,18	1,12	1,68	0,06	0,97	1,94	3,60	4,42	0,31	0,55	0,20		
134.	Gránit	Alacsony-Tátra	72,39	0,18	14,25	0,04	2,28	0,04	0,46	1,44	3,36	4,70	0,13	0,71	0,03		
135.	Biotitos gránit	Krizianka	76,84	—	11,52	—	2,47	—	0,34	3,36	2,78	2,69	—	—	—		
136.	Granodiorit	Hroncok (Vepor-gránit)	63,89	0,91	15,11	2,48	1,63	ny	2,29	3,53	5,07	2,78	0,97	1,67	—		
137.	Granodiorit	Magas-Tátra, Vel'ká Dolina	65,04	0,77	11,70	2,12	2,56	—	2,46	4,41	3,99	2,15	0,26	1,70	—		
138.	Granodiorit	Alacsony-Tátra, Boca	67,71	0,49	15,14	0,03	4,42	0,09	2,00	2,77	3,37	2,95	0,46	0,67	0,10	0,04	
139.	Biotitos gránit	Dumbier	72,45	0,56	13,54	0,98	2,58	0,02	0,67	0,79	5,78	0,99	0,05	—	—		
140.	Turmalinos gránit	Zeleznik	73,55	0,14	15,16	—	0,94	0,09	0,95	0,41	4,81	3,96	0,01	0,45	0,08		0,02
141.	Turmalinos gránit	Hnilec	76,24	—	12,88	0,14	0,90	—	2,28	0,29	4,37	4,66	0,11	0,69	0,14		
142.	Porfíros, turmalinos gránit	Sul'ová	72,00	0,02	14,62	0,52	0,72	0,02	0,27	1,17	4,26	5,17	0,21	0,87	—		
143.	Porfíros, turmalinos gránit	Betliár	71,32	0,01	15,82	0,20	0,82	0,03	0,72	1,28	3,28	5,52	0,32	1,01	—		
144.	Biotitos gránit	Betliár	75,13	—	14,61	0,32	0,54	—	0,63	1,43	3,77	2,95	—	0,16	—		
145.	Biotitos gránit	Zlatá Idka, Zenovic-taró	70,53	—	15,79	2,08	2,15	—	0,47	1,81	3,47	3,67	—	0,29	—		
146.	Turmalinos gránit	Zlatá Idka, Hauser-taró	75,60	0,13	14,50	0,31	1,01	0,02	0,32	0,30	3,27	3,56	0,22	—	0,50		
147.	Turmalinos gránit	Hnilec, vasúti bevágás	75,63	0,20	12,08	2,12	1,50	0,02	0,40	1,12	3,16	3,32	0,01	0,60	—		
148.	Kétesillámú gránit	Hummeli-völgy	75,92	0,19	12,89	2,21	0,83	0,04	0,25	1,08	2,47	4,47	0,13	0,62	0,92		
149.	Biotitos gránit	Vysnij Medzev	73,12	0,30	12,44	3,35	0,49	0,04	1,27	1,35	2,52	4,37	0,15	0,09	0,73		
150.	Biotitos gránit	Hnilec-Sulobá között	72,53	0,58	12,57	2,73	0,70	0,04	1,59	1,10	2,34	4,49	0,08	0,05	1,73		
151.	Biotitos porfíros gránit	Hummeli-völgy, Vysnij Medzev-től É-ra	73,58	0,30	13,06	2,18	0,84	0,04	1,46	1,70	2,30	3,59	0,16	0,10	0,76		
152.	Aplitos gránit	Zlatá Idkától D-re,	78,46	0,03	12,37	0,19	0,95	ny	0,32	0,40	2,16	4,12	0,10	0,53	0,11		
153.	Gránitporfír	Michal-akna hányója	75,46	0,30	12,77	1,74	1,65	0,05	0,65	1,08	1,79	2,19	0,15	1,23	0,07		
154.	Biotitos, turmalinos gránit-porfír	Popróctól É-ra, Petrová dolina	74,87	0,20	12,88	2,17	1,04	0,06	0,28	1,38	1,46	4,01	0,18	0,70	0,13		
155.	Világos muszkovitos gránit	Betliártól É-ra, gránit-porfír szegélyfácies	75,15	0,08	14,50	1,12	0,40	0,02	2,15	1,38	0,03	4,24	0,24	1,64	0,13		
156.	Gránit mylonit	Turcok	75,32	0,30	10,56	4,99	0,42	0,04	0,79	0,07	3,87	1,68	0,02	0,11	0,89		
157.	Granodiorit	Hernád-völgye	62,52	0,37	16,29	2,31	2,98	0,32	2,17	3,00	6,11	2,47	0,49	0,82	0,05	0,36	0,04
158.	Granodiorit	Hernád-völgye	62,55	1,84	14,64	3,43	2,39	ny	2,06	3,50	4,88	2,38	0,51	1,21	0,28		
159.	Granodiorit	Kysak	60,76	0,31	16,26	2,29	3,68	0,16	2,52	3,58	4,09	3,06	0,27	2,30	0,28		
160.	Biotitos granodiorit	Gölnic	59,96	0,89	16,67	3,58	2,76	0,07	2,31	4,23	3,73	3,06	0,28	1,92	0,14		
161.	Biotitos granodiorit	Ciernáhora	61,23	0,95	17,04	2,43	3,27	0,27	2,05	4,50	3,21	2,98	0,16	1,77	0,25		

A gemerid- és tatra-gránitok Zavarickij- és Niggli-értékei — Valeurs de Zavaritzky et Niggli des granits gemérides et tatrídes

Mintasz. No d'échantillon	Zavarickij-értékek				Niggli-értékek															
	a	b	c	s	a'	c'	f'	m'	n	Q	Oszl.	Csop.	Al-csop.	si	al	fm	c	alk.	k	mg
126.	13,9	4,4	4,0	77,6		13,8	52,3	33,8	80,4	23,5	II.	5		292	42	14	18	26	0,19	0,38
127.	12,6	5,9	4,6	76,8	11,5		45,9	42,5	78,5	23,9	II.	5		236	35	31	14	20	0,21	0,74
128.	12,6	5,3	3,7	78,4	7,7		47,4	44,8	70,6	27,9	II.	5		306	40	20	15	25	0,29	0,49
129.	11,2	4,7	1,7	81,9		54,2	45,8	—	84,9	37,2	II.	3		433	38	11	22	29	0,15	—
130.	11,2	4,1	0,7	84,0		42,2	46,9	10,9	78,4	41,5	II.	3		501	38	14	14	34	0,21	0,19
131.	11,5	4,5	1,1	82,9		14,9	51,3	33,8	66,7	27,0	II.	5		423	38	14	16	32	0,32	—
132.	12,6	5,0	3,8	78,6			45,3	29,1	55,2	24,6	II.	4		310	40	17	18	25	0,33	0,41
133.	14,2	5,8	2,3	77,6	25,6		49,2	16,9	51,9	31,1	II.	3		317	44	17	10	29	0,44	0,39
134.	13,8	4,3	1,7	80,2	33,8		54,7	12,5	60,8	43,6	II.	5		385	45	14	8	33	0,48	0,26
135.	9,7	4,2	2,5	83,6		32,8	54,7	12,5	60,8	43,6	II.	5		439	39	14	21	26	0,38	0,19
136.	15,2	9,3	2,5	73,0		18,9	39,4	41,7	73,2	6,3	III.	8		245	34	26	14	26	0,27	0,51
137.	11,9	11,9	1,9	74,3		29,1	35,5	35,5	74,7	12,9	III.	8		270	28	30	20	22	0,26	0,49
138.	11,7	8,9	3,4	75,9	16,4		46,3	37,3	63,2	25,1	II.	5		287	37	28	13	22	0,36	0,45
139.	13,8	5,9	0,9	79,4	28,6		52,7	18,7	89,5	30,3	II.	3		383	42	21	4	33	0,11	0,26
140.	15,3	5,4	0,4	78,9	54,8		15,5	29,7	64,7	26,8	II.	3		363	48	12	2	38	0,36	0,65
141.	15,7	1,4	0,3	82,6	—		66,7	33,3	58,6	33,5	II.	3		470	47	8	2	43	0,41	0,30
142.	16,7	1,6	1,2	80,5		13,0	60,9	26,1	44,8	26,0	II.	3		390	47	7	6	40	0,44	0,27
143.	14,7	5,0	1,5	78,8	58,7		17,3	24,0	52,2	26,7	II.	3		374	49	9	7	35	0,53	0,57
144.	12,1	4,9	1,6	81,3	65,8		14,5	19,7	65,6	36,9	II.	3		439	50	9	9	32	0,34	0,58
145.	12,5	8,2	2,1	77,2	44,8		45,6	9,6	58,9	27,3	II.	4		339	45	19	9	27	0,41	0,16
146.	11,6	7,5	0,3	80,6	78,6		15,4	6,0	58,2	37,7	II.	3		484	54	10	2	34	0,41	0,28
147.	11,2	5,6	1,3	81,9	32,2		54,0	13,8	59,3	40,1	II.	3		445	42	20	7	31	0,41	0,19
148.	11,6	5,4	1,3	81,6	43,9		48,8	7,3	45,5	38,8	II.	3		445	46	16	7	31	0,55	0,13
149.	11,4	6,8	1,6	80,2	21,4		48,5	30,1	46,0	36,0	II.	3		353	35	23	17	25	0,53	0,39
150.	11,3	7,8	1,3	79,6	30,0		36,7	33,3	44,2	35,3	II.	3		385	39	27	6	27	0,56	0,48
151.	9,8	8,0	1,9	80,3	37,7		32,8	29,5	49,3	39,1	II.	4		400	42	24	10	24	0,51	0,49
152.	10,1	6,1	0,4	83,4	75,8		16,8	7,4	44,3	46,2	I.	1		568	53	10	3	24	0,56	0,32
153.	6,7	10,8	1,3	81,2	63,1		27,4	9,5	55,8	47,7	I.	1		491	48	24	8	20	0,44	0,26
154.	8,7	7,9	1,6	81,8	58,3		35,8	5,8	36,4	44,6	II.	4		469	48	18	10	24	0,63	0,14
155.	5,8	13,6	1,6	79,0	65,7		9,3	25,0	—	44,8	II.	5		439	50	25	9	16	1,00	0,73
156.	10,3	8,6	0,1	81,0	34,3		51,5	14,9	77,5	41,3	II.	3		461	38	32	1	29	0,23	0,22
157.	16,8	9,9	2,4	70,8		12,2	50,3	37,4	79,0	1,8	IV.	12	a	224	34	27	12	27	0,21	0,43
158.	14,2	10,2	2,7	72,9		15,3	50,0	34,7	75,9	7,2	III.			239	33	29	14	24	0,24	0,40
159.	13,9	10,3	4,3	71,5		2,1	55,5	42,4	66,7	4,9	IV.	13	a	217	34	31	14	21	0,33	0,43
160.	12,9	10,4	5,2	71,5		4,4	58,9	39,0	65,9	12,0	III.	9		211	35	30	16	19	0,34	0,40
161.	11,9	9,5	5,7	72,9			58,1	37,5	61,9	16,3	II.	6		221	36	28	17	19	0,38	0,40

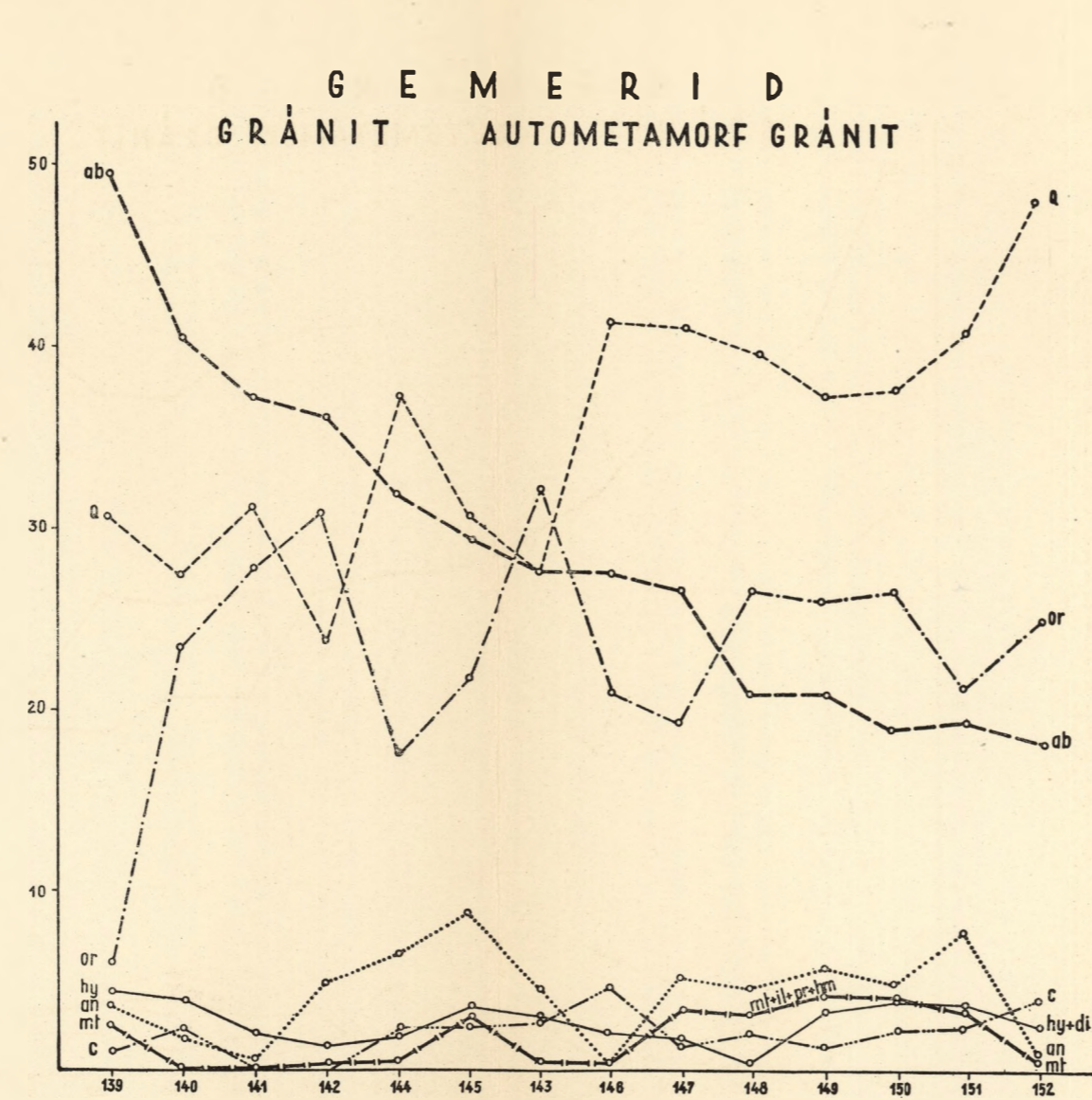


1. ábra. A mecseki-, gemerid- és tatra-gránitok Zavarickij-féle vektordiagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
Fig. 1. Diagramme de vecteur de Zavaritzky des granits de Mecsek, gemérides et tatrídes. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

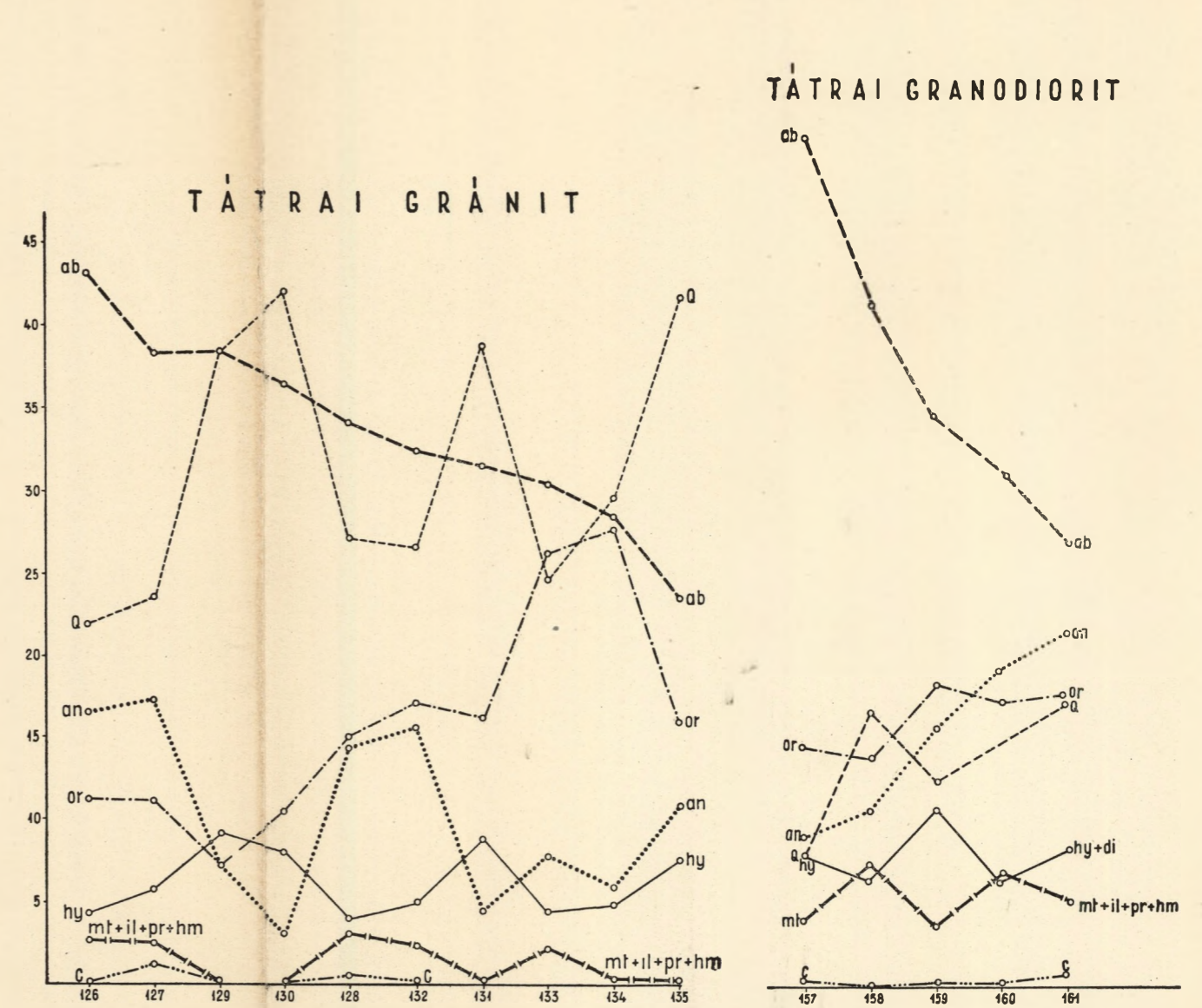
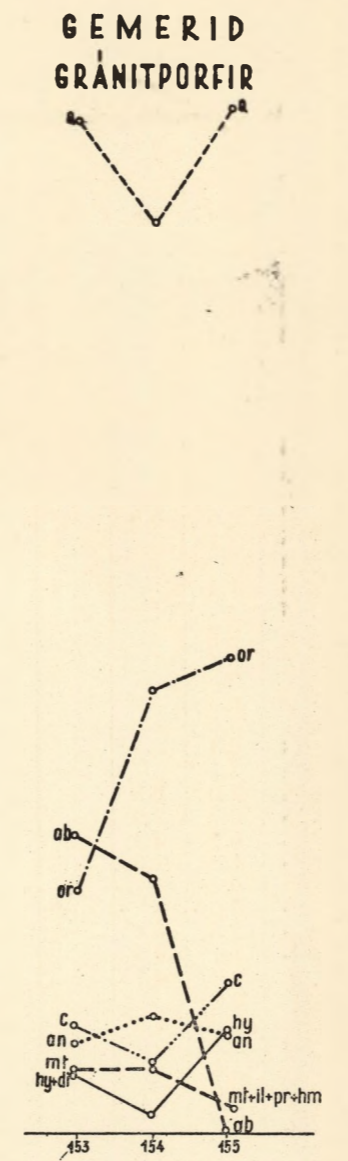
2. ábra. A velencei, gemerid és az Eibenstock-Nyedei masszívum granitoid közetek összehasonlító táblázata. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
Fig. 2. Tableau comparatif des roches granitoïdes des Massifs de Velence, Gemer et Eibenstock-Nyedei. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

A gemerid- és tatra-gránitok CIPW-értékei — Valeurs CIPW des granits gemérides et tatrídes

Mintasz. No d'échan- tillon	Q	or	ab	an	C	ap	cc	il	mt	hm	wo	di	hy
126.	21,8	11,1	43,0	16,4		0,4		1,2	1,3			1,5	2,6
127.	23,4	11,1	38,3	17,3	1,1	0,6		1,2	1,3				5,6
128.	26,8	15,0	34,0	14,5	0,6	0,4		1,2	2,1				3,7
129.	38,2	7,2	38,3	6,9							0,8	8,2	
130.	42,2	10,6	36,3	3,0								6,7	1,2
131.	38,9	16,2	31,4	4,8								7,2	1,5
132.	26,8	17,5	32,5	15,5		0,4			2,3			1,8	2,7
133.	25,0	26,1	30,4	7,8	2,6	0,7		0,6	1,6				4,4
134.	29,8	27,8	28,5	6,1	1,4	0,3		0,4					5,0
135.	41,6	16,1	23,6	10,9								5,0	2,8
136.	16,1	16,7	42,9	10,0		2,2		1,7	2,5	0,8		1,1	5,2
137.	22,9	12,8	34,0	7,6		0,7		1,5	3,1			10,1	3,3
138.	25,9	17,8	28,8	9,5	2,8	1,4		0,9					12,5
139.	30,6	6,1	49,3	3,9	1,4			1,2	1,4				4,6
140.	27,6	23,4	40,4	2,0	2,3			0,2					4,1
141.	31,3	27,8	37,3	0,6	0,3	0,3			0,2				2,2
142.	24,0	31,0	36,2	5,0		0,4			0,7				1,7
143.	27,7	32,4	37,8	4,4	2,9	0,7			0,3				3,1
144.	37,4	17,8	32,1	6,9	2,5				0,5				2,1
145.	30,6	21,8	29,4	9,0	2,8				3,0				3,6
146.	41,5	21,2	27,8	0,6	5,0	0,4		0,2	0,4				2,2
147.	41,2	19,5	26,8	5,5	1,4			0,4	3,1				1,8
148.	39,9	26,7	21,0	4,8	2,1	0,2		0,4	2,0	0,8			0,6
149.	37,3	26,1	21,0	5,8	1,4	0,4		0,6	0,7	2,9			3,3
150.	37,8	26,7	19,0	4,7	2,3	0,3		1,2	0,4	3,4			4,0
151.	41,0	21,2	19,4	7,7	2,5	0,4		0,6	1,8	1,0			3,7
152.	48,3	24,5	18,4	1,1	4,0	0,3			0,2				2,4
153.	53,1	12,8	15,3	4,8	5,7	0,2		0,6	2,5				3,0
154.	47,9	23,4	12,7	6,1	3,9	0,4		0,4	2,6	0,4			0,9
155.	53,5	25,0		5,3	8,0	0,5		0,2	1,1	0,3			5,4
156.	44,8	10,0	33,0	0,4	2,2			0,6	0,4	4,7			2,0
157.	9,0	14,6	51,4	9,3	0,3	1,1	0,9	0,8	3,3				9,0
158.	16,6	13,9	41,5	10,9		1,2		3,5	2,3	1,8		2,4	4,1
159.	12,6	18,4	34,6	15,8	0,3	0,7		0,6	3,3				10,9
160.	15,0	17,3	31,4	19,4	0,3	0,6		1,7	5,3				6,5
161.	17,3	17,8	27,2	21,5	0,7	0,4		1,9	3,5				8,3



1. ábra. A gemerid- és tatra-gránitok CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSZY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
Fig. 1. Diagramme CIPW des granits de Gemer et Tatra. (Par B. JANTSZY et Mme E. CSILLAG)



2. ábra. A gemerid- és tatra-gránitok CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSZY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
Fig. 2. Diagramme CIPW des granits de Gemer et Tatra. (Par B. JANTSZY et Mme E. CSILLAG)

XII. táblázat
Tableau No XII.

A meceski és recsk—lahócai kőzetek elemzési értékei — Analyses des roches de la Montagne Meesek et du Lahóca de Reesk

Minta száma No	Kőzet megnevezése — Roche	Lehely — Localité	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	+H ₂ O	—H ₂ O	CO ₂	SrO	BaO
162.	Gránit	Üveghuta	73,54	0,07	14,18	0,79	1,16	0,03	0,30	1,10	3,42	4,82	ny	0,75	0,07	—	—	—
163.	Gránit	Mórág, vasútállomás	77,21	0,04	11,59	0,75	0,92	0,04	0,46	0,62	3,38	5,07	—	0,66	0,11	0,25	—	—
164.	Gránit	Mórág	71,82	0,07	14,66	0,89	1,19	0,05	0,56	1,85	3,36	4,95	0,02	0,79	—	—	—	—
165.	Gránit	Erdősmecke	75,59	0,02	12,53	0,33	0,42	—	0,50	0,20	2,11	7,67	—	0,46	—	—	—	—
166.	Szienit	Véménd	62,20	0,11	17,51	0,36	3,85	0,07	2,36	3,76	3,41	4,45	0,32	1,33	—	—	0,02	0,02
167.	Szienit	Mórág	52,26	2,20	11,51	1,53	6,31	0,22	1,93	8,33	2,25	1,71	0,35	2,45	0,47	—	—	—
168.	Szienit	Üveghuta	51,99	1,83	13,33	3,95	4,89	0,12	7,75	5,75	2,19	6,33	0,97	0,91	—	—	0,05	0,04
169.	Szienit	Erdősmecke	54,17	1,98	13,07	3,17	2,74	0,14	3,37	6,89	1,64	8,36	0,42	1,50	0,23	2,65	—	—
170.	Biotitamfibolandezit	Lahóca	54,82	0,59	18,80	2,42	4,04	—	3,38	8,11	3,87	0,97	—	—	—	—	—	—
171.	Elbontott andezit ..	Parád, Orczy-táró	54,62	0,37	15,13	5,76	1,24	0,13	2,64	4,47	0,17	3,76	—	—	—	—	—	—
172.	Elbontott andezit ..	Parád, Orczy-táró	64,7	0,4	18,1	4,8	—	—	0,9	0,4	0,1	4,7	—	—	—	—	—	—

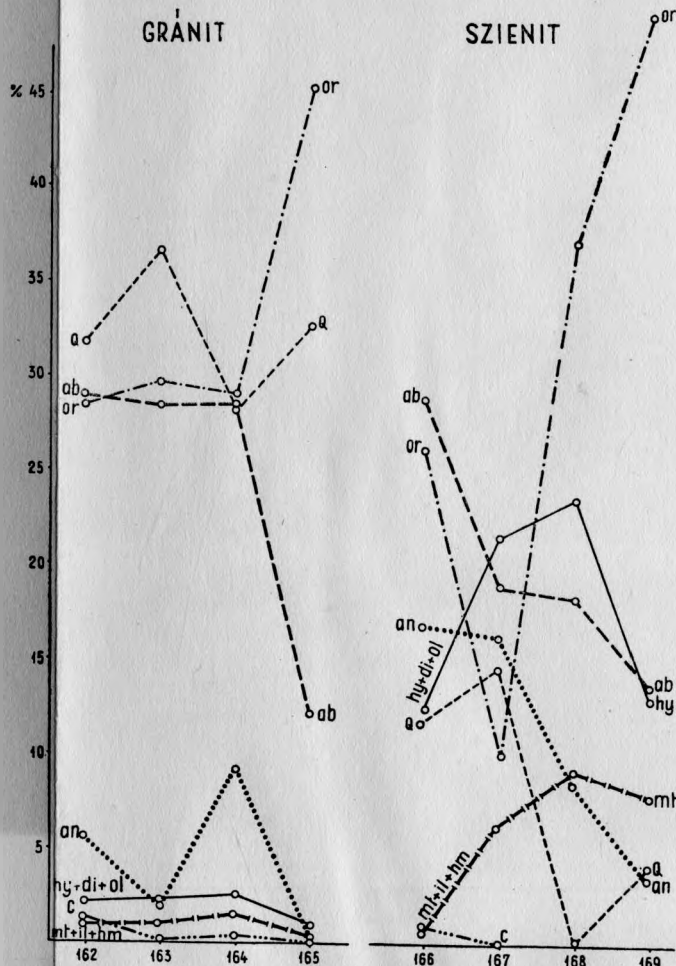
Zavarickij-értékek

Niggli-értékek

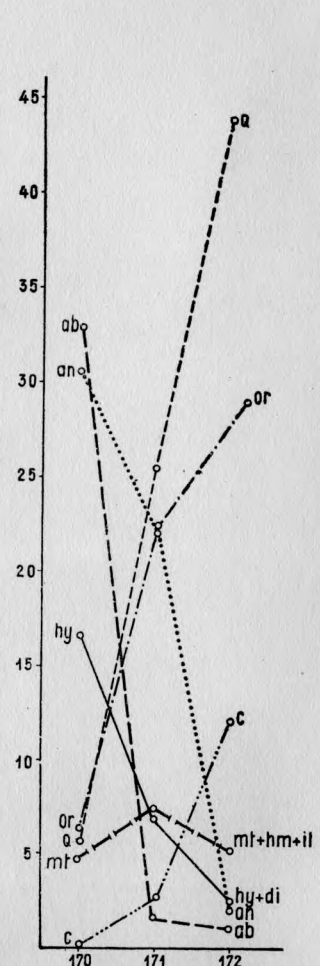
Minta száma No	a	b	c	s	a'	c'	f'	m'	n	Q	Oszt.	Csop.	Al-csop.	si	al	fm	c	alk	k	mg
162.	14,0	3,9	1,9	80,8	44,1	—	44,1	11,8	51,9	32,3	II.	3	—	411	47	11	7	35	0,48	0,21
163.	13,9	2,3	0,4	83,4	—	11,4	57,2	31,4	50,4	36,7	II.	3	—	488	43	12	4	41	0,49	0,35
164.	14,2	3,4	2,2	80,2	16,0	—	58,0	26,0	50,9	29,8	II.	4	—	368	44	13	10	33	0,49	0,31
165.	15,1	2,0	0,3	82,6	26,7	—	33,3	40,0	29,6	34,7	II.	3	—	476	47	9	1	43	0,70	0,55
166.	14,2	8,5	4,7	72,6	5,0	—	47,1	47,9	53,9	12,1	III.	8	—	228	38	25	15	22	0,46	0,51
167.	8,2	18,7	4,5	68,6	—	36,3	44,5	19,2	66,7	2,1	IV.	14	a	185	24	33	31	12	0,33	0,30
168.	13,6	25,4	2,0	59,0	—	18,8	30,6	50,5	34,3	—34,6	VI.	21	b	136	21	47	16	16	0,67	0,64
169.	15,9	18,8	0,9	64,4	—	10,6	28,8	30,6	77,2	21,8	VI.	21	a	171	24	31	23	21	0,78	0,52
170.	10,7	14,7	7,9	66,5	—	16,6	41,1	42,1	85,1	—2,9	IV.	15	a	159	32	30	25	13	0,15	0,50
171.	6,8	14,4	6,3	72,5	13,8	—	49,7	36,5	7,0	17,0	II.	6	—	213	35	36	19	10	0,93	0,42
172.	6,9	21,2	0,5	71,5	74,5	—	18,7	6,7	3,8	28,6	II.	3	—	338	56	26	2	16	0,96	0,27

A meeseki és reesk—lahócai kőzetek CIPW-értékei
 Valeurs CIPW des roches de la Montagne Meesek et du Lahóca de Reesk

Minta száma No	Q	or	ab	an	C	ap	cc	il	ru	mt	hm	di	hy	ol
162.	31,8	28,4	28,9	5,5	1,3					1,2			2,2	
163.	36,6	29,6	28,4	2,0	2,0		0,4			1,0			2,3	
164.	28,2	29,0	28,4	9,3	0,5			0,2		1,3			2,7	
165.	32,7	45,2	12,3	0,5	0,4					0,3			1,0	
166.	11,7	26,2	28,8	16,9	0,9	0,7		0,2		0,6			12,5	
167.	14,7	10,0	19,0	16,4		0,6		4,2		2,1		19,4	2,2	
168.		37,2	18,4	8,4		2,2		3,5		5,7		11,2	2,2	10,2
169.	4,0	49,1	13,7	3,6		0,9	6,0	3,8		3,4	0,7	9,0	4,2	
170.	5,8	6,1	33,1	30,6				1,2		3,5		7,7	9,0	
171.	25,5	22,3	1,6	22,3	2,5			0,7		3,1			6,6	
172.	43,8	27,8	1,0	2,0	12,1				0,4				4,8	



1. ábra. — Fig. 1.



2. ábra. — Fig. 2.

1. ábra. A meeseki granitoid kőzetek CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
 Fig. 1. Diagramme CIPW des roches granitoïdes de la Montagne Meesek. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)

2. ábra. A reeski kőzetek CIPW diagramja. (Szerkesztette: JANTSKY BÉLA és CSILLAG PÁLNÉ)
 Fig. 2. Diagramme CIPW des roches des environs de Reesk. (Par B. JANTSKY et Mme E. CSILLAG)