

ANNALES INSTITUTI GEOLOGICI PUBLICI HUNGARICI



A MAGYAR ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET
ÉVKÖNYVE

XLIV. KÖTET 2. (ZÁRÓ) FÜZET

A RUDABÁNYAI VASÉRCVONULAT FÖLDTANI
FELÉPÍTÉSE

Írta: PANTÓ GÁBOR

ЕЖЕГОДНИК ВЕНГЕРСКОГО ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА
ANNALES DE L'INSTITUT GÉOLOGIQUE DE HONGRIE
ANNALS OF THE HUNGARIAN GEOLOGICAL INSTITUTE
JAHRBUCH DER UNGARISCHEN GEOLOGISCHEN ANSTALT
VOL. XLIV. FASC. 2. (ULTIMUS)

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DE MINÉRAI DE FER
DE RUDABÁNYA

Par G. PANTÓ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖЕЛЕЗНОРУДНОЙ ПОЛОСЫ
С. РУДАБАНЫЯ
ГАБОР ПАНТО



MŰSZAKI KÖNYVKIADÓ, BUDAPEST

1956

Szerkeszti:
GERGELYFFY LÁSZLÓNÉ

Felelős kiadó: Solt Sándor

Műszaki szerkesztő:	Ívterjedelem: $27\frac{1}{2}$ (A/5) + 22 mell.	Megrendelve: 1955. IX. 30.
Hegedűs Ernő	Ábrák száma: 85	Imprimálva: 1956. III. 10.
Papíralak: 70/100	Példányszám: 600	Megjelent: 1956. III. 30.
	Azonossági szám: 454	

Ez a könyv az MNOSZ 5601—54 és 5602—50 Á szabványok szerint készült

8536. Franklin-nyomda Budapest, VIII., Szentkirályi utca 28.

Felelős: Vértes Ferenc

ELŐSZÓ

A rudabánya-upponyi vasérvonulatra, legfőképpen pedig ennek magvát alkotó rudabányai vasérctelepre vonatkozó eddigi földtani megismeréseink összesítését két körülmény teszi időszerűvé és szükségessé. Az 1953. óta folyamatban levő nagy lendületű vasérckutató rendszeres és részletes bányaföldtani felvétellel kapcsolatban olyan tömegben ontja a területre vonatkozó újabb ércföldtani adatokat, hogy ezek fölött áttekintés már csak tudományos rendszerbe foglalt összesítéssel nyerhető. Amint a kutatás újabb eredményei egyre szélesbítik látókörünket és újabb, felkutatásra érdemes távlatokat nyitnak meg a pátvasérckutató számára, úgy szűkül össze a barnavasérc kutatási és bányászati lehetőségek köre. A rudabányai elsődleges és másodlagos érces képződmény egységbe foglalt ércteleptani ábrázolására ilymódon csak a külszíni barnavasércbányászat működése alatt vállalkozhatunk, melynek teljes lezárulásától már igen rövid idő választ el.

Egyrészt tehát az újabb és régebbi bányafeltárások alaposabb földtani megismeréséből, valamint a szélesebb körre és nagyobb mélységre kiterjedő mélyfúrások pontos földtani dokumentációjából adódó óriási adattömeg rendszerezése, másrészt a külszíni bányaművelés ma még észlelhető, rendkívül érdekes ércteleptani és szerkezeti adatainak összesítése volt munkánk célja. Tudjuk, hogy kellő módon talán ki nem értékelt adattömegre, régebbi, nem szakszerűen rögzített feltárási adatokra építettünk, így szintézisünket a további vizsgálatok részleteiben módosíthatják. Az eddig elvégzett anyagvizsgálat távolról sem mondható teljesnek, hiszen az eddigi vizsgálatok éppen arra világítottak rá, hogy a felvetődött mélyreható kérdések szabatosabb megoldására új módszereket (mikrotektonikai elemzés, szerkezeti közettani vizsgálatok, röntgenográfia, röntgenometria, elektronmikroszkópia) kell bekapcsolnunk. A kutatások azáltal, hogy az évszázados bányásztapasztalattal kitaposott sekélykutatásról a merészebb földtani következtetések alapján megindított nagymélységű kutatásra térnek át, úgylehet alapjaiban fogják átalakítani a vonulat felépítéséről az eddigi adatok birtokában kialakított elképzeléseinket.

Mindezek ellenére, bár összesítésünk nem lezárult, befejezett kutatási eredményeket tárgyal, így már elkészülésekor magában hordja a kiegészítés, továbbfejlesztés szükségességét, közreadása mégis időszerűnek látszik. Éppen azért, mert a rudabányai kutatás nagymértékben fellendült, és többoldalú érdeklődésre tart számot, kötelességünknek érezzük a további komplexvizsgálatok teljesebb megalapozását és fokozottabb eredményességét az eddigi megismerések menetközbeni összesítésével és kiértékelésével biztosítani.

A megrajzolt ércföldtani kép széleskörű, példaszerűen összedolgozó munkagyűttes megfigyelő, adatrögzítő, ábrázoló, összesítő és kiértékelő munkájának eredménye. Az egyéni munkateljesítményt megsokszorozó, önzetlen, lelkes, sokoldalú támogatásért VARRÓK KORNÉLIA, IMREH LÁSZLÓ és VARGA ANTALNÉ geológusok-

nak, CSAJÁGHY GÁBOR, BARABÁS LAJOSNÉ, EMSZT MIHÁLY, FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ, GUZY KÁROLYNÉ, KOBLENCZ VERA, NEMES LAJOSNÉ, SÍMÓ BÉLA, TOLNAY VERA és TOÓKOS ILDIKÓ vegyészeknek és munkatársaiknak, valamint GRUBER ZSIGMONDNÉ, MARCELL FERENCNÉ, MOLNÁR JÓZSEF és NAGY LÁSZLÓ technikusoknak tartozom hálás köszönettel. A fényképes illusztráció DÖMÖK TERÉZ és PELLÉRDY LÁSZLÓNÉ kiváló munkáját dicséri. A széles körre kiterjedő vizsgálatok lehetővé tételében és a kiértékeléshez szükséges munkafeltételek biztosításában NOSZKY JENŐ igazgató őszinte segítségét és munkám előlegezett nagyraértékelését élveztem.

Elvégzett munkánk eredményeinek végleges formába öntését lényegesen fejlesztette az MTA Geokémiai Szakbizottság SZÁDECZKY KARDOSS E. akadémikus vezette 1955. június 11—12-i rudabányai kiszállás, amely számos új ötlettel és gondolatérlelő iránymutatással nyújtott éppen a kellő időpontban nagyfontosságú segítséget számunkra.

A RUDABÁNYAI VASÉRCVONULAT FÖLDTANI FELÉPÍTÉSE*

Írta: PANTÓ GÁBOR

Tartalom:

I. A Rudabányai vasércvonulat földtani helyzete és kapcsolatai	335
II. Korábbi kutatások eredményei	337
III. Rétegtani felépítés	343
IV. Eruptív képződmények	372
V. A vasérces képződmény alkata	379
A) Rudabánya	379
1. Bányaföldtani viszonyok	379
2. A vasérc ásványos összetétele, szövete és szerkezete	391
3. A vasérces képződmény vegyi alkata	426
4. A vasérces képződmény szerkezeti földtani viszonyai	445
5. Az ércképződés ideje, módja és lefolyása	458
B) Martonyi	470
C) Uppony	476
D) Tornaszentandrás	479
VI. Fejlődéstörténet	485
VII. Összefoglalás	489

* A föld- és ásványtani tudományok doktora fokozat elnyerésér benyújtott és 1956. február 16-án a Tudományos Minősítő Bizottság előtt nyilvános vitában megvédett doktori értekezés.

Ábrák jegyzéke

1. Agyagos és márgás üledékek DTA-diagramjai	347
2. Szeizi márga-homokkő vasoxidsávokkal	348
3. Karbonátos vegyi üledékek DTA-diagramjai	349
4. Vöröscsíkos kampili agyagmárga-összlet barnavasércpikkellyel	351
5. Gyüredezett kampili agyagmárga alsó-anizusi dolomitpikkelyek között ...	350
6. Gyúrt, pikkelyezett kampili agyagmárga	352
7. Kampili márga és lemezes mészkőösszlet	353
8. Töredezett alsó-anizusi dolomit	355
9. Felmorzsolts alsó-anizusi dolomit	356
10. Miocén barna agyag szferoszideritgumókkal	366
11. Miocén vörös agyag szürke foltokkal	367
12. Barnakőszéncsíkos felső-pannóniai agyag-homok rétegsor	369
13. Keresztrétegzett felső-pannóniai homok	369
14. Felső-pannóniai homok-agyagösszlet	370
15. Andrassy I. külfejtés képe 1910-ben	382
16. A 15. ábra földtani értelmezése	383
17. A 15. ábra látótere 1955-ben	384
18. Andrassy II. és I. külfejtések képe	384
19. Részben ércezedett alsó-anizusi dolomit kampili márgába gyúrt pikkelyei	387
20. Az Andrassy I. külfejtés lapos barnavasérc pikkelyei	388
21. Kampili márga közbeiktatásával egymásra pikkelyezett érces és meddő dolo- mittömegek	389
22. Pátvasérc-fajták DTA-diagramjai	393
23. Elvonszolt baritos ércszegély	394
24. Rétegmenti baritesíkos pátvasérc	398
25. Rétegmenti bariterek barnavasércben	399
26. Sávós pátuszegélydarab	400
27. Elvonszolt ércszegély	401
28. Barnavasérc-fajták DTA-diagramjai	403
29. Oxidos vasércfajták röntgen porfelvételei	405
30. Karsztosodott ércfelszín	410
31. Termális hasadékok barnavasércben és dolomitban	412
32. Karrosodott alsó-anizusi dolomit	412

33. Szferosziderites ércfajták DTA-diagramjai	415
34. Porló-baritos szferosziderit ércszegély	416
35. Szeizi kovás-hematitos vasércfeltárás	425
36. Pátvasérc-fajták vegyi összetétele	429
37. Ércszegélyek vegyi összetétele	432
38. Barnavasérc-fajták vegyi összetétele	437
39. Szferosziderites ércfajták vegyi összetétele	441
40. Vasércfajták vetületei fémes-bázisos-savanyú alkatrészek háromszög-diagramjában	443
41. Eldarabolt ércszegély	448
42. Ferdesávós pátszegély	448
43. Rétegdőlés-adatok gyakorisági diagramja	448
44. Képződményhatárok dőlésének gyakorisági diagramja	448
45. Dolomitpikkely tagolt, kihengerelt alsó felülete	451
46. Vetők dőlésadatainak gyakorisági diagramja	450
47. Vízszintes eltolódási síkok dőlésének gyakorisági diagramja	452
48. Vízszintes eltolódás gyúrt kampili mészkőösszleten	452
49. Karsztosodott alsó-anizusi vasas dolomitösszlet vízszintes eltolódásokkal	453
50. Vízszintes eltolódás csúszási nyomai	454
51. Miocén ércfelszíni üledék vízszintes eltolódása	455
52. Andrassy III. külfejtés eldarabolt ércestei	456
53. Redőtengelyek irányainak gyakorisági diagramja	456
54. Gyüredezett kampili agyagmárga	457
55. Gyüredezett, elvonszolt vöröscsikos kampili agyagmárga	459
56. Fiatal mozgás csúszási felületei pannóniai rétegeken	459
57. Pátszegély márgaösszletbe behatoló metasomatózis nyomaival	464
58. Éles határú metasomatózis (fénykép)	466
59. Éles határú metasomatózis (rajz)	466
60. Átmozgott ladini agyagmárga összlet	471
61. Ladini agyagmárga tektonikus mészkőzárványokkal (Martonyi)	472
62. Kihengerelt dolomittömb ladini márgaösszletből (Martonyi)	473
63. Az upponyi vasérckutató látképe	477
64. Osztramosi bányafeltárás	480
65. Oxidált sziderit érhálózat tömeges anizusi mészkőben (Tornaszentandrás)	481

Mellékletek jegyzéke (tasakban)

- I. A Rudabányai vasércvonulat hegyszerszerkezeti vázlata
- II. Az upponyi «Bánya» vasércnyomainak szerkezeti helyzete
- III. A rudabányai külszíni bányászat földtani térképe
- IV. A rudabányai vasérctelep harántszelvényei. 1—18.
- V. Rudabányai altárószinti mélyművelés földtani térképe

- VI. Rudabányai tömedékszinti mélyművelés földtani térképe
- VII. A rudabányai mélyművelésben feltárt vasérctestek elhelyezkedése
- VIII. Rudabányai pátszegély részletszelvények
- IX/a. A rudabányai érces képződmény ásványainak leszármazása
- IX/b. A rudabányai érces képződmény ásványainak elemháztartása
- X. Rudabányai érces képződmény érceinek és mellékkőzeteinek Fe:Mn megoszlása
- XI. A rudabányai érces képződmény szerkezeti fejlődése
- XII. A martonyi vasérctelep harántszelvénye
- XIII. Az upponyi Zsinnyetető vasércnyomainak elvi szerkezeti vázlata
- XIV. Az Osztramos elvi szelvénye

I. A RUDABÁNYAI VASÉRCVONULAT FÖLDTANI HELYZETE ÉS KAPCSOLATAI

Rudabánya vasérctelepe a triász képződményekből felépült Rudabányai hegység, illetve az azzal ősföldrajzilag és hegységszerkezetileg összefüggő Gömör-Tornai Karszt DK-i peremén alakult ki (I. mell.). DK-ról a Szendrői karbon szigethegység szomszédos vele, mely különálló szerkezeti egység, eltérő kialakulással és szerkezeti felépítéssel. A két érintkező hegységszerkezeti egység a mezozóikum óta több időszakaszban került egymással ellentétes irányú hegységképző erőhatás alá. A karbon és triász képződménytömegek egymásnak ütközése az ÉK—DNy-i csapású érintkezési övben mélyreható szerkezeti változást okozott, ami egyszerűsítette a vasérctelep kialakulását is megszabta.

A rudabányai ércesedéssel jellemzett szerkezeti öv csapásirányú folytatásában ÉK-en (Martonyi) és DNy-on (Uppony) rövidebb-hosszabb távolságra megtaláljuk a rudabányaival teljesen megegyező vasérces metasomatózis további nyomait. A felszínen megfigyelhető vasas ércesedés elszigetelten, egymástól 58 km-re megfigyelhető végpontjai, DNy-on Uppony (SCHRÉTER, 1945), ÉK-en Martonyi (PANTÓ, 1948) azonos szerkezeti helyzetükkel és ércképződési adottságaikkal a közbeiktató jelentős hosszúságú, ércmentes triász képződményekből álló, vagy harmadkori fedőképződményekkel letakart szakaszok ellenére is az egész vonulat mentén az ércképződés azonos feltételeiről tanúskodnak (I. mell.).

Ez a hegységszerkezeti és ércteleptani felismerés vezetett az Upponytól Rudabányán keresztül Martonyiig nyúló *Rudabányai vasércvonulat* fogalmi elhatárolásához. Utóbb az upponyi vasércnyomok alaposabb kutatása s az ezzel kapcsolatos szélesebb körű szerkezeti vizsgálódás vezetett a vasércvonulat s az azt meghatározó szerkezeti öv nagyszerkezeti értelmezéséhez (PANTÓ, 1954).

Upponynál az alsó-karbon képződményekből álló Upponyi sziget-hegység ÉNy-i peremén a meredek fallal kiálló alsó-karbon kristályos mészkőösszlet lábánál találjuk meg a vasérces alsó- és középső-triász képződmények pikkelyeit (63. ábra). Mélyfúrási és bányászati kutatás felderítette, hogy a triász pikkelyek burdigálai szárazföldi agyag, konglomerátum és homokkő rétegsorba gyűrődve, a karbon hegységet ÉNy-ról határoló DK-i 40°-os dőlésű rátolódási övben helyezkednek el (II. mell.). Ennek mentén az *alsó-karbon kristályos mészkőtömeg* — az alsó-miocénbe gyűrődött

triász pikkelyeket maga alatt vonszolva — *ÉNy felé az előtér rupéli tufacsikos agyagösszletére tolódott rá.*

Ez a szerkezeti jelleg igen hasonló a TELEGDI-ROTH K. által a bükk-széki kőolajkutatások során megállapított *darnói vonalhoz* (1937), úgyhogy annak Upponyig, illetve a Rudabányai vasércvonulat teljes kiterjedésére való meghosszabbítása földtanilag megalapozottnak látszott (PANTÓ, 1952/b.).

A darnói vonalnak Upponyon keresztül Martonyiig való meghosszabbítása további alátámasztást nyert SCHRÉTER Z.-nak a borsodi barnakőszénmedence Bánfalva—Sajókaza közötti szakaszára vonatkozó újabb vizsgálatai (1952), valamint az Eötvös L. Geofizikai Intézetnek a vasércvonulat Rudabánya—Uppony között feltételezett csapása mentén végzett gravitációs (graviméteres és Eötvös-ingás) mérései révén (BANAI—NYITRAI 1952, SZILÁRD 1955).

SCHRÉTER Z. Sajóveleznél a borsodi barnakőszénmedence aljzatáról felszínig emelkedő anizusi (guttensteini) dolomitkibúvást figyelt meg, ami a medencének a vasércvonulat csapásától ÉNy-ra eső részén a rudabányáival egyező fáciesű triász képződményeknek az aljzatban való folytatását közvetlenül igazolja. A rudabányai vasércvonulat csapásától DK-re eső részen — mint az SCHRÉTER (1929), VADÁSZ E. (1929) és BALOGH K. (1949) leírásából ismeretes — a Szendrői hegység alsó-karbon képződményeit az upponyiakkal, a felszínen és a kőszénbánya művelésekben észlelt rögsozort (Űrgevár, Ormosbánya, Izsófalva, Kurityán, Sajókaza, Sajógalgóc) köti össze.

A gravitációs mérések bizonyítják, hogy a triász-karbon határt jelölő darnói rátolódási vonal a borsodi barnakőszénmedence aljzatán a földtanilag valószínűsített csapás mentén valóban keresztülvág. Az izogamma vonalak rendezett lefutása az alaphegységcsapások állandóságát tükrözi, a görbületi vektorok átfordulása pedig mind a Sajó-, mind a Szuhavölgyben — ahol az értékek kiszámítását a domborzati viszonyok lehetővé tették — pontosan a szerkezeti vonal elméleti metszéspontjára esett, igazolva e csapás mentén az eltakart alaphegység ugrásszerű felszínváltozását.

Mindezek a földtani megállapítások, az egyes vasércelőfordulások részletes bányaföldtani vizsgálatainak eredményeivel összhangban, kellő bizonyítékul szolgáltak arra, hogy *a Rudabányai vasércvonulat érces képződményeit szerkezet és képződés tekintetében egy egységbe foglaljuk, s az érckutató feladatait is ennek az egységes szemléletnek megfelelően jelöljük ki.*

II. KORÁBBI KUTATÁSOK EREDMÉNYEI

A Rudabányai vasércvonulatra vonatkozó első földtani adatokat a bécsi Földtani Intézet átnézetes térképezéseinek (HOCHSTETTER, F. 1856; FOETTERLE, F. 1868, 1869) köszönhetjük. A triász képződmények tagolását helyesen végezték el, azonban a wettersteini mészkő tömeges kifejlődését (Osztramos) és a ladini emelet fekete agyagpaláját a Szendrői hegység karbon képződményeivel azonosították. E felvételekkel közel egyidejű HAUER (1863) adatközlése Rudabánya, Telekes és Uppony érceinek Feltartalmáról és WOLF (1869) szakvéleménye, aki az osztramosi hematitnyomok kutatására adott tanácsot.

Ezt követően a vasérctelepekre vonatkozó adatközlés elsősorban bányászati és ásványtani tárgyú. MADERSPACH L. (1876, 1880) bányatelkenként írta le az érce települését s annak feltárására végzett bányászati műveleteket. Az érctelep szerinte felszínre törő szénsavas és ferrohidrokarbonátos oldatok oxidáció közben képződött lerakódása a triász mészkő hasadékaiban és mélyedéseiben. SCHMIDT S. (1881, 1884) a vasérctelep bányászati ismertetését adta és néhány nevezetesebb ásványt (termésrész, malachit, azurit, terméshigany, cerusszit, barit) írt le. GUCKLER Gy. (1882) a bányászat történetére és a járulékos fémek (Cu, Hg) jelentős szerepére vonatkozó adatokat közölt. A rudabányai vasérctelep rövid bányaföldtani ismertetését KERPELY A. (1897) nyújtotta.

A «Rudabánya—Szent-Andrási hegyvonulat»-nak a csatlakozó triász területektől való földtani elkülönítését nagyrészt ma is helytálló földtani megállapításokat tartalmazó első leírásában KOCH A. (1904) vezette be. A triász rétegsort nagyjából helyes rétegtani tagolással, pontos kőzettani leírással ismertette. A wettersteini mészkő tömeges előfordulását a triászba helyezte, bár a többi ladini képződménnyel együtt tévesen a felső-triászba sorolta. Részletesen ismertette a szalonnai kvarcporfirt. A barnavasércet, amelynek tömegeit tömzsöknek nevezte, főként a kampili lemezes mészkőből származtatta. Rudabányától kiindulva Martonyi, illetve Torna-szentandrás irányában kettéágazó vasércvonulatot tétélezett fel. A terület hegyszerszerkezetét többszörös redőkkel és hosszanti vetődésekkel magyarázta. Az érctelepek keletkezését a triász-mészkő sziderites metasomatózisára vezette vissza. Az ércképződés idejét határozottan a mezozoikum utánra helyezte, a Kárpátok felgyűrődésével és a harmadkori vulkáni működéssel hozta összefüggésbe. A korszerű, sőt korát megelőző ércföldtani kép felismerésével a vasérc kutatás feladatait is kijelölte.

A rudabányai nagyüzemű bányászat 25 éves működése alkalmából kiadott közleményben HAHN K. (1904) a bányahely történetét és az érctelep földtani viszonyait ismertette. Az ércképződést kénsav oldó hatásával hozta összefüggésbe. A kénsav szerepét vas- és rézszulfidok, valamint barit jelenlétével bizonyította. PAPP K. (1919) összeállításában Rudabányáról meglehetősen szűkszavú ismertetés jelent meg MADERSPACH elavult adatainak felhasználásával.

A Rudabányai hegység első modern földtani térképezője PÁLFY M. (1924). A hegység földtani viszonyairól és vasérctelepeiről írt munkája a legutóbbi időig a hegység földtani megítélésének egyetlen megbízható alapja volt. Részletes öslénytani anyaggyűjtésen és feldolgozáson alapuló gondos rétegtani leírása komoly fejlődést jelentett a hegység földtani megismerésében, de a ladini képződmények nem egészen következetes térképezésével a rétegtani beosztásban hosszú időn át homályos pontokat hagyott. A vasérctelepet kampili mészkő sziderites metasomatózisa útján származtatta, az alsó-anizusi dolomitot szerinte — bár szelvénye ezt nem így mutatja — metasomatózis alig érte. Az érceteket egyetlen telep részeként tárgyalta. Pikkelyes rátolódásról tett említést, mely szelvénye szerint K-i 70°-os dőlésű. A telepet enyhe redőkbe gyűrve ábrázolta, pikkelyes ismétlődéseit — bár ez közölt fényképén is látható — nem írta le. Egy bányamester állításaként említette csupán, hogy a lefejtett részen egymásra boruló fekvőredők voltak. Áttekintést adott a szőhelytetői (Alsótelekes), perióctetői (Szalonna), martonyi és tornaszentandrásai vasércről, melyeket mind a rudabányaival azonos keletkezésűnek tartott. Az ércképződést a harmadkori vulkánossággal hozta kapcsolatba és idejét a mediterránra tette.

PÁLFY vizsgálata után 16 évig Rudabányán újabb földtani térképezés nem történt, a feltárások irányítása az üzem bányászati vezetőinek sajátos, kellő földtani megalapozást nélkülöző elgondolásai szerint történt. KÁLLAI G. (1932) földtani elképzeléseit hátrahagyott kéziratos tanulmánya tükrözi. Több mint két évtizedes bányászfigyelései alapján, a bányászat kezdete óta művelt és az anizusi emeletbe sorolt «felső-vasérctelep»-en kívül egy, a kampili rétegsorba tartozó «alsó-vasérctelep»-et állapított meg. A két telepet szerinte a jellegzetes vöröscsikos kampili «közbülső márga» választja el egymástól. Pontosán megfigyelte és rétegszelvényében is ábrázolta a felső és alsó telep fekvő- és fedőhatárán fellépő baritfelhalmozódást. Szerkezetileg a bányászat területét három antiklinálisra és két szinklinálisra osztotta, melyek tengelye az ércvonulatával megegyezik. Hangsúlyozta, hogy a telepek a külszíni művelés peremén nem érnek véget s a bányászatiilag feltárt, legmagasabb helyzetű redők szárnyain a mélyben továbbhúzódó érctelep felkutatására kutatófúrásokat kell telepíteni. Az ércképződést, a stájer Erzberghez hasonlóan, karbonátos metasomatózissal magyarázta, amely nemcsak Fe-dúsulást eredményezett, de Mg-metasomatózis útján a terület összes dolomitjait is triász mészkőből hozta létre.

Sajátságosak PÉCZELY A. (1935) 10 éves bányamérnöki gyakorlat

során leszűrt földtani megállapításai. Kéziratos összeállításában PÁLFY munkájából indult ki, de a rudabányai bányászat egész területének triász képződményeit a kövütleletek alapján igazolt alsó-triász rétegsor határai közé illesztette. Megfigyelte a zöldes-vörös és csillámos homokkő (szeizi) mélyebb helyzetét, majd efölött a márgával váltakozó dolomit- és vasérc-tömegek szabálytalan elhelyezkedését. A bányászat egész területére nézve tagadta a nagyobb szerkezeti elmozdulásokat vagy tektonikus érintkezéseket s mindenhol nyugodt, egyenletes dőlésű, vetődésmentes, üledék-folytonossággal települő, enyhén boltozott alsó-triász rétegsort tételezett fel. Az érces és meddő képződmények rendkívül zavart váltakozását, általa is hangsúlyozott nem ékszerű, hanem tompa elvégződését, az üledék-összleten belül szabálytalan fáciesváltozásokkal magyarázta. PÁLFY-val ellentétben a Vilmosi-falat sem vetőnek, hanem fácieshatárnak, az eredeti üledék «elmárgásodása» határának tekintette. Az érc a minden oldalról kampili márgába ágyazott mészkő-, illetve dolomittömegek metasztatikus szideritesedése révén keletkezett. Tagadta az érctelep rétegszerű jellegét s a márgába ágyazott ércé alakult, illetve változatlan dolomittáblákat eredetileg a márgával egykorú üledékeknek tekintette. Hangsúlyozta, hogy a metasztatózis lefolyását a kiindulási anyag minősége befolyásolta. A dolomit-, illetve mészkőeredetű vaspát elkülönítésére kémiai vizsgálatot javasolt. Megfigyelte a pátvasérc-márga érintkezéseken fellépő 50—60 cm vastag barit- és szulfidfelhalmozódásokat.

A hivatalos tudomány részéről ez idő alatt főleg ásványtani adatgyűjtés folyt, genetikai vizsgálatokkal kiegészítve. TOKODY L. (1924) a rudabányai termésrész, markazit, aragonit, malachit, azurit, barit részletes kristálytani ismertetését adta. PAPP F. (1933) a mikroszkópi ércvizsgálat első magyarországi alkalmazása során a galenit, szfalerit, pirit, kalkopirit kifejlődését és összenövéseit vizsgálta. KERTAI GY. (1935) a rudabányai érctestek oxidációs övéből előkerült másodlagos réz-ásványokat, cerusszítot, terméként és cinnabaritot ércmikroszkópi vizsgálat alapján genetikailag jellemezte s az ércelőfordulás elemtársulásáról *geokémiai* áttekintést adott.

KOCH S. (1931, 1939) a bányahely általános ércteleptani és ásványtani jellemzésén kívül a másodlagos ásványok ércmikroszkópi vizsgálata alapján a réz-ásványok keletkezésmódját és átalakulási rendjét (kalkopirit, bornit, kalkozin, kovellin, termésrész, kuprit, azurit, malachit) tisztázta. A cinnabaritot és terméshiganyt fakóérc bomlástermékeként írta le. Először említette Rudabányáról a termésaranyat és anglezitet.

Az újabb földtani adatgyűjtés 1937-ben a Rudabányai hegység É-i részében új lendületbe jutott kincstári vasérckutatók kapcsán végzett szakvéleményező és térképező munkákkal indult meg.

VENDEL M. 1937—38-ban az egész hegységet újratérképezte 1 : 25 000 méretben. Mindössze a terület É-i részének földtani térképe maradt ránk. Ebből kivehetően a hegység rétegtani és szerkezeti felépítése tekintetében nagyjából elfogadta PÁLFY M. adatait (1938). Az ércelőfordulások megítélésében is osztotta PÁLFY álláspontját, amint később közölt (1950) ruda-

bányai vázlatos harántszelvényéből kitűnik. A metasomatikus ércesedés megítélése tekintetében Martonyiról adottszakvéleménye (l. alább) irányadó

Martonyival a bányahely rövid érteleptani ismertetését és kutatási lehetőségeit tárgyaló szakvélemények sora foglalkozott (ROZLOZSNIK P.—PANTÓ D. 1936; VITÁLIS S. 1941). JASKÓ S. (1940, 1941) a bányaterület 1 : 10 000-es méretarányú térképezése alapján a környék szerkezetére vonatkozóan messzemenő következtetéseket vont le s azt rajnai irányok uralkodó szerepével töréses felépítésűnek írta le.

VENDEL M. (1947) a martonyi vasérctelep keletkezését hipoabisszikus epihidrotermális metasomatózissal magyarázta, mely épp úgy, mint Rudabányán, egy mélyen elhelyezkedő batolit távoli hatásaként jelentkezett. Megállapítása szerint az ércképződés törésvonalak mentén indult meg s a legjelentősebb ércfelhalmozódások a vízzáró fedőagyagpala alatt, torlódás folytán alakultak ki.

Tornaszentandrás környékével ROZLOZSNIK P. (1938) szakvéleménye foglalkozott. Az Osztramos mészkövet VITÁLIS I. (1907) és PÁLFY M. (1921) véleményével ellentétben ismét a felső-triászba helyezte. A martonyi bánya és az Osztramos közötti területet felszíni vasércnyomai alapján kutatásra érdemesnek találta. VENDEL M. (1947) az Osztramos mészkövet karbonnak tartotta, mely a hegy ÉNy-i oldalán törésvonalak mentén érintkezik a kampili mészkővel. Vasérc a törésvonal mentén kétféle módon jelenik meg. Az elsődleges (hipoabisszikus hidrotermális metasomatikus eredetű) érc a repedést kitöltő hematit és vaspát. Másodlagos a barlangüregek kitöltéseként megjelenő okkeres barnavasérc, amely karsztvíz oxidáló és oldó hatására az elsődleges vaspátanyagból képződött.

Uppony környékének vasércelőfordulásai az egész hegység részletes térképezése során SCHRÉTER Z. (1945) foglalkozott. Kiemelte az érc anyagának alsó-triász képződményekből metasomatózis útján való képződését s az előfordulást a rudabányai érces terület folytatásának tekintette. Újabb ércutatási kezdeményezéssel kapcsolatban SCHMIDT E. R. (1949) nyújtott a területről bányaföldtani ismertetést.

A Rudabányai vasércvonulat kollektív munkán alapuló földtani újraértékelése 1947-ben PANTÓ G. részletes bányaföldtani vizsgálataival és BALOGH K. 1 : 5000-es térképezésével indult meg. PANTÓ G. (1948) a rudabányai külfejtés kampili márgában «úszó» ércesedett és meddő alsó-anizusi dolomitömbjeiről megállapította, hogy azok többszöri pikkelyeződés révén tektonikusan gyűrődtek a képlékeny «alapanyag»-ba. A nagyszabású rátoló-dásos elmozdulások révén kialakult szerkezet (a dolomit breccsásodása, felörlődése, vízzáró márgába gyűrődése) a metasomatózis előfeltétele volt. Az ércképződés után is jelentős pikkelyes átrendeződés következett be, mely időben az alpi hegységképző mozgások két szakasza közé, a miocénba tehető.

BALOGH K. (1952/a) a rudabányai bányaműveletek, valamint a Periócs Kistelekestető környékének részletes térképezése kapcsán megindította a hegység rétegtani és szerkezeti megítélésében (ladini képződmények

karbonba, továbbá szeizi, kampili és ladini emeletbe való szétagolása, gyűrődéses formák uralkodó szerepe) a PÁLFYTól eredő tévedések kiküszöbölését. A hegység uralkodó szerkezeti formáját a képlékenyebb, márgás tagokba gyúrt dolomit- és mészkőpikkelyek megjelenésében látta meg. PANTÓ G. (1952/a) a helyesbített rétegtani felosztást a rudabányai mélyművelés bányaföldtani vizsgálatánál érvényesítette. A metasztatikus vasérc kiindulási anyagát az anizusi emeletbe sorolta. Az új altáró összesített szelvényéből kiadódó szabálytalan pikkelyes szerkezetet nagyszabású áttolódás bázisóvének minősítette. A merev pikkelyek közé szorult kampili márga nemcsak kaotikusan gyűrődött, de emelkedő (ejektív) mozgásra is képes volt. A pikkelyek háztetőszerű elrendeződését ellentétes irányból ható nyomóerőknek tulajdonította. Az érces sorozatot fiatalabb harántvetők tagolták.

A hegység 1:5000-es térképezésének eredményét BALOGH K. és PANTÓ G. (1952) a terület 1:25 000-es, színes földtani térképének kiadásával kapcsolatos jelentésben összegezte. A karbonnak tartott ladini mészkő-agyagpala sorozat korát a Telekes-oldal *Daonella*-lelete végleg eldöntötte. Bő megfigyelések alapján jellemezte a változatos ladini kifejlődések egybekapcsolódását és fáciesátmeneteit. A hegység eruptívumai a telekesvölgyi, triáznál fiatalabb kvarcporfir és a bódvavölgyi nátron-gabbró, mely utóbbi a kárpáti hegységképződéssel kapcsolatos ofiolitnak minősíthető. A hegység szerkezeti felépítésében regionális, részaránytalán boltozat és teknő DK felé irányuló rátolódások hatására történt többszörös pikkelyeződése tükröződik. A szerkezet főbb vonásainak kialakulása a kárpáti hegységképződés ausztriai fázisához kapcsolható. A hegység vasércelőfordulásainak osztályozása: 1. metasztatikus telepek (Rudabánya, Martonyi, tornaszentandrászi ankerit), 2. gabbróval kapcsolatos magmás kiválások (osztramosi hematit), 3. másodlagos ércfelhalmozódások (osztramosi okker).

A bódvavölgyi mágneses maximumokon telepített vasérckutató fúrások (Bódvarákó 1., Szögliget 1.) esszexit-gabbródioritos összetételű mélységi kőzetét PANTÓ G.—FÖLDVÁRINÉ VOGL M. (1950) ismertette. Kőzetkémiai összehasonlítás alapján az ájfalucskai és szarvaskői eruptívumokkal együtt az alpi kezdeti magmatizmus ofiolitjaihoz sorolta.

A rudabányai, martonyi és tornaszentandrászi vasérctelepekről az ásványok ércmikroszkópi, kémiai és morfológiai vizsgálata alapján KOCH S.—GRASSELLY GY.—DONÁTH É. (1950) nyújtott részletes ásványtani és genetikai jellemzést geokémiai áttekintéssel. Rudabányáról 42 ásványt említett. PÁKOZDI V. (1949) a rudabányai fakóérc vegyi alkatáról nyújtott új elemzések alapján képet. TOKODY L. (1950) Rudabánya ásványainak ismeretét újabb kristálytani adatokkal bővítette.

SCHRÉTER Z. (1952) a Bánvölgyében és a Sajóvölgyi barnaköszénmedence É-i részén végzett köszénföldtani felvételei nyomán kifejtette, hogy a medence aljzatán a triász-karbon határ Rudabányától Upponyig változatlan csapással húzódik keresztül. A határ ÉNy-i oldalán Sajóvelezdnél talált dolomitkibúvás is alátámasztja az upponyi és rudabányai vas-

érces képződmények összefüggését. A Bánvölgy alsó-miocén konglomerátumát a szenonba sorolta és a nekézsényi gozauai konglomerátum vonulatát ennek közvetítésével a Rudabányai hegység DK-i peremén települő konglomerátumig terjesztette ki.

BALOGH K. a Rudabányai hegység szélesebb keretbe állított szerkezetét rajzolta meg (1952/b), majd az eruptív képződményeket is felölelő szintézist (BALOGH K.—PANTÓ G. 1953) adott. A Szendrői hegység, Gömör-Tornai Karszt és a Szepes-Gömöri Érchegység közé ékelt Rudabányai hegységben a triász rétegsor váltakozó mozgékony (verfeni és ladini) és merev (anizusi mészkő, dolomit) tagjainak hegységszerkezeti igénybevételre tanúsított ellentétes viselkedése szélsőségesen jut kifejezésre, az ősi antiklinális, illetve szinklinális formák szárnyainak felpikkelyeződésében. E szerkezeti helyzet szabta meg a metasomatikus ércesedések lefolyását.

Az upponyi vasércnyomokon végzett bányászati és fúrési kutatás újabb ércföldtani és szerkezeti adatait PANTÓ G. (1954) foglalta össze. Az alsó-karbon hegység előterében megfigyelt ÉNy-nak irányuló rátolódás a bükkszéki Darnó-vonal folytatásának tekinthető. Ennek mentén a karbon mészkőtömeg alsó-miocén képződmények közbeiktatásával a részben ércesedett középső- és alsó-triászra, majd ez tufa- és tufiticsíkokat tartalmazó rupéli agyagrétegsorra tolódott rá. A rátolódási öv az egész Rudabányai vasércvonulat ércesedését meghatározó szerkezeti iránynak tekinthető. PANTÓ G. (1952/b, 1953, 1954) az egész ország ércesedéseit tárgyaló összefoglalásaiban a vasércvonulat ismertetését a vizsgálatok fokozatos előhaladásának megfelelően egy-egy újabb vonással egészítette ki. A legújabb vizsgálatok részletes adatainak nyers összegezése a területen végzett eddigi kutatásokról készített kéziratos összefoglalásban (1955) található.

III. RÉTEGTANI FELÉPÍTÉS

A *Rudabányai vasércvonulat* elnevezéssel elhatárolt földtani egység tulajdonképpen a triász alaphegységnek a részben eltakart karbon vonulattal tektonikusan érintkező, szerkezetileg erősen átmozgatott sávja. Bár az alsó-karbon képződmények a szerkezeti torlódást közvetítő, aktív mozgásra képes tömegként a vasércvonulat szerkezetének kialakításában fontosak, sőt néhol az érces képződménnyel csaknem közvetlen érintkezésbe kerültek, mégsem szerves tartozékai a vasércvonulatnak, ezért rétegtani tárgyalásunknál e képződményeket nem érintjük. Az alsó-karbon vonulat különállását szerkezeti adottságokon kívül az is bizonyítja, hogy eddigi ismereteink szerint a metasztatikus ércesedés az Upponyi és Szendrői sziget-hegységeken át kijelölhető alsó-karbon képződménysávra nem terjed ki.

Eddigi ismereteink alapján a Rudabányai vasércvonulat metasztatikus ércesedése az alsó-triász képződményekben a mélység felé is elhatárolódik. Az ismeretlen fekvő felé tehát az érces képződményösszlet határát minden valószínűség szerint ugyancsak a triász rétegsor legalján kell megvonnunk.

A változatos kifejlődésű fedőképződmények tárgyalása — különösen a vasércvonulatnak Rudabánya—Uppony közötti mélyen lefedett szakaszán — a borsodi barnakőszénmedence rétegtani ismertetésébe vezetne át. Tárgyalásunkat azért e téren is a felszíni vasércképződményekre, illetve ezek közvetlen környékén bányászati feltárásokkal vagy mélyfúrási kutatással elért fedőképződményekre korlátozzuk.

A vasércvonulat felépítésében fenti megszorítások alapján alábbi képződmények vesznek részt:

B) Harmad-negyedkori fedőhegység

16. Vörös agyag, barnaföld	<i>Pleisztocén</i>
15. Barnakőszén-szikos homok, agyag	} <i>Felső-pannóniai</i>
14. Szferosziderites, konkréciósor és konglomerátum	
13. Vörös, sárgásbarna agyag görgeteggel	} <i>Tortónai-szarmata</i>
12. Szürke agyag, márga, mészkő, szferosziderit	
11. Tufás agyagmárga	<i>Tortónai</i>
10. Aprószemű, barnakőszéntörmelék-konglomerátum, homokkő, homokos mészkő	} <i>Burdigálai</i>
9. Durva konglomerátum és vörös agyag	
8. Agyag-homok, glaukonitos homokkő	<i>Katti</i>
7. Tufacsíkos agyag, agyagmárga, homokkő	<i>Rupéli</i>
6. Ortofragminás, alveolinás mészkő, homok, konglomerátum	<i>Barlioni</i>

A) Triász alaphegység

5. Agyagpala, márga, száruköves mészkő	<i>Ladini</i>
4. Világos mészkő (Wettersteini) és cukorszövetű dolomit }	<i>Anizusi</i>
3. Dolomit és mészkő (guttensteini)	
2. Lemezmes mészkő, márga, dolomit	<i>Kampili</i>
1. Homokkő, agyagmárga	<i>Szeizi</i>

A) Triász alaphegység

1. SZEIZI HOMOKKŐ, AGYAGMÁRGA

A szeizi összletet tekintjük a triász alaphegység legmélyebb rétegtani helyzetű tagjának. Nyugodt településű teljes rétegsorát, összvastagságát vagy talpát eddigi fúrásainkból nem ismerjük. Vastagsága mintegy 600 m-re tehető, kifejlődése függőleges és vízszintes irányban egyaránt rendkívül változatos. Összefüggő rétegsor hiányában a különálló szelvények, kifejlődések szintezése vagy párhuzamosítása sok tekintetben feltevésekre támaszkodik.

Mivel a Rudabányai vasércvonulat területéről a szeizi emeletbe sorozott képződményeknél mélyebb rétegtani helyzetűt nem ismerünk, nyitott kérdés a szeizi emelet alsó elhatárolása. A szepes-gömöri triász szeizi üledékei a fekvő felé fokozatos átmenettel, csaknem észrevétlenül vezetnek át a felső-permi verrukánó homokkőbe. Nálunk a feltehetőleg legmélyebb rétegtani helyzetű tagokon nyoma sem látszik a törmelékes anyag durvulásának, sőt ellenkezőleg, fokozatosan palás, majd meszes üledékanyag lép előtérbe. Ennek alapján felmerül az a kérdés, vajon a Rudabányai vasércvonulat szeizi üledékei nem a bükkihez hasonló *tengeri* permből fejlődtek-e ki. A kérdés eldöntését csak mélyebbre hatoló távlati alapfúrásoktól várhatjuk.

A szeizi rétegösszletben közettani kifejlődés szerint 4 csoportot különíthetünk el, melyek rétegtani egymásutánját összehasonlítások alapján közelítőleg állapítottuk meg. Ezek:

- d) vöröscsikos márga és homokkőcsoport,
- c) tarka homokkőcsoport,
- b) gipsz-anhidritcsoport,
- a) fekete agyagpala, homokkő és mészkőcsoport.

a) *Fekete agyagpala, homokkő és mészkőcsoport* alkotja a szeizi üledékösszlet legmélyebb rétegtani helyzetű, ismert tagját. Az egyes rétegtagok lemezesen, vékonypadosan, szabálytalanul, sűrűn váltják egymást. Ezt a kifejlődést Rudabányán az altáró 3260—3320, 3585—3600 és 3625—3650 m-es szakaszán értük el. A többi szeizi kifejlődéshez viszonyított legmélyebb helyzetét részben a perkupai fúrások adataira is alapozzuk. A Perkupa 8., 20. és 22. sz. fúrások szelvényében a fekete agyagpala-homokkőcsoport viszonylag nyugodt településű tarka homokkő, sőt a két utóbbi fúrásban a gipsz-anhidritösszlet fekvőjében jelent meg (MÉSZÁROS, 1954).

Kormegállapításra alkalmas ősmaradvány a csoport eddigi feltárásai-

ból nem került elő. A rudabányai altáró egyik mészkőpadja pontosabb meghatározásra nem alkalmas kagylóhéjtöredékeket szolgáltatott.

A fekete agyagpala-homokkő és mészkőcsoport a triász rétegsor egyéb fekete, palás kifejlődésű tagjaitól (kampili, ladini) nehezen különíthető el. Megkülönböztető jellege, hogy benne fekete, többé-kevésbé kovás kötőanyagú, egyenletes szemnagyságú, csillámos, kagylós törésű, lemezes vagy vékonytáblás homokkő lép fel. A csoport palatagjainak réteg-, illetve palássági felülete általában egyenetlen, olykor hieroglifás. Átmozgott szakaszokon erősen kifényesedik, «grafitos» jellegű. A csoportban a feketés-sötétszürke, tömött, vagy aprókristályos mészkő, lemezek vagy táblák alakjában, ritkán jut túlsúlyba. A csoport vegyi alkotára jellemző (442. old. 3. elemzés), hogy a mészkőrétegek anyaga, ill. a homokkő karbonátos kötőanyaga csaknem tiszta dolomitmentes CaCO_3 . Fe-tartalom a szeizi rétegsor egyéb tagjaihoz képest csekély.

b) *Gipsz-anhidritcsoport*. Bár a felszínen az alsó-triász képződményekkel kapcsolatban evaporitok kibúvása a Rudabányai hegységben vagy a Gömör-Tornai Karszton sehol sem figyelhető meg, egyre szaporodó mélyfúrási adataink alapján az északmagyarországi alsó-triász jellegzetes és általánosan elterjedt képződményének kell tekintenünk. Legelőször a tornakápolnai vasérckutató mélyfúrás harántolt mindössze 2 m vastag gipszréteget a verfeni rétegsor alján (VENDEL 1938). Később a martonyi vasérckutató fúrások tártak fel 1—2 m vastagságú gipsztelepeket. Az evaporitoknak a szepességihez hasonló, számottevő összletvastagságot elérő, gyakorlatilag is figyelemreméltó fellépésére először a Perkupa 1. sz., mágneses maximumon települt vasérckutató fúrás szelvénye mutatott rá. A perkupai, hatalmas méretű gipszösszlet azonban, amelynek kiterjedt feltárása folyamatban van, nem bizonyult egyedülállónak, mert a továbbiak során a verfeni emelet mélyebb szintjeibe hatolva, jelentős vastagságú gipszes-anhidrites összleteket értünk el Alsótelekesen, sőt Rudabányán is.

Az evaporittömegeket eddig csaknem mindenütt átmozgatott szerkezeti övben, *eredeti összefüggéséből kiszakítva* tártuk fel. A perkupai evaporitos összlet is csaknem egészében kihengerelt, felmorzsolts anyagú és mélység felé a középső-triász képződményekkel tektonikusan érintkezik. Hasonló települési viszonyokat figyelhetünk meg a Rudabánya környékén feltárt kisebb evaporittesteknél.

Az evaporitcsoport rétegtani sorrendjére bizonyos támpontot mégis a perkupai kutatófúrások szolgáltatottak. Zavartalan rétegsort ezekkel nem sikerült sehol elérnünk, de a gipsz-anhidritösszlet egy részéről a fúrási rétegsorok sorozatos egyezése alapján mégis feltételezzük, hogy rendes fedőjével érintkezik (MÉSZÁROS, 1954). Eszerint az evaporitok rétegtani helyzete nagy valószínűséggel a fekete agyagpala-homokkő-mészkőcsoport fölött és a tarka homokkőcsoport alatt jelölhető ki.

A Rudabányán, Alsótelekesen és Martonyiban mélyfúrásokkal elért gipsz-anhidrit rétegek kifejlődése az eddig legkiterjedtebben feltárt és legalaposabban tanulmányozott perkupai kifejlődéssel nagyjából megegyező.

Amennyire a szerkezetileg átmozgatott, felmorzsolts anyagból megállapítható, vegyi üledékekkel váltakozó, durvatörmelékes rétegsorral van dolgunk. Az evaporitok képződése az összleten belül csak néhol, egy-egy vékonyabb-vastagabb rétegleülepedése tartamára jutott annyira túlsúlyba, hogy tiszta gipsz vagy anhidrit képződjék. Általában a CaSO_4 módosulatai közül az anhidrit az elterjedtebb elsődleges üledék, mely sok helyen vízfelvétellel utólag alakult át gipsszé. Az összlet egyes részein azonban eredeti gipszlerakódást is feltételezhetünk.

Az összlet legelterjedtebb üledéke a verfeni pala és homokkő durva törmelékét tartalmazó evaporit. A törmelékanyag változó szemnagyságában és eloszlásában a tagolt üledékgyűjtő időben sűrűn változó, kiegyensúlyozatlan üledékképződési körülményei híven tükröződnek. Az evaporitképződéssel egyidejű karbonátos üledékfelhalmozódásra viszonylag gyéribben találunk példát, mint a perkupai kifejlődésnél. Az evaporitösszlet egészére jellemző a gipsz és anhidrit nagy képlékenységéből és oldhatóságából eredő rendkívüli *mozgékonyosság*. Ennek következtében a rétegösszlet tagjai nemcsak mechanikailag gyúródtak különféle arányban egymásba, de a fedő és fekvő összlet repedéshálózatát is utólagosan messzeterjedőleg gipsz tölti ki.

c) *Tarka homokkőcsoport*. A szeizi emelet legnagyobb vastagságú, legjellegzetesebb képződménye, mely a Rudabányai hegység területén különösen nagy felszíni elterjedésben mutatkozik. Vasércelőfordulásaink legáltalánosabb *«mélyfekű»* képződménye, amely alatt vasércet eddig még nem sikerült találni.

Míg kibúvásokban oxidáció folytán lilászvörös a szeizi homokkő jellegzetes színe, addig bányafeltárásokban zöld, zöldesszürke az uralkodó szín. A vörös és zöld színezésnek sokszoros, sűrű váltakozása, ami a szeizi tarka homokkőcsoportot általában — és még a perkupai kifejlődésben is — jellemzi, érctelepeink fekvőjében — így elsősorban a rudabányai bányászat feltárásaiban — kevéssé jut érvényre. Vöröses vagy ibolyás csíkozás csak a csoport felsőbb tagjain észlelhető.

A csoport üledékeinek főtömegét vékonyabb vagy vastagabb pados, meglehetősen durvaszemű, csillámos, karbonátos vagy kovás kötőanyagú homokkő alkotja. A homokkőpadok közeiben vékonyleveses agyag, agyag-pala települ. Néhol szürke vagy fehéres színű kovapala-betelepülések szaporodnak fel, vagy meszes, dolomitos rétegek vagy padok tartkítják az összletet.

A homokkő kötőanyaga helyenként figyelemreméltó mennyiségű *üledékes* eredetű *vaskarbonátot* tartalmaz. A vaskarbonát eloszlása egyenlőtlen, felhalmozódásai csomókban vagy sávokban jelentkeznek (II. tábla 3.). A vaskarbonáttartalom megoszlása felszíni oxidációkor rozsdás színű pettyek vagy csíkok alakjában jól láthatóvá válik.

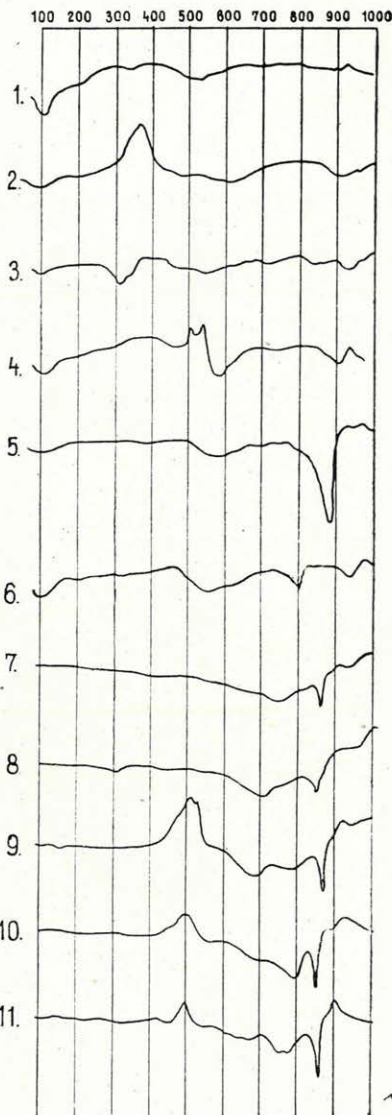
A szeizi tarka homokkőcsoport képződésével kapcsolatban üledékes vasfelhalmozódásra szép példát találunk a Szepes-Gömöri Érchegységben (a Nandrás melletti Bradlo érctelepe) (BYSTRICKÝ—FUSAN—KANTOR, 1953). Itt a vastartalom jelentős része közettéválás utáni átalakulások és

átrendeződések során vascsillám-erek és fészkek alakjában halmozódott fel. E jelenség nyomait a Rudabányai hegység szeizi homokkövein is megfigyelhetjük, mely azonban a homokkőcsoport egyéb triász üledékeknél nagyobb, de átlagosan csupán 5—6%-nyi Fe-tartalmának utólagos átrendezése révén csupán a hegységszerte elterjedt apró vascsillámfészkeket hozta létre.

A rétegcsoport korát jellegzetes kőzet-tani kifejlődésén kívül a Rudabányai hegység É-i részén BALOGH K. által lilászörös homokkőből gyűjtött és meghatározott

1. ábra. Agyagos és márgás üledékek DTA-diagramjai. (FÖLDVÁRI A-né — KOBLENCZ V.) 1. Pleisztocén vörös agyag (montmorillonit) — Lónyai. 2. Miocén szürke agyag (illit, szerves anyag) — X-es D, tömedékvágat. 3. Miocén barna agyag, 'lólús' (illit, vashidroxid) — X-es felvonó. 4. Miocén szürke agyag szferosziderit gumókkal (illit), (V. ó. 10. ábra) — X-es D, tömedékvágat. 5. Alsó-miocén vörös agyag (kalcit) — Lónyai. 6. Ladini szürke agyagmárga (illit, vagy montmorillonit) — Martonyi, Kósakúti külfejtés. 7. Kampili vörös agyagmárga (kalcit, dolomit) — X-es D, tömedékvágat. 8. Kampili (oxidált) kékeszürke agyagmárga (kalcit, vashidroxid) — X-es D, tömedékvágat. 9. Kampili sötétszürke márga (kalcit) — X-es D, tömedékvágat. 10. Szeizi vörös agyagmárga (pírit, kalcit) — Polyánka. 11. Szeizi zöldesszürke agyagmárga (pírit, kalcit) — Polyánka.

Fig. 1. Diagrammes DTA des sédiments argileux et marneux. (Mme M. FÖLDVÁRI—VOGL — V. KOBLENCZ.) 1. Argile rouge pléistocène (montmorillonite) — Lónyai. 2. Argile grise miocène (illite, matière organique) — Chambre du S de X. 3. Argile brune miocène, «viande de cheval» (illite, hydroxyde de fer) — Ascenseur N° X. 4. Argile grise miocène à noeuds de sphérosidérite (illite) — (cp. Fig 19.) Couloir de remblayage du S de X. 5. Argile rouge miocène inférieure (calcite) — Lónyai. 6. Marnes argileuses grises ladiniennes (illite ou montmorillonite). — Exploitation à ciel ouvert abandonnée de Kósakúti à Martonyi. 7. Marnes argileuses rouges campiliennes (calcite, dolomite) — Couloir de remblayage du S de X. 8. Marnes argileuses oxydées gris bleuâtre campiliennes (calcite, hydroxyde de fer) — Couloir de remblayage du S de X. 9. Marnes campiliennes gris foncé (calcite) — Couloir de remblayage du S de X. 10. Marnes argileuses rouges séisienne (pyrite, calcite) — Polyánka. 11. Marnes argileuses gris verdâtre séisienne (pyrite, calcite) — Polyánka.



(1952) kagylómaradványok igazolják: *Anodontophora jassaënsis* WISSM. és változatai, *Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana* HAUER, *Ps. hinni-tidea* BITTN., *Ps. (Claraia) aurita* HAUER, *Ps. (Claraia) clarai* EMMRICH.

d) *Vöröscsikos márga és homokkő*. A szeizi rétegsor legfelső, a kampili emelet felé átmenetet képező, sőt abba esetleg át is nyúló csoportja főként a rudabányai bányafeltárásokban vált ismertté. Felépítésére a homokkő alárendeltebb mennyisége, vékonylemezes kifejlődése jellemző. A rétegcsoport felépítésében a márga és agyag, valamint a karbonátos (Ca, Mg, Fe) betelepülések fokozott szerephez jutnak. A csoport agyagmárga tagjai-

ban — bár közettani jellegük agyagkomponens jelenlétét bizonyítja — DTA vizsgálattal (FÖLDVÁRI A.-NÉ—KOBLENCZ V.) agyagásványt kimutatni nem sikerült (1. ábra 10—11.). E csoportra jellemző a színeződés sűrű váltakozása, a zöld, zöldesszürke rétegeket tarkító vöröses vagy ibolyás betelepülések megjelenése. Perkupa környékén a viszonylag nyugodt tele-



2. ábra. Sávos vasfelhalmozódás szeizi márga-homokkő összletben. — Bruimann, régi kutatótáró.

Fig. 2. Accumulation de fer sédimentaire dans l'ensemble séisien à marne et grès.

— Bruimann, ancienne galerie de prospection.

pülésű rétegsor természetes feltárásai a szeizi—kampili emelethatarra eső rétegtani helyzetét igazolják.

A rétegsorozat üledékképződési körülményeire a *finomritmusú változékonyság* jellemző. A törmelékeny és vegyi üledékképződés szakaszonként váltakozó uralomra jutása a rudabányai mélyművelés feltárásaiban gyönyörű finomsávós szerkezetekben jut kifejezésre (2. ábra). Az üledékképződés változékonysága azonban nemcsak függőlegesen, de vízszintesen is szembeutnő. Az egyes rétegek viszonylag nyugodt településű feltárásokban sem nyomozhatók hosszabban, a lencsés kiemelkedések egymásbafogazódó sorozata a képződmény üledékképződési jellegzetességének tekinthető.

E csoport rétegtani helyzetét KUTASSY E. által 1937-ben a rudabányai Adolf- és Frigyes-tárók közötti iparvasút-bevágásban gyűjtött és meghatározott alábbi ősmaradványok jellemzik: *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *Myophoria costata* ZENK., *M. laevigata* ALB., *M. cf. goldfussi* ALB., *Gervilleia* sp. A faunából egyedül az *A. fassaënsis* utal szeizi emeletre, a

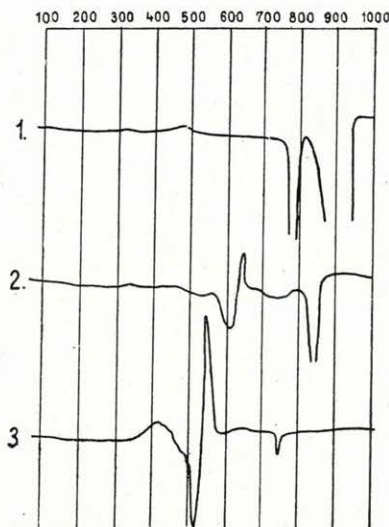
Myophoriák, Gervilleiák már kampili kora mellett bizonyítanak. Lehetséges, hogy helyesebb volna e csoportot a kampili emeletbe sorolni. A szeizi emelet képződményei között való tárgyalását mégis az teszi indokolttá, hogy közettani hasonlósága folytán a mélyfúrási és bányaföldtani leírásoknál a szeizi emelet többi tagjától való különválasztása egyértelműen aligha volna keresztülvihető. A teljes szeizi rétegösszlethez viszonyítva alárendelt vastagsága és jó természetes feltárásainak ritkasága miatt pedig bizonyosra vehetjük, hogy felszíni elterjedési területeit a külszíni térképezés is a szeizi emelethez csatolta.

A rétegcsoport különlegességeként említhetjük meg az *üledékes vasfelhalmozódást*. Ez egyes helyeken jelentősebb mértékű volt az előző csoporténál, így a rudabányai bányaművelés egyetlen szakaszán (Alsó-Deákbánya) — utólagos metasomatikus hatással kiegészítve — kitermelésre érdemes mennyiségű és minőségű vasérc felhalmozódásához vezetett (35. ábra). E képződmény eredeti homokkőanyaga gyakran tartalmaz csomókban felgyapordó szideritet (II. tábla 3.), sőt összeálló szideritrétegek is megjelennek az összletben. Ezek anyagának DTA diagramja (3. ábra 3.) és mikroszkópi képe (V. tábla 3.) a szideritkiválás tisztaságát bizonyítja.

2. KAMPILI LEMEZES MÉSZKŐ, MÁRGA, DOLOMIT

Az alsó-triász képződmények közül a kampili emelet üledékei a felszínen a szeizinél jóval nagyobb elterjedésűek. Összefüggő, nyugodt, teljes rétegsorát a Rudabányai vasércvonulat mentén sehol sem tudtuk megfigyelni. Vastagságát hozzávetőleg 400 m-re becsüljük. Kifejlődése általában egyenletesebb, mint a szeizi képződményeké. Üledékfolytonossággal, fokozatos átmenettel illeszkedik a szeizi és anizusi üledékek közé s rétegösszletében jól nyomozható a fokozatos eltolódás parttól távoli, vegyi üledékképződés felé.

A Rudabányai hegységben, főként a Bódvaszorostól É-ra eső területen, hatalmas kiterjedésben ismerjük a kampili emelet szürke mészmárgás, lemezes mészköves kifejlődését, mely a rétegösszlet legjellegzetesebb



3. ábra. Karbonátos vegyi üledékek DTA-diagramjai. (FÖLDVÁRI A-NÉ — KOBLÉNCZ V.) 1. Alsó-anizusi dolomit (dolomit) — Andrassy II. DK. 2. Miocén szferosziderites mészkőpad (kalcit, sziderit) — Andrassy I. Galyagos. 3. Szeizi szideritréteg márga-homokkő rétegsorban (sziderit) — Alsó-Deákbánya.

Fig. 3. Diagrammes DTA des sédiments chimiques carbonatés. (Mme M. FÖLDVÁRI — VOGL — V. KOBLÉNCZ.) 1. Dolomie anisienne inférieure (dolomite) — Andrassy II. SW. 2. Banc de calcaire à sphérosidérite miocène (calcite, sidérite) — Exploitation à ciel ouvert Andrassy I. Galyagos. 3. Couche de sidérite de la série à marne et grès séisiens (sidérite) — Ouverture inférieure de Deákbánya.

és tömegben is uralkodó típusa. A rudabányai, martonyi és upponyi vasércbánya feltárásai az emelet felső és alsó határán eltérő kifejlődéseket is megnyitottak, melyek a hegység többi részén, talán csekély tömegük és rossz feltárásaik miatt, nem figyelhetők meg.

A Rudabányai vasércvonulat kampili képződményeit az alábbi tagolás szerint tárgyaljuk:

- c) lemezes mészkő- és dolomitcsoport,
- b) szürke mészmárga-, lemezes mészkőcsoport,
- a) kékesszürke, vöröscsíkos márgacsopot.

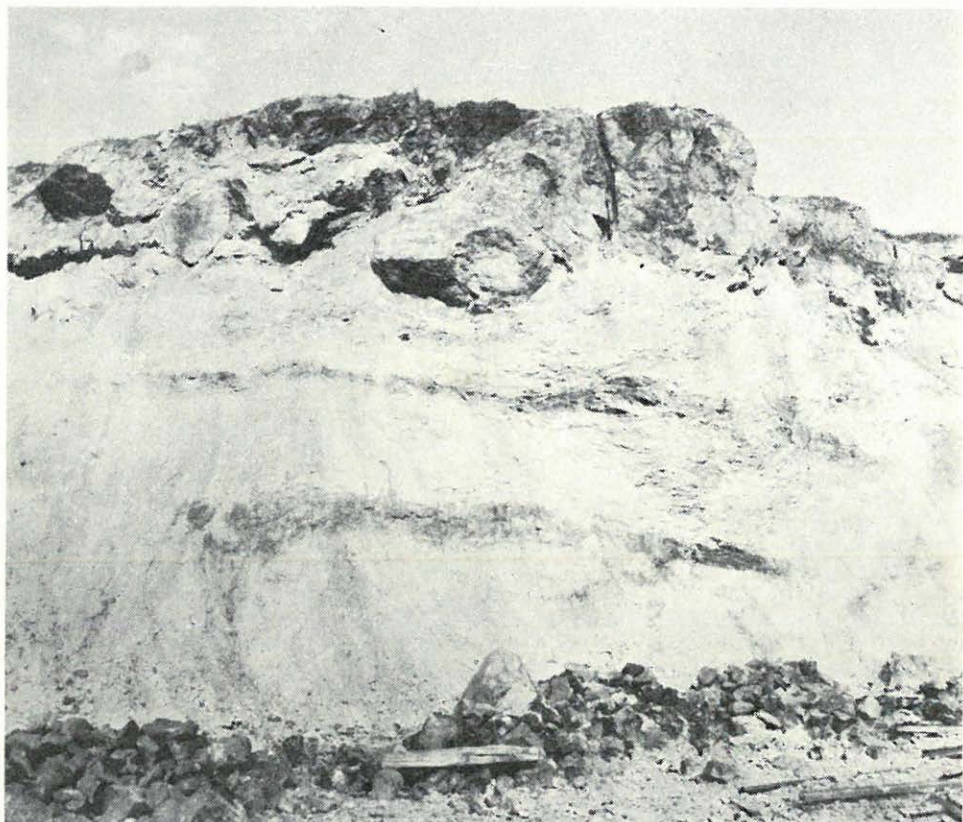
a) *Kékesszürke, vöröscsíkos márgacsopot.* A szeizi emelet képződményei között tárgyalta vöröscsíkos márga- és homokkőcsoportból észrevétlenül, fokozatos átmenettel fejlődik ki s attól pontosan alig különíthető el. Kampili üledéknek minősítettük azt a márgacsopotot, melynek színe az átmeneti szeizi márga- és homokkőcsoport uralkodó zöldes árnyalatával szemben *kékesszürke*. Kampili jelleg ezenkívül a durva csillámpikkelyes homokkő-betelepülések kimaradása is.

A csoportot eddig csaknem kizárólag a vasércbányák feltárásaiból és mélyfúrásokból (Bódvarákó 2.) ismerjük. Finomleves vagy vékonylemez rétegösszetételben agyagosabb vagy meszesebb márgafajták váltakoznak egymással. Kékesszürke színét — mely oxidációkor világossárgába megy át — finom eloszlású *pirit* okozza. A csoport különös jellege — főként a rétegtanilag mélyebb helyzetű szakaszon — lilásvörös csíkok megjelenése (4. ábra). A vörös színeződést Fe_2O_3 finomeloszlású hozzákeveredése okozza (v. ö. 1. és 2. sz. elemzés 428. old.), ami minden bizonnyal eredeti üledékképződési jelleg. A vörös csíkok rétegmenti kiterjedése Rudabánya vagy Martonyi zavart szerkezetű bányafeltárásaiban távolra nem követhető. A vasas színeződés megjelenése valószínűleg eredetileg is lencsésen megszakadó, helyi jelenség volt.

A kékesszürke, vöröscsíkos márga mindenhol erősen gyűrt, gyűredezett (55. ábra), sőt jelentős szakaszokon kihengerelt vagy felmorzsoltt. A hegységképző igénybevétel fokának megfelelően az eredeti rétegzettség csaknem teljesen eltűnik, a vörös csíkozás széttagolódik és deformálódik. A vasércbánya feltárásainak tanúsága szerint ez a rétegcsoport volt a *triász rétegsor legképlékenyebb, szerkezetileg legmozgékonyabb tagja*. A Rudabányai vasércvonulat pikkelyeződési övében ez szerepel a merev, karbonátos kőzetekből álló pikkelyek közeit kitöltő «alapanyag»-ként és a rátoló-dásos mozgásokat elősegítő *kenőanyag*-ként. Nagyfokú mozgékonyágát jellemzi, hogy nagyobb dolomit- vagy pátvasérc-tömbök egymáson való eltolódásai mentén a csúszási lapok határolta résekben a kampili márga 10—50 cm vastag kenőrétege távolra elvonszolódott. A szerkezeti formák bizonyossága szerint a képlékeny márga emelkedő mozgásra is képes volt s a rá ható hegységképző nyomás elől a fedő pikkelyek réseibe való benyomulással fölfelé is igyekezett kitérni (4., 5., 45. ábra).

Mivel ezt a rendkívüli képlékenységu képződményt eddig csak a metasztatikus ércesedés közvetlen közeléből ismerjük, közelálló feltevés,

hogy hidrotermális átalakulás növelte meg a képződmény eredeti képlékenységet. Ezt a változást ásványtanilag meghatározni eddig nem sikerült. A rétegesoport üledékeiben képlékenyséjük és kémiai elemzésük (428. old. 1. és 2.) szerint is, jelentős alumíniumszilikát-tartalmuk ellenére agyag-



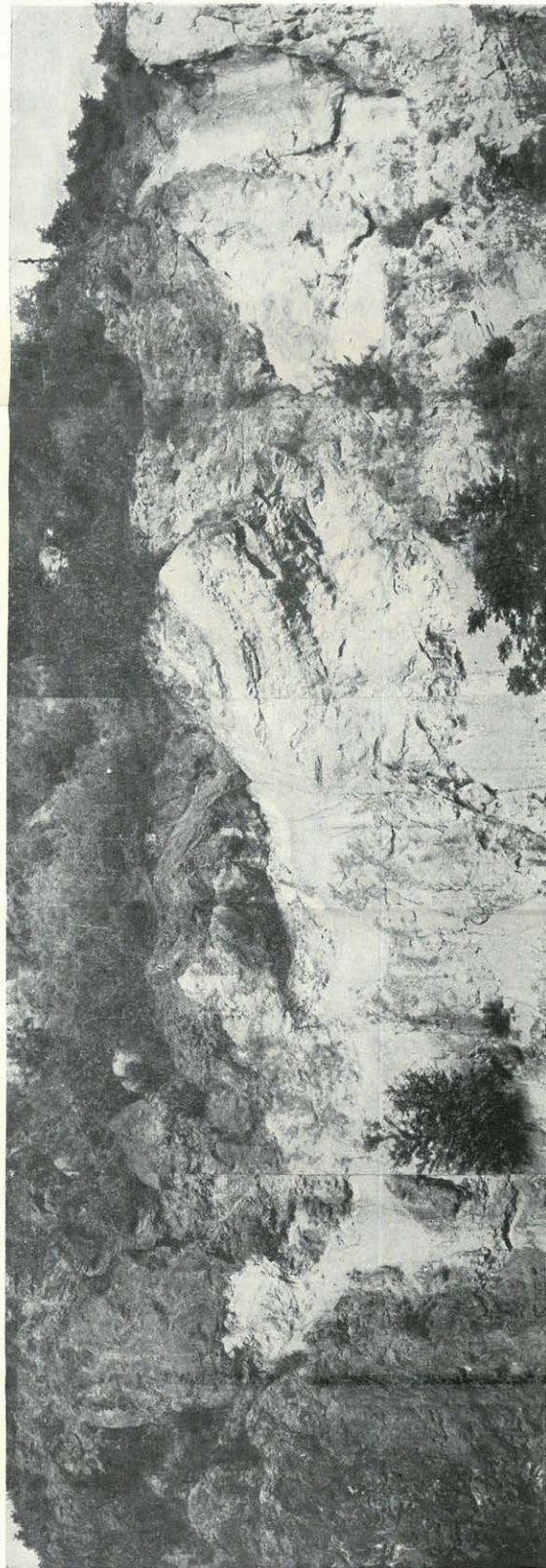
4. ábra. Vörösesíkos kampili agyagmárga-összlet felett összetört barnavasérc pikkely. Márga emelkedő mozgása. — Buda, felső-szint. (Pietsch R. felv.)

Fig. 4. Écaille de minerai à limonite, cassée, chevauchant sur l'ensemble de marne campilienne à raies rouges. Mouvement éjectif de la marne. — Buda, horizon supérieur. (Photo R. Pietsch.)

ásvány DTA-vizsgálattal (FÖLDVÁRINÉ—KOBLENCZ V.) nem volt kimutatható (1. ábra. 7., 8.), így a képlékenység növelését az agyagtartalom ásványi átalakulásában meghatározni nem sikerült.

A rétegesoportból ősmaradvány eddig nem került elő. Rétegtani helyzetét kőzettani alkata és a szeizi vörösesíkos márgával és homokkővel való, feltehetően üledékes érintkezést jelölő, fokozatos átmenetei igazolják.

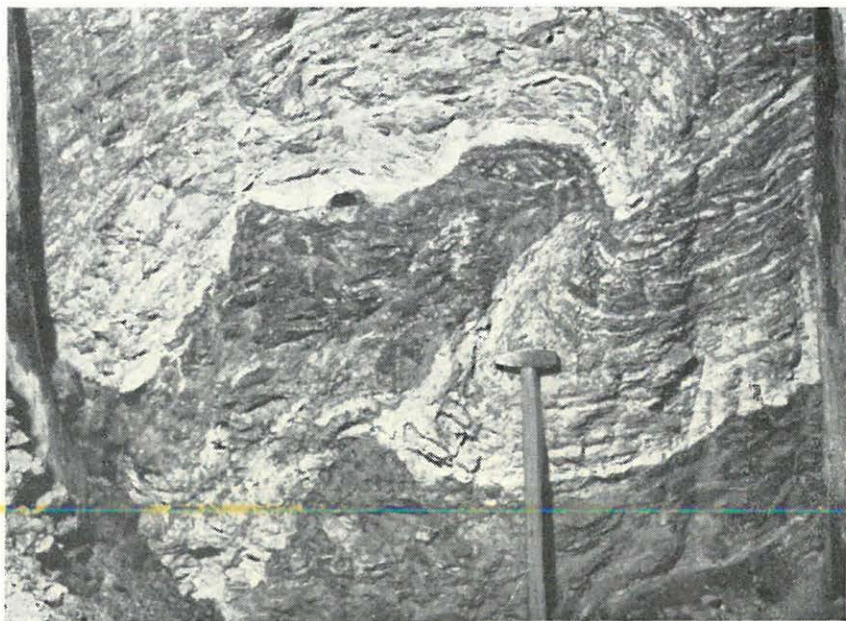
b) Szürke mészmárga-, lemezes mészkőcsoport. A szürke mészmárga-mészkőcsoport elég határozottan, élesen válik el a kékesszürke, vöröscsíkos márgától (6. ábra). Olyan helyeken, ahol a két csoport egymással nem



5. ábra. Vasas alsó-amizsai dolomitpikkelyek közé esződött, gyűredezett kampili agyagmárga a ritteg közöttömregek részbe nyomul be. Vízszintes eltolódás függőleges eszűszi felületei (jobboldal). — Vilmosi Csángyal. (Pétsch R. fév.)

Fig. 5. Marnes argileuses empilteunes plissonnées, pincées entre les écaillies de dolomite anisotenne inférieure versifère, pincées dans les fissures des masses dolomitiques. Plans perpendiculaires de glissement des dislocations horizontales (à droite). Grand mur de Vilmos. (Photo R. Pétsch.)

tektonikusan érintkeznek, az üledék anyaga és színe átmenet nélkül vált át, így az üledékképződés körülményeinek *ugrásszerű megváltozását* bizonyítja. Olyan vastagságú összefüggő kampili rétegsor a Rudabányai vasércvonalon sehol sem ismert, melyből el tudnánk dönteni, hogy a kampili üledékképződés során valóban csak egyszer következett-e be ez a változás s megismétlődései mindenütt tektonikus okokra vezethetők-e vissza.

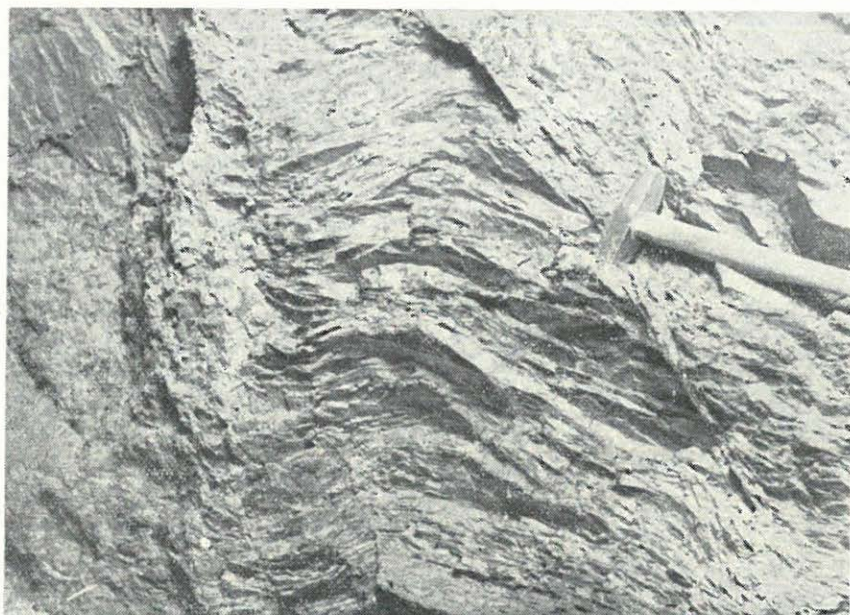


6. ábra. Gyűrűt, pikkelyezett kampili agyagmárga. Vörösésű és szürke összlet éles határa. — XIII. felvonó.

Fig. 6. *Marne argileuse campilienne, plissée, écaillée. Limite nette entre les ensembles de marne calcareuse grise et à raies rouges. — Ascenseur N° XIII.*

A csoport közettani jellege mindenesetre arra utal, hogy egyszeri gyökeres vagy többszöri ismétlődéssel, visszaütéssel kapcsolatos változás folytán az üledékgyűjtő közvetlen szárazföldi anyagutánpótlása elzáródott vagy lényegesen lecsökkent. A durvább törmelékmentes üledék lassúbb felhalmozódása rossz szellőzött vizű tengermedencében rothadó szerves anyag fokozódó felszaporodása közben ment végbe. A csoport uralkodó sötét-szürke, feketés színét szerves anyag okozza, mely helyenként csúszási lapokon grafitos csillogást is kaphat. Szapropéles környezetről az agyagosabb rétegtagok iszapolási maradékában mindig fellelhető apró piritkonkréciók tanúskodnak. A csoport kéntartalma is ennek megfelelően számottevő, az előbbi csoporténak mintegy nyolcszorosa (428. old. 1—4. elemzés). A piritanyag oxidációja bányafeltárásokban az üledékanyagba ágyazott, vagy annak felületén fennőtt gipszkristályok képződéséhez, a felszínen pedig egységes sárgás-vasas színeződés kialakulásához vezetett.

A csoportra a márgás (v. ö. 3. sz. elemzés 428. old.) és meszes rétegek sokszoros, vékonyleveles, lemezes, olykor táblás váltakozása jellemző (7., 54. ábra). DTA vizsgálat e csoport márgatagjaiban sem mutatott ki agyagásványt (1. ábra 9.). A csoport mélyebb helyzetű tagjaiban — különösen a rudabányai bányászattól DNy-ra lemélyített mélyfúrások tanúsága szerint — meszes kötőanyagú, finomszemű, egyenletes szemnagyságú ho-



7. ábra. Kampili márga és lemezes mészkőösszet. — Bruimann, régi kutatótáró.

Fig. 7. Ensemble de marne campilienne et calcaire lamellaire. — Bruimann, ancienne galerie de prospection.

mokkó is van. Bár nagyobb összefüggő rétegsorokon az üledékképződés során beálló változásokat nyomonkövetni nem volt lehetséges, általában az állapítható meg, hogy az üledékképződés felfelé haladva bár többszöri visszaeséssel, úgy változik meg, hogy a vegyi üledék előtérbe jutásával a finom törmelék nagyobb mennyiségben tartalmazó üledék mindjobban háttérbe szorul. Ezzel együtt egyre csekélyebb vastagságú és ritkább márgabetelepülések választják el egymástól.

A rétegcsoport mészmárga tagjainak karbonátos összetevője mindig számottevő mennyiségben tartalmaz dolomitot (CaO: MgO arány 1,6 felett). A csoport tagjai csaknem mindig tartalmaznak szabad kovasavat s ennek megfelelően agyagtartalmuk igen csekély. Vastartalom főként FeCO_3 alakjában jelenik meg, s a triász üledékek átlagos Fe-tartalmát meghaladja.

A mészkőtagokban a CaO: MgO arány a Ca javára tolódik el s a savban oldhatatlan szennyezés mennyisége lényegesen csökken.

Korát a Rudabányai hegység különböző részein PÁLFY által gyűjtött és meghatározott (1924) ősmaradványok igazolják: *Turbo rectecoslatus* HAUER, *Natiria costata* MÜNST., *Gervilleia polyodonta* CREDN. var. *palaeotriadica* FRECH (?), *Pseudomonotis hinnitidea* BITTN.

c) *Lemezes mészkő- és dolomitsoport.* A szürke mészmárga lemezes mészkőcsoportból fokozatosan, a márgaanyag mennyiségének további csökkenésével fejlődik ki. A hegységben természetes feltárások hiányában az előbbi csoporttól való elkülönítése általában nem lehetséges, csak a vasércbányaműveléssel és kutatással kapcsolatos mesterséges feltárások tették lehetővé pontosabb elhatárolását.

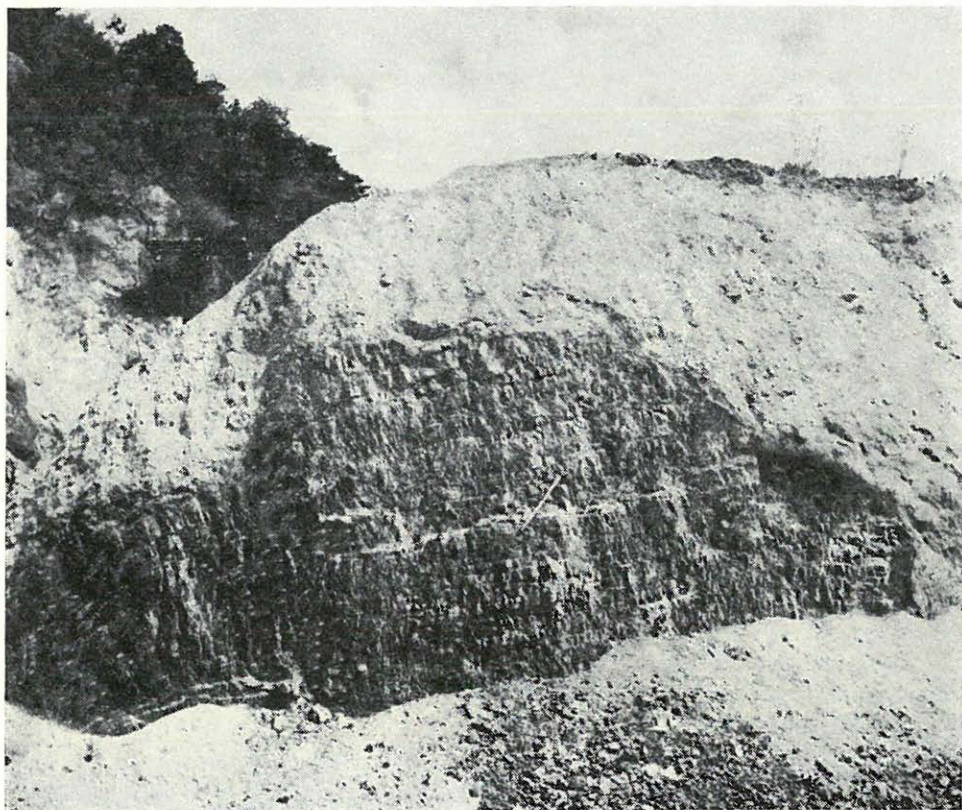
A csoport főtömege 2—5 cm vastagságú lemezes mészkő-dolomit (v. ö. 4. sz. elemzés 428. old.) elenyésző mennyiségű mészmárga közbe településsel (48. ábra). A csoport magasabb tagjaiban egyre jelentősebb szerephez jut a *dolomit*, amely *lemezes* kifejlődésével többé-kevésbé eltér a guttensteini dolomittól. A kampili és anizusi emelet üledékei között Rudabánya mélyszínti feltárásaiban is jól észlelhető fokozatos üledékes átmenet van, ami a mészkőanyag háttérbe szorulásával és a lemezes szerkezetből *pados-breccás*ba változásban nyilvánul.

A rudabányai metasomatikus ércesedés éppen a kampili-anizusi emeletek átmenetének megfelelő üledékek pikkelyeire terjed ki. A bányászat is ezeket a felső-kampili—alsó-anizusi képződményeket tárta fel legnagyobb kiterjedésben. Az emelethatár az erősen összetört, részlegesen vagy teljesen metasomatizált, átkristályosodott kőzetanyagon nehezen vonható meg. Több feltárás arról tanúskodik, hogy az összefüggő kampili-anizusi kőzettömegben a *metaszomatózis erőssége a breccás (anizusi) dolomitból a lemezes-meszes (kampili) dolomit felé* haladva *fokozatosan csökken*.

Az érces és meddő, karbonátos anyagú pikkelyeket a bányafeltárások külszíni térképezésénél (1948, 1952/a; BALOGH—PANTÓ, 1952), PÁLFY (1924) és VENDEL (1938) véleményével ellentétben *anizusinak* tekintették. Azóta felismertük az ércetek anyagában a kampili mészkő-dolomit rétegcsoportot is, azonban ennek különválasztása külszíni térképezésnél igen nehezen oldható meg. A vágatszelvezésnél igyekeztünk a meddő anizusi dolomit és kampili lemezes mészkő-dolomit különválasztását elvégezni, azonban a képződmények ércesedett részein ez nem oldható meg egyértelműen. Szöveti és szerkezeti jellegek alapján a vasérces képződmény főtömegét az anizusi emelet üledékeiből származtatjuk. A benne képviselt, alárendeltebb mennyiségű metasomatizált kampili üledékanyag eddigi vizsgálataink alapján nem volt különválasztható. Többféle vizsgálati módszer összekapcsolásától (mikromineralógia, szövet-sorozatvizsgálatok, Cameghatározások, DTA) remélhető esetleg a kampili mészkő-dolomitból, illetve guttensteini dolomitból származó páttestek különválasztása. Egyedül az átöröklött vékonyréteges szerkezet alapján (24. ábra) jelölhetők ki nagyjából azok a bányarészek (pl. X-es D-i), ahol a pátvasércetek felépítésében a kampili mészkő-dolomitösszletnek jelentősebb szerepe lehet.

3. ALSÓ-ANIZUSI DOLOMIT ÉS MÉSZKŐ

A Rudabányai vasérvonulat legelterjedtebb térszinformáló, egységes kifejlődésű képződménye az alsó-anizusi dolomit és mészkő, melynek vastagságát legalább 200 m-re tehetjük. A jellegzetes kifejlődésű anizusi



8. ábra. Összetöredezett vékonypados alsó-anizusi dolomit kampili márgába gyűrődött pikkelye. — Vilmos bányarész. (Pietsch R. felv.)

Fig. 8. Écaille de dolomie de Guttenstein à banc mince, fracturée, pètrie dans la marne campilienne. — Champ de mine Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

üledékösszletben csak a Bódvaszorostól É-ra eső hegység részben találunk mészkövet, a D-i részen egységes dolomitkifejlődéssel találkozunk. Az egész képződmény sötétszürke, feketés, szabálytalan kalciterekkel átjárt, vastagpados. Sötét színét bitumenes szennyezés okozza. A mészkő általában feketésebb, a dolomit világosabb szürke színű. A dolomit helyenként, különösen a rudabányai bányászati területén átkristályosodott, durvább szemcséjű.

Bár az alsó-anizusi dolomit és mészkő eloszlásában bizonyos szabályszerűség ismerhető fel, nem látszik indokoltnak az ércképződéssel kapcsolat-

ban álló regionális Mg-metaszomatózist feltételeznünk. Kétségtelen, hogy a dolomit többnyire kristályosabb szövetű a mészkőnél, azonban megjelenése vagy akár szemcsézettsége is olyan nagy területeken egyöntetű, hogy létrejöttében közettéválás utáni metasztatikus hatást keresni nem indokolt. Vegyi összetételét a 428. old. 1., 2., 3. elemzése jellemzik. Az alsó-anizusi dolomit és mészkő egymás melletti, vagy akár a dolomit bizonyos



9. ábra. Felmorzolt alsó-anizusi dolomit. — Andrassy I. külfejtés.

Fig. 9. Dolomie de Guttenstein broyée — Exploitation à ciel ouvert Andrassy I.

területén kizárólagos fellépte nem függ össze olyan módon a szerkezettel, hogy metasztatikus eredetére következtethetnénk.

A rudabányai bányafeltárások alsó-anizusi dolomitjánál ki kell emelnünk annak rendkívül *töredezett, felmorzolt, breccsás szerkezetét*. Szabálytalan töredezettség (8. ábra), s a repedéseknek kalcittal, illetve fehér kristályos dolomitanyaggal való utólagos kitöltődése (laterálszekrécio) az egész hegység alsó-anizusi képződményére jellemző. Rudabányán azonban a jóval erősebb szerkezeti igénybevételnek megfelelően a képződmény egész tömegét rejtett repedések hálózák át, melyek szerint a kőzet ráütésre legtöbbször murvává hull szét.

A bányafeltárásokban igen gyakori a felmorzolt dolomit is (9. ábra), melynél a finomra őrlött kőzetanyag képezi a dolomitbreccsa kötőanyagát. A képződmény ridegsége folytán igénybevételnek erősebben kitett szakaszon a dolomit *milonilszerűen* teljesen fel is őrlődött (II. tábla 4.).

Az alsó-anizusi dolomitból és mészkőből a Rudabányai hegység területén meghatározható ősmaradvány nem került elő. Rétegtani hely-

zetét csupán rendkívül állandó és jellegzetes közettani kifejlődése igazolja. A rétegsor finomabb tagolására mesterséges feltárásokban sem kerülhetett sor. Rudabányán maximálisan 40—50 m vastagságú pikkelyei általában minden oldalról alsó-triász képződményekbe ágyazva jelennek meg (5. és 45. ábra), így a rétegtani sorrend közvetlenül nem figyelhető meg. Egy-két helyen találunk fokozatos átmenetet a kampili és anizusi üledékek között, ez azonban részletesebb szintezést nem tett lehetővé.

Az igen általánosan összetört, repedezett, breccsás szerkezetű alsó-anizusi dolomit a hegység valamennyi triász képződménye közül *legalkalmasabb volt metasomatózisra*. A vasércvonalat mentén az alsó-anizusi dolomit jelentős tömegét a metasomatikus ércképződés pátvasércé alakította át. Az ércesedés fokozatainak megfelelően a jelentéktelen vastartalmú «vasas» dolomittól ankeriten át a pátvasércig mindenféle átmenetet megtalálunk. A metasomatózis «feltermékein» jól megfigyelhető, hogy az anyagkicserélés repedések mentén haladt előre s breccsás vagy felőrölt dolomitfajtáknál elsősorban a kötőanyagon érvényesült, míg a breccsa-szemek csaknem érintetlenek maradtak. A Rudabányai vasércvonalat eldarabolt metasomatikus érctesteit (52. ábra) — kiindulási anyaguknak az eredeti rétegsorban elfoglalt helyzete alapján — rétegtanilag az anizusi emeletbe soroljuk.

A metasomatikus anyagkicserélésen kívül a hidrotermális hatás a dolomit többféle átalakításában, elbontásában vagy részleges feloldásában is érvényesült. A metasomatikus érctelepek környezetében, de attól távol elkülönülve a hegység számos pontján (Telekesi kápolna, bódvárakói Nagyoldal) találunk sejtesen kilúgzott, földessé változott, vagy porló dolomitömegeket. Ezek keletkezésében a metasomatózist előidéző hidrotermális működés távolabbi kihatásait vagy utóhatásait gyaníthatjuk. A hidrotermálisan bontott dolomitfajták megjelenésében a szerkezeti meghatározottságlegtöbbször mesterséges feltárások nélkül is nyilvánvaló.

A dolomitnak a metasomatózist követő termális hatásokra kialakult változatos átalakulási vagy elbontási termékeiben a rudabányai ércestek környezete különösen gazdag. A metasomatikus ércesedés szegélyén, vagy a hévforrásokat vezető hasadékrendszer (31. ábra) környezetében szinte felismerhetetlenségig elváltozott, porló vagy kicserélt anyagú dolomitfajtákat találunk. Ezek részletesebb ismertetésére a metasomatikus ércképződés kísérő jelenségeinek leírásával kapcsolatban még visszatérünk.

Az alsó-anizusi dolomit vegyi összetételét illetően a rudabányai bányászat területéről és a hegység több pontjáról vett minták vegyi elemzése alapján (428. old. 1., 2., 3.) a következőket állapíthatjuk meg: $\text{CaO} : \text{MgO}$ arány a rendes dolomitösszetételt sohasem éri el, átlagos 1,85 arányszáma a Ca jelentős túlsúlyát tükrözi. SiO_2 , Al_2O_3 és FeO-tartalma általában jelentéktelen, azonban milonitszerűen őrlött szakaszokon — bizonyára agyagos képződménnyel való mechanikai keveredés folytán — 30%-on túl is emelkedhet. Az alsó-anizusi mészkő vegyileg meglehetősen tisztának mondható, elenyésző mennyiségű MgO-tartalommal.

4. KÖZÉPSŐ- ÉS FELSŐ-ANIZUSI VILÁGOS (WETTERSTEINI) MÉSZKŐ ÉS CUKORSZÖVETŰ DOLOMIT

A wettersteini kifejlődésű, tömött, világos mészkő (64. ábra) és cukorszövetű dolomit képviseli a Rudabányai vasércvonulatban az anizusi emelet középső és felső részét. Vastagsága kb. 300 m-re tehető, tehát valószínűleg meghaladja az alsó-anizusi dolomitét. Felszíni elterjedése a vasércvonulat mentén az előbbi mögött marad. Valóban nagyszabású, térszinformáló, összefüggő tömegei a szomszédos Gömör-Tornai Karszt területén jelennek meg (BALOGH, 1948, 1953). Nagyobb szerkezeti mélységre hatoló kutatófúrásaink adatai szerint (Rudabánya 380, Perkupa 14. sz. fúrások) igen jelentős vastagságú összletét várhatjuk a vasércvonulat alsó-triász képződményei alatt, tektonikus helyzetben.

A tömeges mészkő és cukorszövetű dolomit a hegység D-i részén (Bódvaszorostól D-re) a térképezésnél különválasztható foltokban jelenik meg, az É-i részen azonban a dolomit csak apró lencséket alkot a mészkő tömegében. A Szendrőtől ÉNy-ra emelkedő Kollát-vonulatban a cukorszövetű dolomit átmeneti tagként jelenik meg az alsó-anizusi dolomit és wettersteini mészkő között.

A wettersteini mészkő, mely legtöbb feltárásban a cukorszövetű dolomit fedőjében jelenik meg, általában tömött, padozatlan, kalciterekkel átjárt. A képződmény közettani kifejlődése az egész hegységben meg lehetőségen egyöntetű. Világosszürke vagy fehéres, szilánkos-kagylós törésű, tömött mészkőanyag a legelterjedtebb, melyet sötétszürke, szabálytalan erezés jár át. Néhol vöröses vagy sárgás színeződés lép fel, gyakran brecses szerkezettel karöltve. Rétegzés vagy padozottság nyoma a wettersteini mészkőben és a cukorszövetű dolomitban egyaránt hiányzik. Az üledékképződés körülményeit megvilágító szerkezeti formát a képződményben megfigyelni nem sikerült.

A wettersteini mészkő középső-, felső-anizusi korát a PÁLFY által gyűjtött és leírt (1924) *Brachiopoda*-fauna: *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* DUNK., *Sp. (M.) köveskálliensis* (SUSS) BÖCKH, *Sp. (M.) fragilis* BITTN. (?), *Rhynchonella protractrifrons* BITTN., *Rh. ottomana* BITTN., *Rh. attilina* BITTN., *Rh. trinodosi* BITTN., *Rh. aff. pretiosa* BÖCKH, *Spirigera* sp., *Waldheimia (Aulacothyris) angusta* SCHLOTH., valamint a *Physoporella pauciflora* GÜMB. és változatai (var. *simplex* PIA, var. *undulata* PIA), *Diplopora hexaster* PIA és *Oligoporella pilosa* PIA, és változata (var. *inulsannulata* PIA) BALOGH K. által meghatározott mészalgák (1953) igazolják. A mészkő, sőt a dolomit is, egyes helyeken *Krinoidea* nyéltagok (*Pentacrinus* és *Isocrinus*) tömegét tartalmazza (BALOGH-PANTÓ, 1952). A brachiopodás és krinoideás, illetve a mészalgás kifejlődések egymást helyettesítik.

A mészkő vegyileg igen tisztának mondható. MgO-tartalma az 1%-ot alig éri el, sósavban oldhatatlan alkatrészeinek mennyisége ritkán lépi túl az 1%-ot, egészen kivételesen a 2%-ot.

Sziderites metasomatózis a wettersteini mészkövet vagy cukorszövetű dolomitot sem Rudabányán (IV. mell.), sem Upponyban (XIII.

mell.) vagy Martonyiban (XII. mell., 60. ábra) nem érte. Az érctelepek mindegyikénél *a vasérces összetétel fedőjében vagy kíséretében különálló szerkezeti egységként jelenik meg.* Az Osztramos vasoxidos ércesedése (XIV. mell., 64. ábra) — mely a tömeges mészkőben játszódott le — nem kizárólag és nem jellegzetesen metasomatikus. Részletesebb tárgyalására a későbbiekben térünk vissza.

5. LADINI AGYAGPALA, MÁRGA, SZARUKÖVES MÉSzkŐ

A Rudabányai hegység triász rétegsorában sehol sem találkozunk olyan szélsőségesen és szabálytalanul *változó fáciesviszonyokkal*, mint a ladini emelet képződményeinél. Az üledékképződés változékonysága a homokkőtől agyaggalán, márgafajtákon (1. ábra 6., 60. ábra), kovapalán át, szaruköves és szarukőmentes lemezes és tömeges mészkőig oly nagy, az összefüggő rétegsorok felépítése annyira sokszínű, hogy a képződmény egészében nem is tűnik egyetlen üledékképző szakasz termékének. Zavart szerkezete folytán vastagságát is nehéz megadni. Az üledékképződés változatosága nemcsak függőleges irányban érvényesül, de szomszédos területek rétegsorainak gyökeres eltérése az üledékfelhalmozódás *vízszintesen is erősen tagolt* voltára utal. Egymást helyettesítő fácieseknek megfelelően a rétegsor eredeti összvastagsága területrészenként is igen különböző lehetett. A teljes képződményvastagság hozzávetőleg 300—400 m.

A Rudabányai hegységben a változatos kifejlődésű ladini képződmény a felszínen legjobban a Telekesvölgy ÉNy-i mellékvölgyeiben figyelhető meg. Ezeknél sokkal változatosabb feltárást nyújtottak a rudabányai bányászat ÉNy-i határán lemélyített fúrások (PANTÓ, 1955). A rétegsorra az üledékképződés finomszakaszos, látszólag uralkodó törvényszerűség nélküli, sokszoros váltakozása jellemző. Az eddig részletesebben tanulmányozott — minden bizonnyal csonka — rétegsorokból sem az egyes kőzetfajták váltakozási rendjében, sem a szakaszok méreteiben vagy méretarányában az üledékképződés feltételeinek szabályszerű, egyirányú változását megállapítani nem sikerült. A tagolt üledékgyűjtő területi *ki egyensúlyozatlansága, változékonysága* sokkal nagyobb fokú annál, hogysen néhány szelvény egyszerű összevetéséből alapvető jellegei megállapíthatók lennének.

A rétegsorban a világossárgás és szürke mészkő vörössel, ibolyással, zöldessel vagy sötétszürkével, a tömött, kagylóstörésű durvakristályossal, lemezes a tömeggel szeszélyesen váltakozik. Változatos színű szarukő bármelyik típusban különböző arányban léphet fel. A rétegsor mészkőtagjai közé változó vastagságban iktatódnak márga-, kovapala- vagy agyagpala rétegek, melyek kőzettani jellege és színe (sárga, vöröses, zöldes, szürke vagy fekete) a mészkőhöz hasonlóan szélsőségesen és szabálytalanul változik. A márga és kovapala a rétegsor kisebb-nagyobb szakaszain uralkodóvá válhatik. Az agyagpalás kifejlődés nagy összefüggő elterjedése alapján feltehetjük, hogy a rétegsor nagyobbik felét is elfoglalhatja.

A ladini rétegsor ősmaradványokban rendkívül szegény. BALOGH K.

telekesoldali perdöntő *Daonella*-leletén kívül (BALOGH—PANTÓ, 1952) a rudabányai 382. sz. fúrás fekete agyagpalájában mutatkoztak *Halobia*-lenyomatok és *Krinoidea*-maradványok. Ezek pontosabb meghatározására eddig nem került sor. Tömeges mészkő kifejlődéséből BALOGH K. (1953) alábbi mészalgafajokat határozta meg: *Teutloporella herculea* STOPP., *T. nodosa* PIA, *Diplopora annulata* SCHAFFH., *Oligoporella* (?) *duplicata* PIA.

A ladini emelet képződményeinek változatossága megnehezítette a régebbi térképezők (PÁLFY, 1924; VENDEL, 1937—38) helyzetfelismerését s a ladini emelet egyes fácieseit a karbonba, másokat a szeizi és kam-pili emeletbe sorolták be. Ezáltal a ladini emelet jellemzése és elterjedésének kijelölése tévessé vált, az idegen tagok besorolása viszont a paleozó-i és verfeni képződmények egységét bontotta meg. A sok zavart okozó rétegtani tévedések felszámolását BALOGH K. 1949. évi térképezési vizsgálata indította meg (BALOGH—PANTÓ, 1952). Ezáltal tisztázódott, hogy a változatos kifejlődésű üledéksor egyetlen emeletbe tartozik és a különböző mészkő, kovapala, agyagpala, márga kifejlődések a hegységben változó arányban helyettesíthetik egymást.

A rudabányai ladini kifejlődés fokozatokban tér el a *bükkhegységitől* s az itt nyert rétegtani tapasztalatok ott is jól alkalmazhatók voltak (BALOGH, 1950, BALOGH—PANTÓ, 1953). Lényegesen eltérő a Rudabányai hegység ladini rétegösszlete a gömöri egységes réteges, vagy tömeges mészkő kifejlődéstől. Újabban *Szlovákiában* is megfigyelték a rudabányai típusú, változékony ladini kifejlődést Melliate (Melléte) közelében a Murány völgyében. Igen valószínű, hogy többé-kevésbé átalakult formában a rudabányai típusú, változékony ladini rétegsor a Szepes-Gö-möri Érchegység felépítésében az eddig felismertnél jóval nagyobb arányban (pl. dobsinai «föderata-sorozat» egy része) vesz részt. Félreismerését, különböző korokba (karbon, perm, triász, júra) sorolását (SCHÖNENBERG, 1946) ott is rendkívüli változékonysága okozta. Erre a kifejlődésre nem alkalmazható egyik alpi faciéstípus sem. A rétegsor több helyen szűk határok között, vegyesen tünteti fel a reiflingi, partnachi, schreyeralmi, sőt wettersteini kifejlődések jellegét.

B) Harmad-negyedkori fedőhegység

6. FELSŐ-EOCÉN ORTOFRAGMINÁS, ALVEOLINÁS MÉSzkŐ, HOMOK, KONGLOMERÁTUM

A rudabányai bányászattól DNy-ra telepített 390. sz. fúrás 101,3 m felső-pannóniai, majd 70,3 m ladini mészkő-palaösszlet alján 171,6 m mélységben felső-eocén képződményt ért el s azt 76,2 m fúrási, kb. 38 m valódi vastagságban harántolta. Alatta ismét ladini képződmény következett (PANTÓ, 1955).

A rétegsor agyag és homok, durvaszemű, meszes kötőanyagú konglomerátum és vastagpados zoogén mészkő váltakozásából áll. Bár a képződ-

mény tektonikusan erősen igénybevett és csúszási lapokkal átjárt, az egyes kőzetfajták fokozatos átmenetei és folyamatos üledékképződést bizonyító réteghatárai azt mutatják, hogy egykorú, összefüggő üledéksorral van dolgunk.

A zoogén mészkő csiszolataiban SIDÓ M. *Lithothamnium* és *Orthophragmina*-maradványokon kívül *Nummulina budensis* HANTK., *Asterigerina rotula* KAUFM. és *Alveolina elongata* D'ORB. fajokat határozott meg, számos más *Foraminifera*-genusz (*Rotalia*, *Textularia*, *Cibicides*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Gyroidina* stb.) jelenlétének megállapítása mellett. A rétegsor laza, homokos tagjainak iszapolási maradékából gazdag *Foraminifera*-fauna került elő: *Karreriella siphonella* (Rss.), *Eponides umbonatus* (Rss.), *Planulina costata* (HANTK.), *Pl. cf. ariminensis* (D'ORB.), *Nodosaria spinicosta* (D'ORB.), *N. latejugata* (GÜMB.), *N. crassa* (HANTK.), *Vulvulina capreolus* (D'ORB.), *V. pectinata* (HANTK.), *Margulinina fragaria* (GÜMB.), *M. behmi* (Rss.), *Clavulina communis* (D'ORB.), *Textularia carinata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *C. ungerianus* (D'ORB.), *Guttulina problema* (D'ORB.), *Lagena striata* (D'ORB.), *Uvigerina pygmaea* (D'ORB.), *U. farinosa* (HANTK.), *Bolivina punctata* (D'ORB.), *B. beyrichi* (Rss.), *Lingulina glabra* (HANTK.), *Sphaeroidina austriaca* (D'ORB.), *Spiroloculina* sp., *Orthophragmina* sp., *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Textularia sublabelliformis* (HANTK.), *Bulimina truncana* (GÜMB.), *Discorbis* sp., *Anomalina* sp., *Robulus limbosus* Rss., *R. inornatus* D'ORB., *R. cultratus* (MONTF.), *R. vortex* F. M. Ezek között már oligocénre utaló fajok jelenlétét sikerült megállapítania. A képződmény Szöts E. véleménye szerint teljes egészében a felső-eocén bartoni emeletébe tartozik.

A tektonikusan beékelt, bizonyosan eocén rétegsor megjelenése Rudabányán váratlan volt. Közélen e képződmény sehol sem ismeretes, legközelebbi jó feltárása Diósgyőr községben, a Kohászati Művek öntödei homokbányájában figyelhető meg. Felszíni megjelenéséről Imola és Trizs között (SCHRÉTER, 1935), valamint a Sajóvölgy szlovákiai szakaszáról van adatunk. PÁLFY M. (1924) térképezése óta ismeretes a rudabányai bányászat DK-i peremén (IX. felvonó gépház közelében) lithothamniumos mészkő felszíni előfordulása, mely SIDÓ M. mikrofauna vizsgálatai alapján valószínűleg ugyanehhez a rétegsoporthoz tartozik, azonban jellemző faunaelemek fellépésének hiányában azzal közvetlenül nem azonosítható. A felső-eocén É-borsodi megjelenésére vonatkozó két elszigetelt adat *ősföldrajzilag nem értékelhető* ki s tektonikus helyzete mellett is csak eróziós foszlánynak tekinthető.

7. RUPÉLI TUFACSIKOS AGYAG, AGYAGMÁRGA, HOMOKKŐ

A Rudabányai vasércvonulat mentén a rupéli képződmények felszíni előfordulását nem ismerjük. Itteni fellépésük egyedül mélyfúrásokban volt megállapítható.

Rudabánya község Ny-i végénél, a Gátrét felső sarkában 1948-ban

vizkutatás céljából lemélyített 214 m mély fúrás 88—214 m-es szakaszán harántolta a rupéli agyag-agyagmárga rétegcsoport felső részét. HEGEDŰS Gy. és SIDÓ M. mikropaleontológiai vizsgálatai szerint (1953) a rétegcsoport 175 m feletti része a rupéli emelet legfelső részébe, az az alatti 39 m fúrású vastagságú összlet a MAJZON-féle 1. sz. *Foraminifera*-szintbe sorolható.

Az upponyi vasérckutatás során lemélyített 8. és 9. sz. fúrás felpikelyeződött triász képződmény alatt 223, illetve 80,5 m vastagságban tárta fel a rupéli andezittufa-csikos agyag, agyagmárga, homokkő rétegösszlet mélyebb szintjeit. A képződmény MAJZON L. *Foraminifera*-vizsgálatai szerint a 8. sz. fúrás a legfelső rupéli rétegeket, a 9. sz. fúrás az 1. sz. *Foraminifera*-szintet harántolta (PANTÓ, 1955).

8. KATTI AGYAG, HOMOK, GLAUKONITOS HOMOKKŐ

A katti emelet jellegzetes homokos agyag üledékeit a Rudabányai vasércvonulathoz csatlakozó területek fedőképződményei között a felszínen is megtaláljuk. A rudabányai vasérctelep DNY-i csapásmenti folytatásában telepített 391. sz. fúrás 121 m vastag pannóniai üledék alatt 51 m fúrású, kb. 25 m valódi vastagságban harántolta a katti rétegsort (PANTÓ, 1955). A képződmény finomszemű glaukonitos homokkő és agyag, agyagmárga váltakozásából áll. A glaukonit nem egyenletes eloszlású, hanem helyenként foltokban, gyűrűkben dúsul fel. Rétegzés az összlet erős tektonikus átmozgatottsága ellenére többnyire felismerhető.

A képződmény *Foraminifera*-faunája SIDÓ M. meghatározása szerint emeletrenemjellemző oligocén alakokból (*Textularia carinata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *Cibicides* sp., *Robulus cultratus* (MONTF.), *R. inornatus* (D'ORB.), *Bulimina elongata* (D'ORB.), [*B. ovata* (D'ORB.)], *Rotalia beccarii* L., *Nonion commune* D'ORB., *Gümbelina* sp., *Fronicularia* sp., *Nonion* sp., *Discorbis* sp., *Polymorphina* sp.) áll. Az előkerült töredékes makrofaunában SCHRÉTER Z. egy új *Pecten* (*Chlamys*) sp.-t és egy *Meretrix* sp.-t ismert fel. Fentiek alapján, de főleg a kőzet jellegére támaszkodva a képződményt a katti emeletbe sorolta.

9. BURDIGÁLAI DURVA KONGLOMERÁTUM ÉS VÖRÖS AGYAG

A rudabányai Andrassy I. külfejtés peremén a földalatti fejtésektől 70 m-re telepített 377. sz. (IV. mell. 10.) fúrás 29,4 és 82,0 m között az ércesedett triász pikkelyeknek az ÉNY-i előtér harmadkori képződményeire való rátalolódása előtt durva, vörös agyag (1. ábra 5.) közbetelepüléseket tartalmazó konglomerátumot harántolt (PANTÓ, 1953). A képződmény jól azonosítható a hegység K-i pereméről, a rudabányai Kápolnahegytől a szuhogyi Nagyhegyen át a szendrői Kőkútig ismert konglomerátummal. Ez a vörös agyag-közbetelepülést mindig tartalmazó, nem szilárdan kötött konglomerátum főként osztályozatlan kavics-görgeteg anyagból

áll, de hatalmas tömbök sem ritkák benne. Kőzetanyaga uralkodóan karbon és triász mészkő közeli lepusztulásából származó törmelék.

A konglomerátum-vonulatot már PÁLFY (1924) kijelölte térképén és feltételesen az alsó-pannóniaiba sorolta. BALOGH K. mutatta ki térképezése (1948) során, hogy a konglomerátumvonulat ősföldrajzi helyzete folytán sem lehet a hegységbe mélyebben benyomuló pannóniai üledéksor alapképződménye s azt a mediterránba helyezte. (BALOGH—PANTÓ, 1952). A konglomerátum-vonulat kora tekintetében újabban SCHRÉTER Z. nyilvánított véleményt (1952), aki bányászati felvételei során Bánhorvátai környékén, főként a völgy baloldalán előforduló konglomerátumot, korábbi álláspontjával szemben, kivette az alsó-mediterránból és az Upponyi hegység DK-i szegélyét övező gozau-i-fáciesű szenon konglomerátummal azonosította. A konglomerátum idősebb korát a Rudabányai hegység DK-i peremén húzódó konglomerátum-vonulatra is kivetítette.

A szóbanforgó konglomerátum azonban anyagában, osztályozottságában, kötőanyagában és településmódjában jól megkülönböztethető a gozau-i-konglomerátumtól s említett jellegeiben sokkal inkább megegyezik a sajtóvölgyi barnakőszénmedence vörös agyagos, burdigálai konglomerátumaival. A rudabányai konglomerátum-vonulat összekötőtagként szerepel a bánhorvátitól a szlovákiai Somodiig követhető konglomerátum foltok vonulatában (Noszky, 1948), melyek azonos fáciest képviselnek.

Ugyanezt a képződményt tárták fel a vasérckutató tárók az Upponyi hegység ÉNy-i peremén húzódó rátolódási övben. A konglomerátum görgeteganyagát a rátolódás erősen *deformálta*, laposra *kihengerelte* (PANTÓ, 1954). A képződmény vörös agyag-közbetelepüléseiből, melyek a rátolódás közvetlen csúszási felületei voltak, ősnövénymaradványok kerültek elő. A levéllenymatok MOESSNÉ RÁSKY K. megállapítása szerint alsó-miocénra utalnak.

A közeli lepusztulásból származó osztályozatlan, durva, vörös agyag-közbetelepüléssel konglomerátum a Rudabányai vasércvonulat DK-i peremére transzgresszióval települ, az ÉNy-i előtérben pedig a triász, illetve karbon képződmények ÉNy-nak irányuló fiatal rátolódása alá csipődött be. Jól megkülönböztethető a továbbiakban külön tárgyalandó, ugyancsak burdigálai, parttól távolabbi konglomerátum-kifejlődéstől.

10. BURDIGÁLAI APRÓSZEMŰ, BARNAKŐSZÉNTÖRMELÉKES KONGLOMERÁTUM, HOMOKKŐ, HOMOKOS MÉSzkő

Rudabányán és Upponyban is a vasércvonulat ÉNy felé irányuló fiatal rátolódása távolabbi előtérben mélyfúrásokkal (381, 392. sz.) (IV. mell. 10—13.), illetve bányászati kutatással (uppony-zsinnyetetői kutatótáró) (XIII. mell.) a burdigálai konglomerátum az előbbi fejezetben tárgyalt durva konglomerátumtól elütő jellegű kifejlődését tártuk fel.

A rétegsor általában finomszemű konglomerátum és csillámos homokkő pados váltakozásából áll. Durvább konglomerátum mindössze egy-két vékonyabb közbetelepülésben jelenik meg. Anyaga főként jól gömbölyí-

tett apró kvarekavics, illetve durva homok. Általában távolabbi eredetű, jól osztályozott üledéknek tekinthető. Homokos vagy homokköves rétegeiben gyakori a széttöredezett barnakőszénecskék, vagy apróbb-nagyobb barnakőszénzárvány. A képződmény általában vékonypados, egyenetlen rétegű, kötőanyaga meszes. A kötőanyag mennyisége általában jelentős, a kőzetanyag 20—50%-a, fokozatos átmenetekkel a homokos mészkő felé.

A fűrőmagokból előkerült makrofaunát CSEPREGHY NÉ MEZNERICS I. vizsgálta meg. Az egyetlen, fajra meghatározható molluszkumhéj a *Pecten (Chlamys) varia* L. vagy *P. multistriata* POLI alakköréhez tartozik. Rosszmegtartású, töredékes *Anomia*, *Ostrea*, *Arca*, *Tapes* és *Corbula*-maradványokon kívül a *Turbinolia* genuszba tartozó korallak voltak kimutathatók. A lazább, homokos rétegek iszapoltató anyagából koptatott héjú oligocén *Foraminiferák* kerültek elő. A faunameghatározások és közettani jellegek alapján a képződmény burdigálainak tekinthető a Borsodi medence jellegzetes felső-burdigálai *pectenes* homokkő összetételével azonos.

11. TORTÓNAI TUFÁS AGYAGMÁRGA

Bár a Rudabányai vasércvonulathoz csatlakozó területek fedőképződményei között a tortónai riolittufás agyagmárga meglehetősen elterjedt, az ércelőfordulások közvetlen közelében eddig egyedül a rudabányai gátréti vízkutató fúrás mutatta ki. A fúrás 86—88 m-ig, mindössze 2 m vastagságban harántolta a tufás agyagmárgát, mely HEGEDŰS GY. és SIDÓ M. vizsgálatai szerint (1953) jellegzetes tortónai mikrofaunát tartalmaz.

12. TORTÓNAI—SZARMATA SZÜRKE AGYAG, MÁRGA, MÉSZKŐ, SZFEROSZIDERIT

A rudabányai külszíni bányaművelés és az ércesedett triász alaphegység eltakart felszínén folyó mélyművelési feltárások betekintést engedtek a vasércvonulat újharmadkori közvetlen fedőképződményeinek gazdag változatosságába. A harmadkor derekán már teljesen kialakult vasérces képződmény felszínén az újharmadkorban hosszabb szakaszokon át érvényesültek a szárazföldi fizikai és kémiai mállás tényezői, melyek az érctelepek közvetlen felszínén az ércképződés utóhatásaiként jelentkező termális működés átalakító és üledékképző tevékenységével sajátos módon fonódtak össze. Az érctelep csoport egykori felszínén a mállás, elbontás, áthalmozás és új kiválás termékeiből kialakult «ércfelszíni» képződmény nem egységes fedőréteg. A felszín egyenetlenségeinek, anyagi minőségének és üledékképző adottságainak megfelelően hol a szárazföldi *lepusztulás*, hol a törmelékes és vegyi *üledékképződés* jutott túlsúlyba. Az ércterület felszínén egymás mellett, egyidőben lejátszódó folyamatok a domborzat csaknem minden mélyedésében eltérő módon találkoztak s az ércfelszíni fedőképződmények változatos kifejlődéseit hozták létre.

A helyben történt üledékfelhalmozódás és vegyi, illetve törmelékes üledékképződés időben el nem választható, egymást helyettesítő termékeit uralkodó közettani jellegeik szerint választjuk két csoportra s tárgyaljuk egymástratelepülésük gyakoribb sorrendjében.

Az idegen anyagot alig tartalmazó *helyi*, fizikai és kémiai elbontásból, vegyi átalakulásból származó agyag- (1. ábra 2, 4), márga-, mészkő-összlet (51. ábra), melynek képződésidejét a földtani fejlődéstörténetben a tortónai és szarmata emelet táján (esetleg az alsó-pannoniai alemeletet is beleértve) jelölhetjük meg, az érces alaphegység mélyedéseibe maximálisan 10 m-t elérő, egyenlőtlen vastagsággal települ. Elhatárolása gyakran a triász képződmények felé is bizonytalan. A dolomit és barnavasérc mélyreható elváltozása, kioldódása gyakran elmosza a triász alaphegység és miocén üledékes fedőképződmények érintkezését. A márgás képződményeken ugyancsak nehezen dönthető el néhol, hogy tektonikusan morzsolódtak-e fel, vagy a kibúvás áthalmozott törmelékével állunk-e szemben. A képződmény általában rétegzettnek mondható, de települése sehol sem egyenletes, szinttartó. Az egymásra következő rétegekben a törmelékes és vegyi üledékanyag változó mennyiségben keveredik. A finomabb vagy durvább törmelékes üledék anyaga felismerhetően közvetlenül a verfeni és anizusi képződmények lepusztulásából származik. Benne a homokkő, márga, mészkő és dolomit törmelékdarabkái jól megfigyelhetők.

Jelentős mennyiségű a rétegsorban a vegyi üledékanyag is. Az üledékfelhalmozó, hévforrások vizével is keveredő csapadékvíz oldott anyaga a durvább törmelékszállítás szüneteiben édesvízi mészkő szerkezeti sajátosságait viselő mészkőrétegek alakjában halmozódott fel.

A laza, márgás üledéket átítató, karbonáttartalmú olatok sugargömbös kristályhalmazok alakjában hagyták vissza a törmelékanyagban mésztartalmukat.

Bár ércföldtani és ércásványtani vizsgálataink alapján biztosra vehetjük, hogy nemcsak az érces összlet meddő képződményei, de maguk az ércetek is felszínre kerültek, sőt a pátvasérc jelentős mélységig barnavasércé oxidálódott, *az ércfelszíni üledék törmelékes anyagában sem pátvasérc, sem barnavasérc törmelékét megtalálni nem sikerült.* Ez is bizonyítja, hogy az érctelep felszínén nem egyszerű atmoszferikus mállási folyamat zajlott le, hanem részben termális hatásokra bekövetkezett mélyreható átalakulás és anyagátrendezés. Az ércfelszíni képződmény vegyi üledékanyagában találjuk meg a pátvasércetek redukációs környezetben *kioldott*, vagy a barnavasércetek oldás közben *visszaredukált* alkatrészeit. Az oldott vasércanyag felhalmozódásának csaknem kizárólagos formája a *szferosziderit* (VII., VIII. tábla).

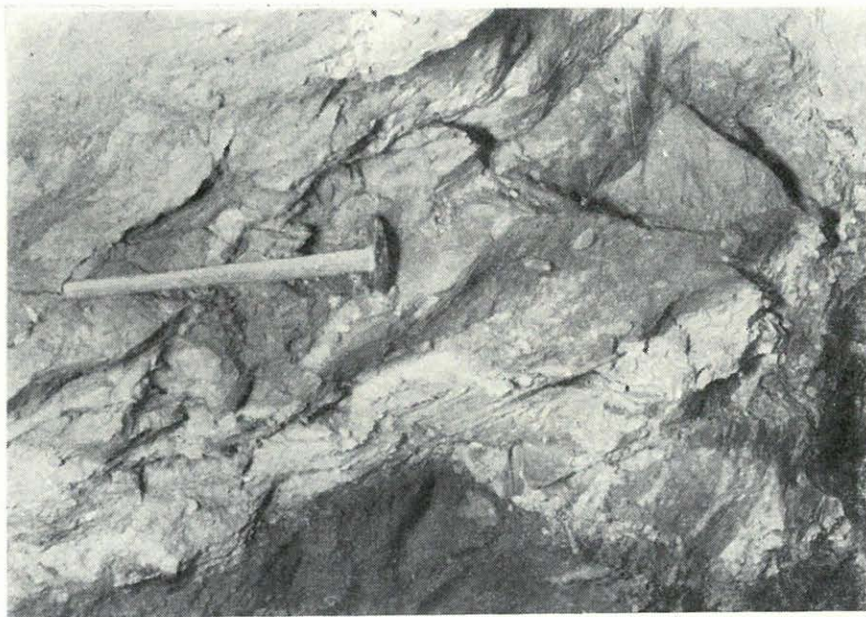
A szferosziderit, mint a metasomatikus vasércetek utólagos átalakulási terméke, földtanilag és gyakorlatilag jelentős tömegben keletkezett Rudabányán mind a pátvasérből, mind a barnavasérből. A helybenmaradt ércanyag szferoszideritesedése ugyancsak az ércképződés utóhatásaként jelentkező termális működésre vezethető vissza. Valószínű,

hogy az ércfelszíni képződmény vegyi üledékanyagában fellépő szferoszideritkiválások (2. ábra 2.) ennek a folyamatnak kísérő jelenségei, de a vasércanyag többször ismétlődő feldolgozása és áthalmazása folytán egyidejű képződésük közvetlenül nem bizonyítható.

Az ércfelszíni üledékben az általában szivacsos szerkezetű szferoszideritkiválások padok vagy konkréciók alakjában jelennek meg. A szferoszideritbe zárt finom törmelékanyagban kvarc és barit az uralkodó. Az érctelep réztartalmának kioldásából származó termérsz (VIII. tábla 3.), kuprit, malachit és azurit ugyancsak megjelenik a szferosziderites vagy meszes üledékkel kapcsolatban.

13. TORTÓNAI—SZARMATA VÖRÖS, SÁRGÁSBARNA AGYAG GÖRGETEGGEL

A vasérctelep felszínének az előbbi törmelékes és vegyi üledéket létrehozó termális működés hatókörén kívül eső részein, ahol egyedül a felszíni



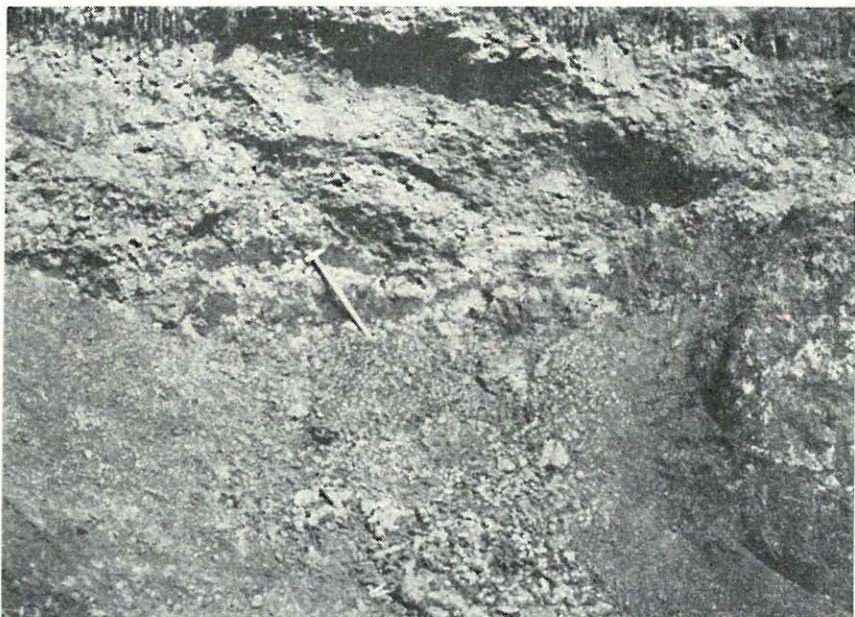
10. ábra. Barnavasércre települő miocén barna agyag világosszürke csikkal, szferosziderit gumókkal. X-es É, XIV. felvonó mellett.

Fig. 10. Argile brune miocène, gisant sur le minerai à limonite, à taches grises et noeuds de sphérosidérite. — Au N de X, près de l'ascenseur N° XIV.

fizikai és kémiai mállás tényezői érvényesültek, jellegzetes, *helybenmaradt* üledék alakult ki. Vastagsága az előbbi képződményhez hasonlóan az egykori ércfelszín mélyedéseiben nagyobb, 10 m-t elérő, kiemelkedésein gyakran hiányzik is. Anyaga vörös vagy sárgásbarna, rétegmentes agyag (1. ábra 3.), mely a barnavasérc apróbb törmelékét vagy helyenként durva görgetegét is igen változó eloszlásban tartalmazza (10. ábra).

A rudabányai bányásznevvel «löhús»-nak nevezett képződmény igen egyenlőtlen kifejlődésű, színe, zárványossága lépésről-lépésre változik. Az előbbieken tárgyalt képződménnyel több feltárásban váltakozva települ, bár uralkodóan annak fedőjét alkotja. Néhány helyen üledékes átmenetet is találunk a kétféle ércfelszíni képződmény között. Ez különösen a mélyművelésben szín alapján is feltűnő. A barna színű «löhús»-ban fehéres-szürkés foltok (11. ábra), zárványok jelennek meg, majd redukált vastartalmú közbetelepülések vezetnek át az előbbi törmelékes-vegyi üledéksorba. A barna agyagba zárt szürke foltok, csikok magjában gyakran szferosziderit-konkréciókat találunk.

Bár a helybenmaradt üledék és az érces összetétel anyagának lepusztulásából, áthalmazásából képződött törmelékes és vegyi üledék helyenként egymásba fonódik, fő elterjedési területeik a kialakító tényezők nagyjából



11. ábra. Miocén szárazföldi vörös agyag világosszürke (redukációs) foltokkal és csikokkal.
— Andrassy II. külfejtés.

Fig. 11. Argile rouge terrestre miocène à taches et bandes gris clair (à réduction) — Exploitation à ciel ouvert Andrassy II.

állandósult területi megosztásának megfelelően elhatárolódnak. A vasérctelep nagyarányú leműveltsége folytán éppen az ércesedés tengelyvonalában az ércfelszíni képződmények megosztását nem tudjuk rekonstruálni, de a művelés és feltárás alatt álló szárnyakon kijelölhetők a helybenmaradt (oxidált) vagy áthalmazott (redukált) közvetlen ércfedő neogén üledékekkel jellemezhető szakaszok.

14. FELSŐ-PANNÓNIAI SZFEROSZIDERITES KONKRÉCIÓSOR ÉS KONGLOMERÁTUM

A rudabányai bányafeltárások szerint a közvetlen ércfedő képződmények fölött a felső-pannóniai barnakőszéncsíkos agyag és homok rétegsor alján jól elkülönülő, 1—2 m vastag alapképződmény lép fel. Az alapképződmény anyaga általában az érctelep lepusztulásából származó vegyi üledék, leggyakrabban szferosziderit, melyhez változó mennyiségben sugaras-gömbös szerkezetű kalcit járul. A likacsos, sejtes szferosziderit alapanyag jelenlegi feltárásokban többnyire limonittá oxidálódott.

A szferosziderites alapanyagban zárványként vagy a likacsok kitöltéseként fehér, törmelékes kvarc jelenik meg. A képződményt gyakran kíséri barnakőszéncsík vagy szenesült ágmaradvány, mely redukáló hatásával az Fe- és Cu-szulfidok helyi felhalmozódását okozta. Helyenként malachit és cerusszit kiválását figyelhetjük meg.

A szferosziderites üledék gyakran nem összefüggő pad, hanem csak konkréciósor alakjában jelzi az alapképződmény lefutását. Ebből a szintből származtathatjuk a távolabbi környéken (Szuhogy, Ragály) is elterjedt, limonittá oxidált konkréciók helyi felszaporodását, melyekben a rudabányai vasérctelep kibúvásából származó vasanyag lepusztulásának és ismételt áthalmozásának útját kísérhetjük.

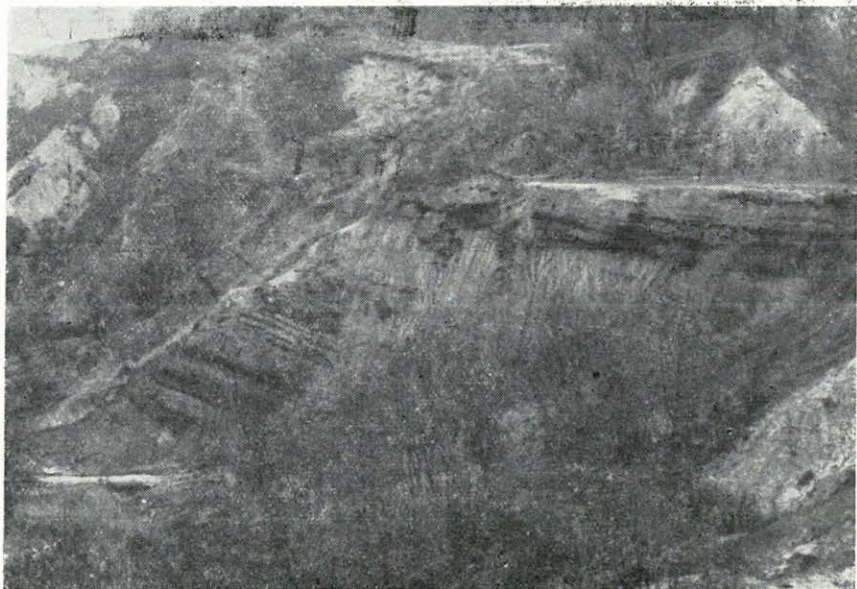
Ugyanebben a szintben, helyenként osztályozatlan, homokos alapanyagú, durva konglomerátumot találunk, nagy barnakőszén-zárványokkal. A képződmény legjobb feltárása a rudabányai mélyművelésben látható, a régi X-es felvonópálya mentén.

15. FELSŐ-PANNÓNIAI BARNAKŐSZÉNCSÍKOS HOMOK, AGYAG

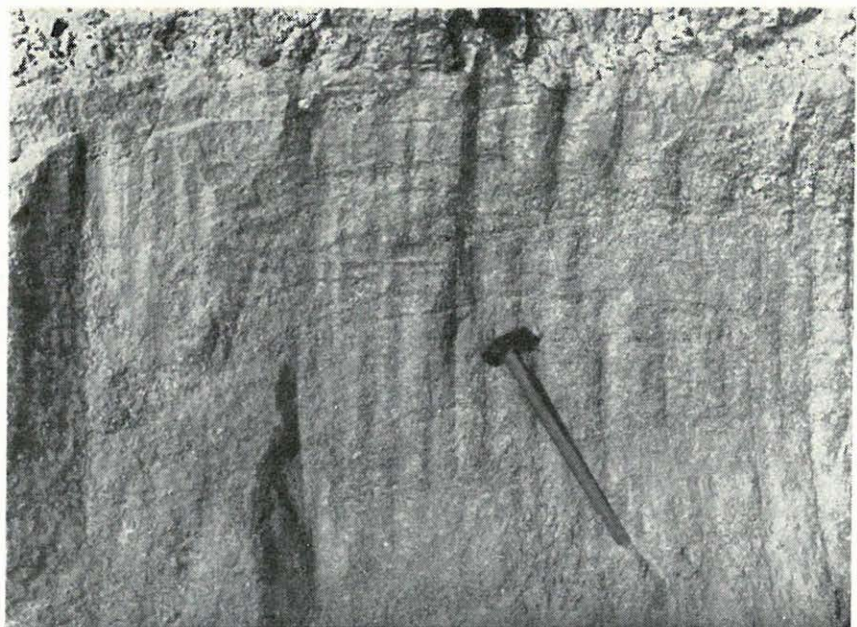
A Rudabányai vasércvonulat környékének uralkodó felszíni képződménye a felső-pannóniai barnakőszéncsíkos agyag, homok rétegsor. Igen jó feltárásai tanulmányozhatók a rudabányai külfejtésben ennek az ércesedett triász alaphegység mélyedéseibe települő, 30—40 m vastag — a bányászat területén kívül 250 m vastagságot is elérő — réteggösszletnek (12. ábra).

A rétegsor agyag- és homokrétegek váltakozásából áll. Alsóbb részén uralkodóbb a kékes- vagy zöldesszürke, zsiros tapintású agyag s a homokos közbetelepülések vékonyabbak. 1—2 m vastagságot is elérő, agyagos szennyezésű barnakőszéncsíkok és telepek is főként a rétegsor alsóbb részére szorítkoznak. A rétegsor felső részén a homokos, helyenként finomkavicsos, keresztrétegzett kifejlődés jut túlsúlyba (13. ábra). A képződmény általában egyenletes rétegzésű, a mélyedések alakjának megfelelően középen laposabb, szélén meredekebb dőlésű. Agyagos közbetelepülései révén csúszásra különösen hajlamos (14. ábra).

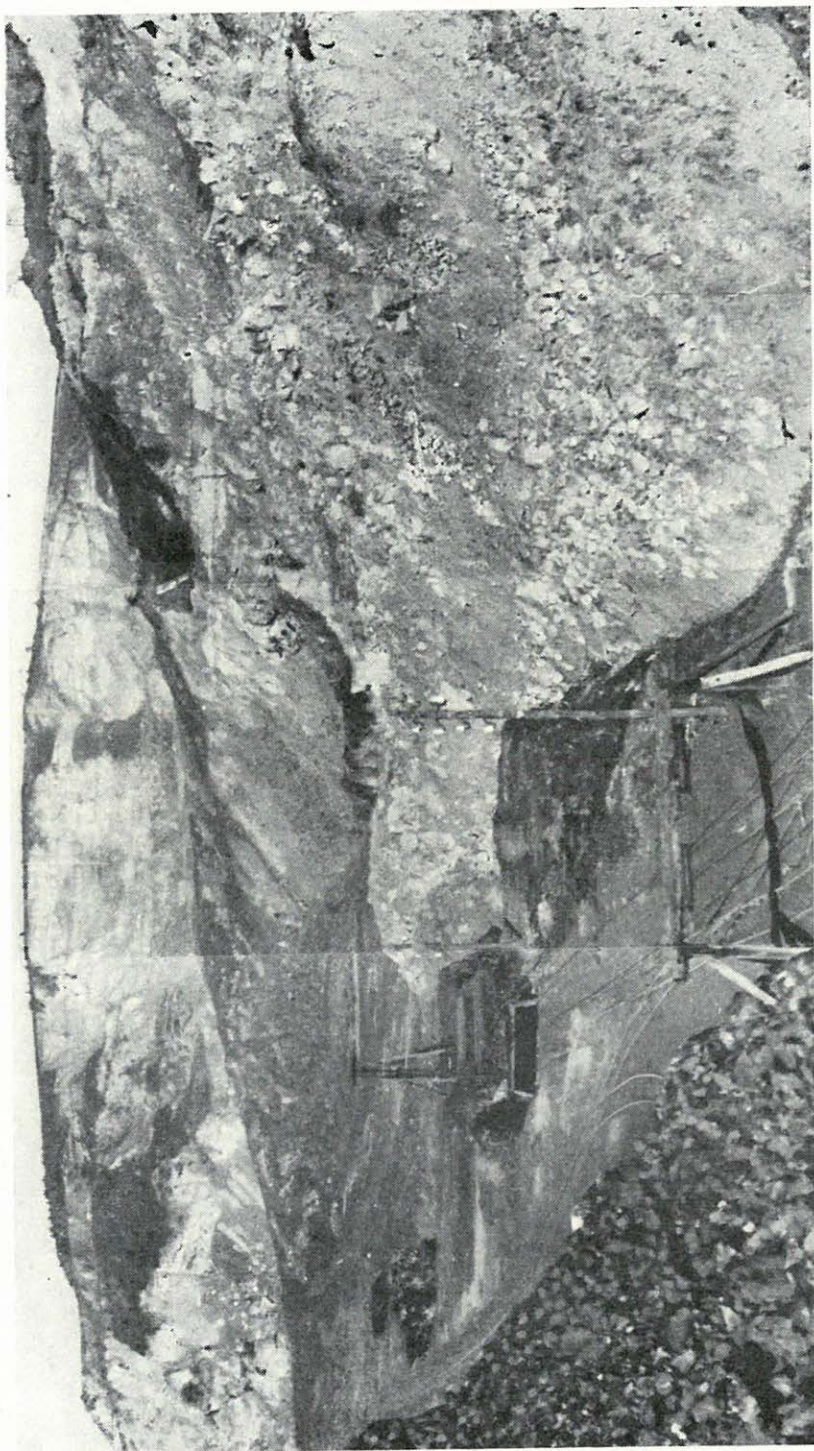
A rétegsor ősmaradványanyagának eddigi feldolgozása nem teszi lehetővé, hogy a rétegsort a felső-pannóniain belül részletesebben tagoljuk. A barnakőszéntelepekből előkerült gerinces maradványok KRETZOI M.



12. ábra. Barnakőszénésíkos felső-pannóniai agyag-homok rétegsor. — Vilmos, külfejtés.
 Fig. 12. Série pannonienne supérieure d'argile et sable, à raies de houille brune — Exploitation à ciel ouvert Vilmos.



13. ábra. Keresztrétegzett felső-pannóniai homok. — Andrásy I. külfejtés, Galyagos.
 Fig. 13. Sable pannonien supérieur à stratification oblique. — Exploitation à ciel ouverte Andrásy I., Galyagos.



14. ábra. Felső-pannoniai homok-agyagösszet esésása kifejlett barnavasére képződmény helyére. — Andrássy I. kifejtés, Galyagos.
Fig. 14. Glissement de l'ensemble à sable et argile pannoniens supérieurs à la place du minerai limonitique extrait. — Andrássy I., Galyagos.

meghatározása szerint *Gonphotherium longirostre* (KAUP.), *Hipparion primigenium* (MEYER), valamint *Testudo* sp., *Galerix* sp., *Rana* sp.

A képződmény molluszkum-faunája BARTHA F. meghatározása szerint:

I. Csökkent sósvízi alakok: *Valvata* sp., *Micromelania* sp., *Melanopsis sturi* FUCHS, *Congerina* sp.

II. Édesvízi, mocsári alakok: *Bithynia* sp., *Amnicola* sp., *Limnaea stagnalis* L., *Stagnicola palustris* (MÜLL.), *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis spirorbis* (L.), *Gyraulus* sp., *Segmentina lóczyi* LÖRENTH., *Unio* sp.

III. Szárazföldi alakok: *Carychium minimum* MÜLL., *Tacheocampylaea doederleini* BRUS.

Az őszállattani adatok, melyek egybehangzóan a pannóniai emelet felső részére utalnak, összhangban vannak a részletesen még be nem gyűjtött, gazdag ősnövénymaradványok ANDREÁNSZKY G. által megadott előzetes meghatározásával. *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER, *Ulmus* sp., mely minden valószínűség szerint egyik ma nálunk élő szilfával azonos, *Salix* cfr. *fragilis* L., *Salix* sp. épszélű, a mai *S. purpureához* áll közel, *Pterocarya denticulata* (O. WEB.) HEER, *Ficus tiliaefolia* (A. BR.) HEER, *Quercus drymeia* UNG. és *Alnus* cfr. *incana* L. A flóra az ugyancsak felső-pannóniai petőfibányai barnakőszéntelepes rétegsoréval nagyban egyező.

16. PLEISZTOCÉN VÖRÖS AGYAG, BARNAFÖLD

A terület felszíni képződménye a vörös agyag (1. ábra 1.) és barnaföld. Jelentősebb vastagságban a felszíni triász képződményeken található meg, gyakran közvetlenül az ércfelszíni helybenmaradt üledékre («lóhús») települ (30. ábra). Vastagsága helyenként a 2 m-t meghaladja. Benne az apró barnavasérc-görgeteg főleg a bányászat közelében elterjedt.

A Rudabányai vasércvonulat vörös agyagjának képződésidejét a tornaszentandrásai vasércbánya felső szintjein kialakított mészkőfejtőben, a wettersteini mészkő hasadékanak vörös agyag kitöltéséből gyűjtött csiga- és gerinces-maradványok alapján igyekszünk behatárolni. A csigák BARTHA F. meghatározása szerint: *Clausilia* sp. ind., *Helicigona lapicida* L. és *Fruiticicola fruticum* MÜLL., melyek a hasadékkitöltés keletkezését nagy valószínűséggel az alsó-pleisztocén mindeli szakaszára rögzítik. Az ugyaninnen gyűjtött *Diplopoda* maradvány mellett fellépő gerinces-fauna KRETZOI M. meghatározásában *Ophidia* indet., *Rhinolophus* cf. *hipposideros* (BECHSTEIN), *Myotis* sp. indet., *Glis antiquus* KORMOS, *Pliomys episcopalis* MÉHELY és *Apodemus* cf. *sylvaticus* (LINNÉ) alakokat szolgáltatva, melyek kétségtelenné teszik a hasadékkitöltés keletkezésének alsó bihari (Mindel I—II. kezdeti) korát. A fauna állatföldrajzilag is a kárpát-bihari terület-hez kapcsolódik és élesen elüt a baranyai (villányi) faunakörtől.

IV. ERUPTÍV KÉPZŐDMÉNYEK

A Rudabányai vasércvonulat magmás képződményeinek megítéléséhez a felszínen kevés adat áll rendelkezésünkre. Triász kori magmás működésre vonatkozóan az alaphegység nem nyújt egyértelmű bizonyítékot. A Szepes-Gömöri Érchegység verfeni képződményeivel kapcsolatos bázisos vulkanizmus (melafír) szerpentinesedett tömegei a perkupai evaporitos szeizi rétegsorban feltárt eruptív képződményekhez igen hasonlók. Mivel a szepes-gömöri szerpentinesedett bázisos vulkanitok feltörési idejét német és szlovák geológusok az alsó-triászra tették (KORDIUK, 1941/b; ZORKOVSKY, 1949; KAMENICKY, 1951), a perkupai szerpentint közzettani analógia alapján verfeni vulkanizmus termékeinek tartottuk (BALOGH—PANTÓ, 1953). Utóbb a perkupai gipszfeltárások előrehaladtával az átmozgatott gipszes összetétel tektonikusan begyúrt nagy szerpentintömbök egyikének magjában a továbbiakban tárgyalandó nátrongabbró át nem alakult részletét sikerült felismerni. Ez a lelet bizonyította, hogy *a szeizi képződményekbe ágyazott szerpentintömegek az ofiolit-gabbró anyagából származhatnak*. Az esetleg különböző eredetű szerpentinfajták között mikroszkópi kőzetvizsgálattal sem sikerült lényeges különbséget megfigyelni. Ez a bizonyíték tehát még sem zárja ki a szerpentinesedett melafírnak ofiolit-szerpentinnel való együttes jelenlétét, de igen kevéssé teszi azt valószínűvé. A perkupai szerpentint is az ofiolitokhoz soroljuk ezen adatok alapján s a Rudabányai vasércvonulat területén a verfeni vulkanizmus felléptét eddigi feltárásaink alapján nem tartjuk bizonyíthatónak.

A Rudabányai vasércvonulat területén hiányzik minden adat a középső-triász üledékképződéssel egyidejű vulkanizmus felléptére is, aminek pedig a Bükkhegység K-i részén jelentős kiterjedésben vannak tufa- és lávaeredetű képviselői (PANTÓ, 1951). A felszínen található, illetve a fúrási kutatások során feltárt magmás képződmények a Rudabányai vasércvonulat mentén csupán triász utáni magmás működés feltételezésére nyújtanak alapot.

a) AZ OFIOLITOS (INICIÁLIS) MAGMATIZMUS

A Bódvavölgyben Szögliget határában régóta ismerünk bázisos, mélyégi kőzetet, amelyet VIRÁLIS I. dioritként írt le (1909). A terület újratérképezésével és a bódvavölgyi mágneses maximumok megfúrásával kapcsolatban a bázisos magmatizmus termékei a Felsőbódva-medencében

igen elterjedteknek bizonyultak. A felszíni kibúváson kívül a Bódvarákó 1., Komjáti 1., Szögliget 1, 2. sz. fúrásokban megtaláltuk a bázisos magmatizmus különböző elkülönülési termékeit. A fúrások közül Bódvarákó 1. és Komjáti 1. a magmás tömeget 100 m-nél nagyobb vastagságban harántolta, alsó határát azonban egyik sem érte el, így a mélységi kőzet jelentős tömegű megjelenése batolitszerűnek mondható. Szerpentinesedett gabbrónak tekintjük a perkupai fúrási kutatással és bányászati feltárással elért szerpentintömböket is.

A bázisos mélységi kőzet eredeti benyomulási mellékkőzetét sehol sem ismerjük. Általában közvetlenül az ártéri üledék vagy a felső-pannóniai barnaköszéncsikos rétegsor alatt helyezkedik el. Alsó- vagy középső-triász rétegekkel eddig mindenütt tektonikus érintkezésben mutatkozik.

A bódvavölgyi bázisos magmatizmus termékei rendkívül változatos kifejlődésűek. A bázisos intrúziós kőzetet 105 m vastagságban elsőként feltáró Bódvarákó 1. sz. fúrás — melynek anyagvizsgálatára korábbi leírásunk épült (PANTÓ—FÖLDVÁRINÉ, 1950) — egyedül gabbrót tárt fel. A gabbrótömeg túlnyomórészt igen durvaszemű (3—4 cm hosszú piroxén-szemeket is tartalmazó), mely mélyebb szakaszán kevésbé durvaszemű és egyenletes szemnagyságú változatba ment át. A Komjáti 1. sz. fúrás, mely 120 m-nyire hatolt bele a batolitszerű intrúziós tömegbe, egyenletes, közép-durvaszemű gabbrófajtákat (I. tábla 1.) és ezek savanyú elkülönülési termékeiből álló slíreket harántolt. A Szögliget 1. és 2. sz. fúrásokkal elért kisebb eruptív tömegben a közép- és finomszemű gabbrófajtákon kívül jelentősek a mikroholokristályos, tömött diabázváltozatok is (I. tábla 3.).

A gabbró, illetve diabáz főtömegét igen különböző üdeségű plagioklász alkotja (I. tábla 1.). Elbontásának leggyakoribb módja a saussuritesedés, mely előrehaladott kalcitosodás kíséretében kiterjedt szakaszokon a földpátszemek teljes felbomlásához vezet (I. tábla 2.). Földpátpótló jelenléte a legbázisosabb tagokban sem volt megállapítható.

A színes elegyrészek leggyakoribb képviselője a diopszidos augit, ritkább a hipersztén és biotit. A kőzet átalakulásának megfelelően első-sorban a színes elegyrészek szolgáltatnak bőven másodlagos termékeket: klorit, szerpentin, epidot. Főleg az utóbbi igen elterjedt, nagy csomókba rendeződő másodlagos ásványa a gabbró és diabázkőzeteknek.

A gabbró jelentős érctartalmát lemezes ilmenit-összenövéses magnetit-szemek adják. Az ilmenitlemezek nagyrésze finomszemű leukoxénné alakult (I. tábla 1.). Az apatit állandó, csekély mennyiségű kísérő.

A bázisos eruptívum területén (Szögliget, Komjáti, Perkupa) általánosnak mondható az utólagos *albitosodás*, mely különösen a diabáz-változatokon jelentős fokú (I. tábla 4.). A repedések és szemcsehatárok mentén előrehaladó friss albitkiválásokat jelentős arányú epidot kíséri.

A gabbróintruzió kémizmusáról alábbi elemzések és ezek Niggli-értékei tájékoztatnak:

1. sz. elemzés

Esszeixitgabbródiorit. Bódvarákó 1. fúrás 105—110 m

Elemző: FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ

	Súly %	Niggli-értékek és bázisok	
SiO ₂	47,19	si	117
TiO ₂	3,90	qz	-10
Al ₂ O ₃	14,15	co ₂	2,98
Fe ₂ O ₃	7,03	ti	7,30
FeO	3,96	al	20,50
MnO	0,05	fm	41
MgO	5,30	c	26,50
CaO	10,02	alk	12
Na ₂ O	4,50	mg	0,48
K ₂ O	0,52	c/fm	0,65
P ₂ O ₅	0,48	k	0,05
CO ₂	0,90	p	0,52
S	0,35	s	1,65
H ₂ O ⁺	1,84	h	15,20
H ₂ O ⁻	0,13	w	0,61
	100,32	Q	25,5
- O(= S)	0,18	L	37,5
	100,14	M	35,9
		τ	0,28
		γ	0,28
		μ	0,15

Fajsúly: 2,961

Niggli-féle magmatípus: Esszeixitgabbródioritos

2. sz. elemzés

Nátrongabbró. Bódvarákó 1. sz. fúrás 85,5—87 m mélység

Elemző: FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ

	Súly %	Niggli-értékek és bázisok	
SiO ₂	49,08	si	134
TiO ₂	3,80	qz	-30,5
Al ₂ O ₃	14,26	co ₂	3,93
Fe ₂ O ₃	8,16	ti	7,70
FeO	4,21	al	23
MnO	0,13	fm	38
MgO	2,87	c	21,5
CaO	7,38	alk	17,5
Na ₂ O	5,92	mg	0,31
K ₂ O	1,14	c/fm	0,57
P ₂ O ₅	0,93	k	0,110
CO ₂	1,05	p	1,06
S	0,49	h	5,40
H ₂ O ⁺	0,60	w	0,63
H ₂ O ⁻	0,29	Q	25,7
	100,34	L	42,6
- O(= S)	0,24	M	29,8
	100,10	τ	0,127
		γ	0,255
		μ	0,23

Niggli-féle magmatípus: beringites

3. sz. elemzés

Nátrongabbró. Bódvarákó 1. sz. fúrás 87—90 m mélység

Elemző: FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ

	Súly %	Niggli-értékek és bázisok	
SiO ₂	49,70	si	134
TiO ₂	2,83	qz	-54
Al ₂ O ₃	16,06	co ₂	4,36
Fe ₂ O ₃	5,97	ti	5,60
FeO	4,64	al	25,50
MnO	0,09	fm	35,50
MgO	3,22	c	20,40
CaO	7,13	alk	18,60
Na ₂ O	6,31	mg	0,55
K ₂ O	1,26	c/fm	0,58
P ₂ O ₅	0,43	k	0,114
CO ₂	1,21	p	0,48
S	0,27	h	9,21
H ₂ O ⁺	1,04	w	0,54
H ₂ O ⁻	0,24	Q	25,60
	<hr/>	L	46,40
	100,40	M	27,10
- O (= S)	0,14	π	0,157
	<hr/>	γ	0,25
	100,26	μ	0,27
Fajsúly: 2,880			

Niggli-féle magmatípus: beringites

4. sz. elemzés

Nátrongabbró. Bódvarákó 1. sz. fúrás. 84—85,5 m mélység

Elemző: FÖLDVÁRI ALADÁRNÉ

	Súly %	Niggli-értékek és bázisok	
SiO ₂	49,56	si	135
TiO ₂	3,67	qz	-35,40
Al ₂ O ₃	15,28	co ₂	3,59
Fe ₂ O ₃	7,80	ti	7,50
FeO	4,16	al	24,40
MnO	0,09	fm	36,60
MgO	2,69	c	21,40
CaO	7,39	alk	17,60
Na ₂ O	6,03	mg	0,36
K ₂ O	0,93	c/fm	0,58
P ₂ O ₅	0,46	k	0,09
CO ₂	0,97	p	0,41
S	0,42	h	4,89
H ₂ O ⁺	0,55	w	0,62
H ₂ O ⁻	0,02	s	2,13
	<hr/>	Q	26,40
	100,02	L	44,20
- O (= S)	0,21	M	28,70
	<hr/>	π	0,17
	99,81	γ	0,27
		μ	0,20

Niggli-féle magmatípus: beringites

Bár elemzéseink csak a bódvarákói fúrás kőzetéről vannak, a többi intrúziós tömeg kőzetével való közeli rokonsága az ásványos összetétel és szövet alapján biztosra vehető. A kőzetcsalád, melybe a bódvavölgyi bázisos magmatevékenység termékei besorolhatók, a *nátrongabbrók* között jelölhető meg. A megelemezett, egy kőzetestből származó fajták összetétele között is jelentős különbségeket tapasztalunk, így biztosra vehetjük, hogy a Komjáti 1. sz. fúrás savanyúbb elkülönülési termékeinek, valamint a Szögliget 1. és 2. sz. fúrás diabázainak kőzetkémiai kiértékelése a gabbró-magma differenciációs sorozatát mind savanyú, mind bázisos irányban kibővítené. Eddigi adataink alapján is jól beilleszthető azonban a bódvavölgyi nátrongabbró-magmatizmus a kárpáti orogén *iniciális bázisos magmatizmusába*. Mind a kőzet összetétele, mind a differenciáció menete közeli egyezést árul el a szarvaskői gabbrószármazékokéval és a gömöri — részben átalakult — fiatalabb bázisos eruptívumokéval. Az alpi ofiolitokkal kőzetkémiaileg is jól egyező bükki-gömöri bázisos magmás tevékenységet az alpi orogén bevezető szakaszához kell kapcsolnunk. Ezt a földtani helyzetük és szerkezeti övben való megjelenésük is alátámasztja.

Az ofiolitos magmatizmus a metasomatikus vasércképződéssel semmiféle genetikai kapcsolatban nincs. A gabbrómagma utóműködése esetleg a tornaszentandrásai Osztramos hematit-sziderit érkitöltéseit hozhatta létre (BALOGH—PANTÓ, 1952).

b) SZINOROGÉN MAGMATIZMUS

Az alpi-kárpáti hegységképződés főfázisaival egyidejűleg benyomult szinorogén magmás savanyú intrúziós kőzetet a Rudabányai vasércvonulat területén nem ismerünk. A savanyú magmás működés egyedüli felszíni képviselői kisebb kvarcporfirtömzsök, melyek Szalonna környékén a Bódvaszorosban és a Telekesi-völgy alsó szakaszán ladini agyagpalamész-kő csoport közé benyomulva jelennek meg. A kis tömegű kvarcporfirtömzsök palaérintkezésén jelentősebb átalakító hatás nem figyelhető meg. Mindenképpen középső-triász utáni magmás működésnek minősülnek.

A kvarcporfirtömzsök mellékkőzetükkel együtt igen jelentős utólagos hegységszerkezeti igénybevételnek voltak kitéve, ami a szubvulkáni kvarcporfiron mélyreható szöveti és szerkezeti átalakulást eredményezett. A kvarcporfirtestek a mellékkőzet palássági iránya szerint megnyújtott lencsék. A kőzet anyaga mindenhol irányított, palás szerkezetű, több helyen a szepes-gömöri paleozóli porfiroidokéhoz hasonló.

Mikroszkópi vizsgálat szerint a kőzet jellegzetes préselt, kihengerelt porfiros szövetű. 2 mm-t elérő porfiros beágyazásai között öblösen kimart-szerű kvarc és savanyú (oligoklász összetételű), finom ikerlemezes plagioklász az uralkodó (II. tábla 1.). Színes elegyrészek beágyazásainak még átalakját sem lehet megtalálni. Ritkaságként jelentkezik a hematit 1 mm-nél kisebb sajátalakú táblákban.

Az alapanyag csaknem tisztán kvarcból áll, melynek néhány mikrontól 0,1 mm-ig változó nagyságrendű, többnyire nyúlt szemcséi fogazottan

illeszkednek egymásba (II. tábla 2.). A lécszerű kvarcsezemek elhelyezkedése irányított. Az uralkodó irányok egy látótéren belüli hullámvázása, örvénylése híven tükrözi a szerkezeti átmozgatás részlethatásait. Az alapanyag kihengerelt, lencsés szövetét a közel $\frac{1}{5}$ részt kitevő klorit- és szericit-pikkelyek mozgalmas elhelyezkedése különösen kifejezésre juttatja.

A kőzet vegyi összetételét az alábbi új elemzés és az abból számított Niggli-értékek mutatják be:

Kvarcporfir. Szalonna, Dunnatető D-i lábánál.

Elemző: CSAJÁGHY GÁBOR

	Súly %	Niggli-értékek és bázisok	
SiO ₂	79,68	si	577
TiO ₂	0,79	qz	+473
Al ₂ O ₃	6,84	co ₂	0
Fe ₂ O ₃	0,68	ti	0,57
FeO	4,27	al	29,0
MnO	0,02	fm	64,4
MgO	3,38	c	0,9
CaO	0,13	alk	5,7
Na ₂ O	0,38	mg	0,57
K ₂ O	0,66	c/fm	0
P ₂ O ₅	0,04	k	0,55
—H ₂ O	0,32	w	0,014
+H ₂ O	3,07	Q	76
CO ₂	0,00	L	5
	100,26	M	19
		π	0,075
		γ	0
		μ	0

A kőzet jellemző bázisértékeiből különösen élesen kitűnik, hogy, bár kiindulási anyaga minden bizonnyal kvarcporfir volt, metamorfózisnak nevezhető átalakulása során végbement mélyreható vegyi elváltozása meg-
hiúsítja magmacsaládba való beillesztését. Az átalakulás során a kalcium és alkáliák mennyisége annyira lecsökkent, hogy a kőzet tartományi jellege teljesen elmosódott. A viszonylag megnövekedett *al* és *fm* értékek a — bizonyára utólagosan — megnövekedett *si* értékkel kapcsolódva magmás kőzetre egyáltalán nem alkalmazható jellemzőket adnak.

Végeredményben tehát a kőzeteredeti anyagát szolgáltató kvarcporfir középső-triász utáni feltörését a kőzetestek földtani helyzete igazolja. Mélyreható átalakulása azt bizonyítja, hogy megszilárdulása a hegység uralkodó szerkezetét kialakító és kőzeteit átformáló fő hegységképző szakaszokat megelőzte. Eddigi adatok alapján tehát egyértelműen el nem dönthető, hogy a kvarcporfirfeltörésben alpinál idősebb (kimmériai?) hegységképződés szinorogén magmatizmusának képviselőjét kell-e látnunk, vagy az alpi orogenezis egy korai szakaszának magmaműködési termékét.

A szalonnai kvarcporfir feltörése sokkal erősebb átalakulása folytán sem hozható közvetlen kapcsolatba a K-bükki kvarcporfir áttörésekkel és infiltrációkkal (PANTÓ, 1951). Kőzetkémiai adat sem támogatja a két egyező

savanyúságú magmatermék «egykorúsítását». A szalonnai kvarcporfir kevésbé átalakult részleteinek további kőzetkémiai és szerkezeti-kőzettani vizsgálatával, amit legközelebbi feladatként tűztünk magunk elé, igyekszünk a fontos kérdésben megnyugtató döntést elérni.

A Rudabányai vasércvonulat földtani megismerése során felmerült a gondolat (KÁLLAI G., 1932), hogy a szalonnai kvarcporfirfeltörésben a metaszomatikus vasércképződmény érchozó magmájának kőzetszármazékát lássuk. Ez a pusztán térbeli közelségre alapozott feltevés a vonulat magmás működéseinek és ércképző folyamatainak szerkezeti földtani megismeréseken épülő időbeosztásával semmiképpen sem hangolható össze.

V. A VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY ALKATA

A) Rudabánya

1. Bányaföldtani viszonyok

a) A bányászat története

Az érces képződmény Rudabánya és Alsótelekes között a Bábadomb \ominus 328 vonulatában a felső-pannoniai fedőképződmények alól több szakaszon felszínre jutott. A kibúvások élénk színű barnavasérc-nyaga s az abban található másodlagos rézszárványok (termésrész, kuprit, malachit) fészkei bizonyára már az ősember figyelmét magukra vonták. Régészeti adatok szerint valószínű, hogy Rudabánya termésrészét már a történelem előtti kor embere is ismerte és felhasználta.

Mivel a bányászkodás során külszíni műveléssel az egykori kibúvásokat a bennük hajtott régi műveletekkel együtt lefejtették, nincsen bányászati bizonyítékunk ókori vagy középkor-eleji bányászatra. Feltehető, hogy a termésrész nyérése a *réztartalmú fészkeket nyomozó*, barnavasércben hajtott vágatok útján, ez idő alatt sem szünetelt, mértékét azonban megítélni nem tudjuk.

Történeti adat a rudabányai bányászkodásra vonatkozóan csak a XIV. század végéről maradt fenn. Ekkor Rudabánya mint virágzó bányaváros olyan jelentőségre tett szert, hogy a felvidéki bányavárosok között rangban 3. helyre került (WENZEL G., 1880). A rudabányai bányászat ekkori fellendülését elsősorban a *rézércbányászatnak* köszönhette (GÜCKLER Gy., 1882).

Rudabánya középkori bányászata oly rövid életű volt, hogy hirtelen hanyatlását legfőképpen a termésrészfészkek szabálytalan eloszlásában, az erre irányuló bányászat gyenge megalapozottságában kereshetjük. Valószínű, hogy a felszínközeli leletek kimerülése után a folyamatos rézérctermelés nem volt biztosítható, így átmeneti tengődés után a bányászat teljesen megszűnt. Hogy ebben az ércelőfordulás szabálytalanságán kívül a történelmi eseményeknek (török hódoltság) mekkora szerepük volt, pontosan nincs még eldöntve.

Az újkorban már *vasérc* termelésére és a vas helyi kohászatára vonatkozó adatok is kerültek elő, azonban a rézércbányászat hagyománya is sokáig fennmaradt. Újkori bányászmcésesek és fejtőszerszámok kerültek elő a külszíni bányaművelés által 15—20 éve megnyitott, barnavasércben haladó, kis szelvényű kutatótárók-ból. Ezeknek a XVI—XVII. századbeli műveleteknek aligha lehetett a barnavasérctestek behatárolása a célja, hanem még mindig inkább az abban fellelhető rezes fészkek nyomozása.

A vasérc időszakos kisüzemi bányászata és kohósítása az újkor folyamán még békés időkben sem hozott fellendülést Rudabányának. Az érctelep nagyobb részét fiatal üledékek takarták, a történelem előtti idők óta ismert] és felszínesen megkutatott néhány száz m hosszú kibúvás nem adott képet az ércelőfordulás teljes nagyságáról és jelentőségéről. Ezért a bányahely egészen a XIX. század végéig nem tudott kinőni az időszakos kisüzemi művelés kereteiből s a kutató vállalkozások a felszínközeli érctestek korlátolt kiterjedése miatt egymásután elakadtak.

A diósgyőri vasgyár 1843-ban kezdett Rudabányán vasérckutatóba, azonban a szűk keretek között folyó — bizonyára meg-megszakadó — feltárások még évtizedek során sem vezettek rendszeres bányászat kialakulásához.

Nagyvonalú kezdeményezés hiánya és az értelep értékének alábecslése nyomta rá bélyegét a kincstári vállalkozásra, mely végül is eljátszotta a Diósgyőrhez legközelebb fekvő vasércbázis biztosítását Rudabányán. Az előfordulás 1878. táján külföldi érdekltség, a Witkowitzi Vasművek érdeklődését vonta magára, mely előbb az Andrassy Manó birtokában levő néhány bányatelek megvételével, majd utóbb a kincstári kézen levő $\frac{4}{5}$ rész bérlet útján való biztosításával az egész értelepre megszerezte a bányászati kutatás és feltárás jogát.

1880-ban a witkowitzi érdekltséghez tartozó Borsodi Bányatársulat megalkulásával indult meg Rudabánya rendszeres feltárása és nagyüzemi bányászata. Annak ellenére, hogy a külföldi *báncántóke* látszólag előnytelen s mindössze 12 évre kötött bérleti szerződéssel biztosította a bánya használatát, akkori időben fejlett műszaki felszereléssel látott hozzá az előfordulás feltárásához és ismeretlen részeinek kinyomozásához. Ennek révén bontakozott ki Rudabánya valóságos értéke.

Számos fúróberendezés beállításával, évi 2000 fm lemélyítését elérő fúrasi tevékenységgel a Rudabánya-Alsótelekes közötti 4,5 km hosszú vonulaton kinyomozták a csekély vastagságú, laza fedőrétegű (felső-pannóniai agyag, homok) barnavasércetek elhelyezkedését és ezek területén gépesített letakarítással *nagy-szabású és fejlett* külszíni bányászatot indítottak. E kutatások révén az első világháború előtt kialakultak a külszíni bányászat körvonalai (HAHN, 1904, PÁLFY, 1924. II. mell.), amelyen azóta a mélyművelés vagy fúrasi kutatás csak a legújabb időben haladt túl (III. mell.). A magyarországi kapitalizmus maradiságára jellemző, hogy a mai barnavasérc átlagminőségénél nem sokkal gazdagabb, felszínközeli vasérc iránt a 40 km-re fekvő Diósgyőr komoly érdeklődést nem tanúsított, a Witkowitzi Vasművek viszont érdemesnek tartotta a bányát fölszerelni és ércét az azt terhelő több mint 400 km-es vasúti szállítási költség vállalásával felhasználni.

Nincs tudomásunk arról, hogy ezt a nagyszabású vállalkozást beható földtani vizsgálat vagy szakvéleményezés előzte volna meg. Arra, hogy KOCH ANTAL (1897) előtt geológus az ércesedés földtani körülményeivel behatóbban foglalkozott volna, semmi adatunk nincs. A Borsodi Bányatársulat első igazgatója, BREITFUSS GÁSPÁR Eisenerzről került Rudabányára s annak ércét, kőzetét ottani tapasztalatai alapján ítélte meg. A gyakorlati bányász szemléletével és kutatási ösztönével Rudabánya feltárását helyesen vezette és a barnavasérc külszíni bányászatát évtizedekre meg-alapozta.

A kutatási lendület az első világháború után lényegesen alábbhagyott. Az érc-kincs növelésére főként a bányászat kialakult határain belül kutatótárók kihajtásával történtek kísérletek. Ezek földtani irányítására KOCH (1904), PÁLFY (1924) és VENDEL M. (1938) időközben végzett részletes vizsgálati közvetlen kihatással nem voltak. Telepítésük a bányászati vezetők (HAHN K., 1904 és KÁLLAI GY., 1932) sajtószólamok szerint történt, így az elért eredmények is csak rész-teredmények voltak, a kutatásnak vagy fejlődésnek új irányt nem adtak.

A bánya 1928-ban gazdát cserélt, és a Rimamurány-Salgótarjáni Rt. kezelésébe került. Nagyszabású kutatóvállalkozások ekkor sem voltak. A második világháború alatt az érctermelés fokozódott. Évtizedek jelentős érctermelése fokozatosan a külszíni bánya túlzott kimerítéséhez vezetett. Az 1953-ban megindított, földtani újrvizsgálaton alapuló és állandó földtani ellenőrzéssel és irányítással végzett, újlendületű vasérckutató *vizsgálatok távolabbi körre való kiterjesztésével, új érces területek és mélyebb-színi érctelep-részek bekapcsolásával* igyekszik Rudabányát és távolabbi környékét a megnövekedett vasércigény tartós kielégítésére előkészíteni.

b) Települési és bányaművelési adatok

A rudabányai vasércs képződményre az *értelep* kifejezést csak a német *Lagerstätte*, vagy az angol *ore deposit* fogalmakkal egyező értelemben használhatjuk anélkül, hogy a telep szóval érces anyagból álló, üledékes eredetű, vagy rétegszerű kiterjedésű, településű ércetek jelenlétére kívánnánk utalni. A rudabányai metasomatikus ércesedés által kialakított ércetek összességét, a bányászat és kutatás tárgyát alkotó teljes érces képződményt jelöljük értelep szóval (PANTÓ, 1952). Ezt a változatos kifejlődésű, alakú, szerkezetű képződményt, amely a triász több emeletét képviseli, a metasomatikus ércsképződés foglalja *egységbe* s ez teszi indokolttá, hogy a hegység egyéb hasonló korú képződményeitől elkülönítve, önálló földtani egységként tárgyaljuk. Megjelölésére — bár félremagyarázás veszélye fennáll — nem találunk az értelep szónál megfelelőbbet.

A rudabányai vasérctelep bányászati és ércteleptanilag Rudabánya-Alsótelekes között külszíni és földalatti művelés alatt álló 4,5 km-es szakaszban határolódik le (III. mell.). Lehetőséges, sőt valószínű, hogy az ércesedés a bányászat eddigi határain nem ér véget s további tervszerű felderítő kutatások révén sikerül megtalálni a kapcsolatot a Rudabányai vasércvonulat többi felszínén ismert ércesedésével, azonban ezeket a Rudabányai ércteleptől esetleg már olyan kiterjedésű *meddő szakaszok* választják el, hogy ércteleptani megítélésünk és a bányaművelés szempontjából is különálló érctelepnek minősülhetnek.

A rudabányai vasérctelep egységes földtani jellege tükröződik abban, hogy az érctelep teljes hosszúságában (a deákányai különleges típusú teleprész leszámításával), *azonos rétegtani helyzetű képződmények azonos jellegű ércesedését* figyelhetjük meg, melynek módja, kora, szerkezete és utólagos átalakulása minden változatossága ellenére is egyveretűnek mondható.

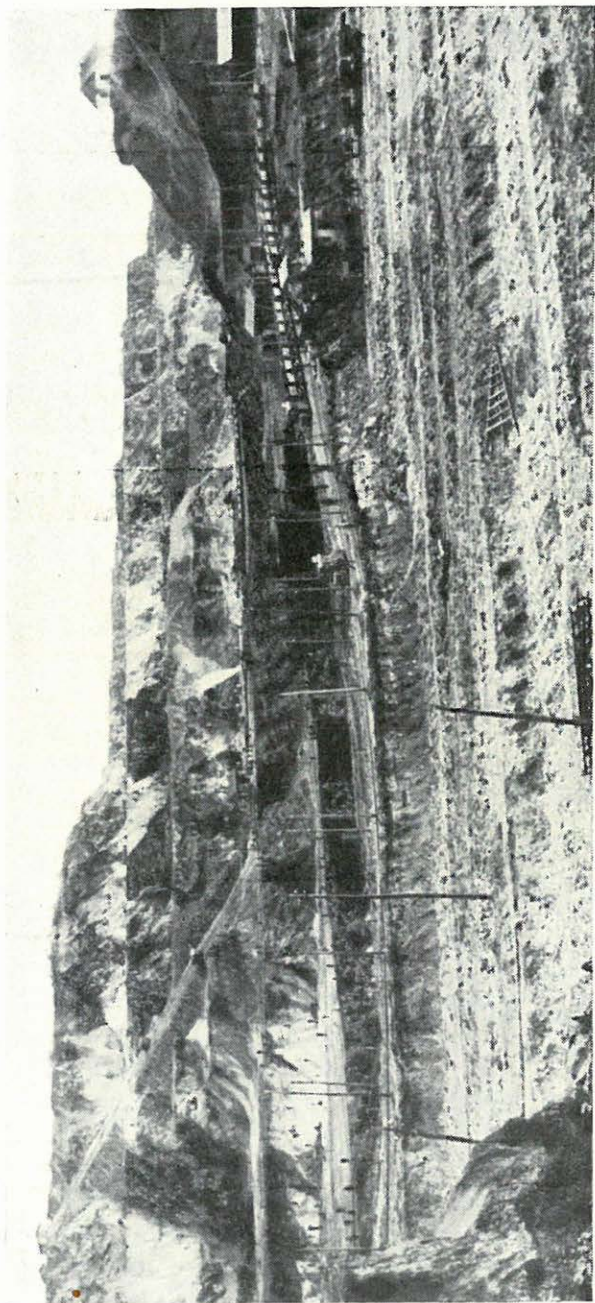
A rudabányai külszíni és földalatti bányaművelésben a földtanilag elhatárolt (meddő közbetelepüléssel elválasztott) érctestek száma 500-nál nagyobb. Föltehetjük, hogy a történelem előtti idők óta folyó kisüzemi és 75 esztendő nagyzüemi bányaművelés során legalább ugyanennyit távolított el teljesen a bányászat, így az *érintetlen rudabányai vasérctelep* földtani fogalma alá *több mint 1000 különálló érctestből felépített földtani képződményt* sorolunk. Az érctestek méretei rendkívül változók. A ma feltárt legnagyobb összefüggő érctest mintegy 500 m hosszúságú, 40 m szélességű, 10 m vastagságú (tehát kb. 200 000 m³ térfogatú). Föltehetjük azonban, hogy az érintetlen érctelepben ennél kétszer, esetleg háromszor nagyobb érctestek is voltak. Az érctestek nagyságának alsó határát a művelhetőség és vágatszelvényeken való ábrázolhatóság határánál megvonva, legkisebb érctesteknek a 15—20 m³-es érc-tömböket nevezhetjük. Szerkezeti okok vagy ércképződési körülmények (másodlagos folyamatokat figyelmen kívül hagyva) helyenként egészen kisméretű érctestek képződéséhez is vezettek, melyeket ércföldtanilag számbavenni már nem látszott indokoltnak.

A vasérctelep *torlódásos, pikkelyeződéses* övben helyezkedik el. A legmagasabbra tornyosult pikkelyek, vagyis az érces képződmény gerincvonala jelöli a kialakult ércbányászat tengelyét (IV. mell.). A nagyzüemi bányászat előtti műveletek minden valószínűség szerint az érctelep középső szakaszán, a mai Andrassy I. és II. bányarészekben összpontosulhattak, azonban megtaláljuk a régi kutatások nyomait Alsótelekes környékén (Rudahegy, Szőhelytető) is. A nagyzüemi művelés a természetes kibúvási szakaszoktól fokozatosan távolodva határolta be a felső-pannóniai rétegekkel lefedett érctesteket és alakította ki a tölcéses külszíni művelések sorozatát. A háromnegyed százados nagyzüemi művelés során az érctelep tengelyvonalaiban, vagyis az egykori Bábadomb csapásában létesült bányatölcéserek összeértek és a dombvonulat helyén mesterséges völgyet alkotnak. Ebből a mesterséges völgyből közel 45 millió m³ vasérc- és kőzetanyagot (1880. óta 43 millió m³) termeltek ki, s ezzel lefejtették az érctelep középső, legmagasabb helyzetű és legcsekélyebb mértékben fedett szakaszát.

A 300—320 m tszf. magasságon húzódó kibúvásoktól 50—70 m mélységre, a 250—260 m-es szintig nyúlt le a kutató fúrások alapján telepített tölcéses külszíni bányaművelés. A völgyszerűen összeérő műveletek hosszúsága 3200 m, átlagos szélessége 250 m (III. mell.). A külfejtésekkel leművelt összlet kisebb részét a 40 m maximális vastagságot elérő újharmadkori fedőképződmények adták, főtömeget azonban a vasérces képződmény alkotta. A lefejtett *központi szakasz* földtani felépítésére, aminek ismerete pedig az ércteleptani viszonyok megállapításánál különösen nagyfontosságú volna, mindössze az egykori gyérszavú fúrási leírásokból következtethetünk (IV. mell.). A mai külfejtésben harántfeltárást — a tölcéserek összeérése folytán — alig találunk, hosszanti falain pedig többnyire csak a központi helyzetű érctestek kivékonyodó nyúlványai láthatók (52. ábra).

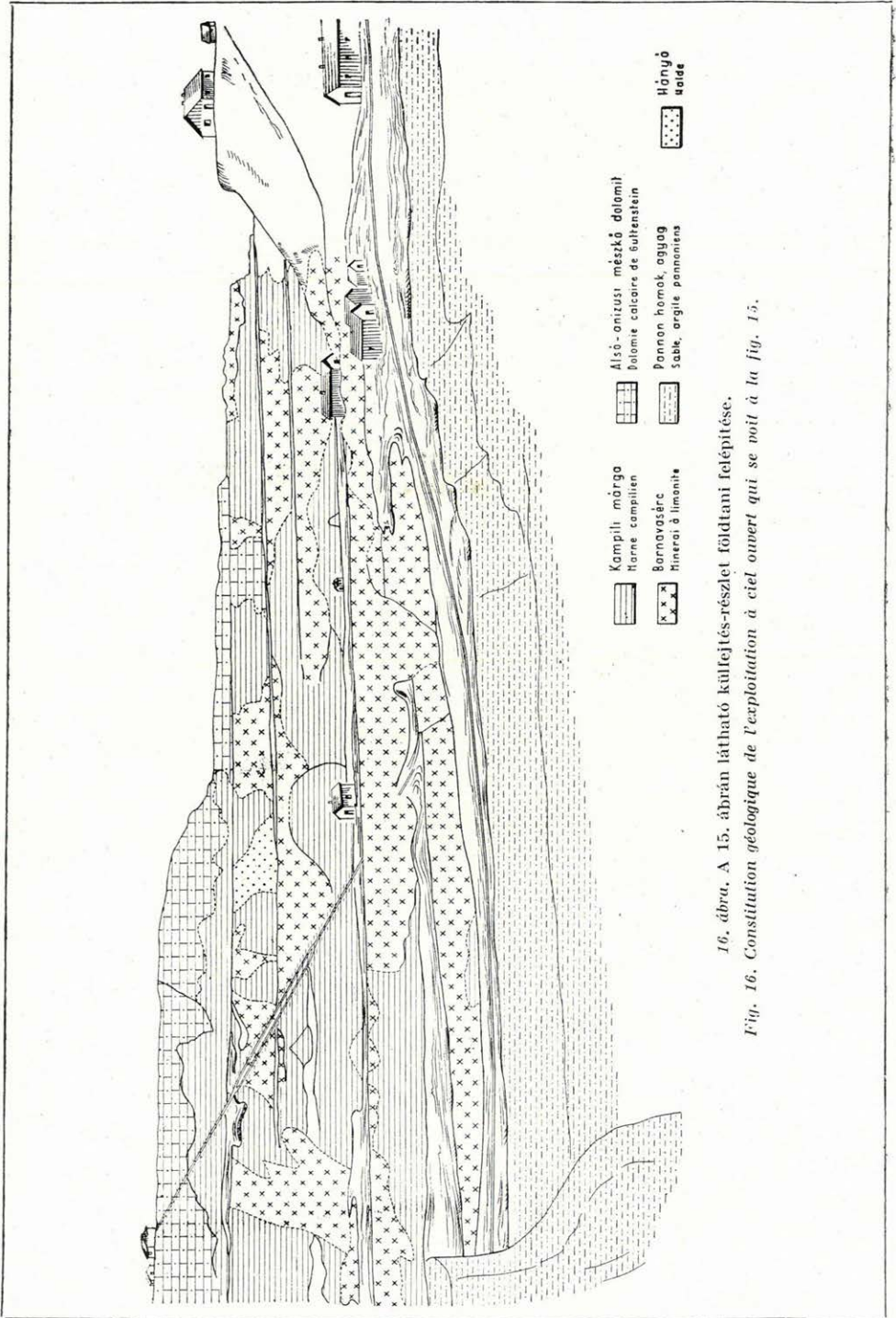
Igen becses adatot szolgáltat éppen ezért az 1900-as évek elejéről az Andrassy I. bányarészről fennmaradt nagy fénykép (15. ábra), mely az akkori — azóta régen lefejtett — külfejtési szintek homlokain olyan hűséggel ábrázolja a közethatókat, hogy az érctestek elhelyezkedése, szerkezeti jellege rekonstruálható (16. ábra). Híven tükrözi ez a fénykép, hogy a rudabányai érctelep hiányzó felszínközeli központi szakaszán a pikkelyeződés módja megegyezett azzal, amely a szárnyak mai feltárait is jellemzi.

Az ellentétes lejtésű pikkelyek alkotta vasérctelep mentén a külfejtések a szárnyak felé addig szélesedtek, míg az érctestek bukása folytán egyre növekedő vastagságú fedő letakarítási költsége az alóla kitermelhető vasérc értékével arányban



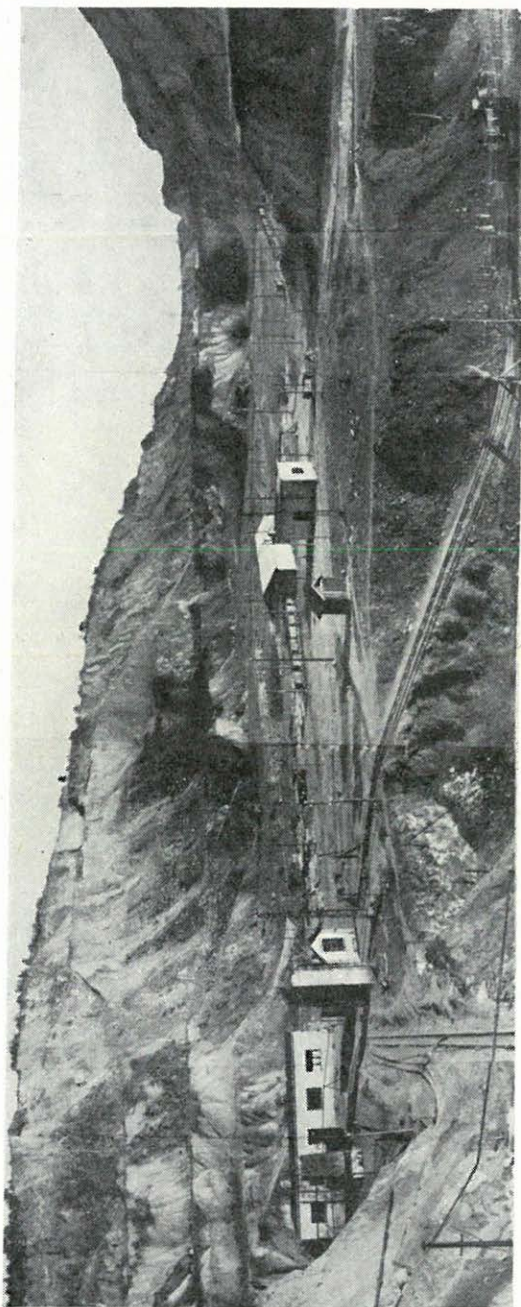
15. ábra. Az Andrássy I. kültejtés képe 1910-ben.

Fig. 15. Vue de l'exploitation à ciel ouvert Andrássy I., en 1910.



16. ábra. A 15. ábrán látható külfejtés-részlet földtani felépítése.

Fig. 16. Constitution géologique de l'exploitation à ciel ouvert qui se voit à la fig. 15.



17. ábra. Az Andrássy I. külfejtés azonos részlete 1955-ben.

Fig. 17. Le même détail de l'exploitation à ciel ouvert Andrássy I., en 1955.

állott (17. ábra). A gazdaságosság-szabta külfejtési határ jelentős túllépését újabb kutatásaink sem indokolják, ezért számolnunk kell azzal, hogy a rudabányai vasérc-bányászat a következő 6—8 éven belül teljes egészében a föld alá fog húzódni (IV. mell.).

Rudabányán a földalatti bányaművelés 20 km-nél hosszabb, földtanilag leírt vágathálózatával ma is kiterjedtnek mondható. Ezek közel 100 m-es szintközben (205—301 m tszf.) számos szinten telepített földalatti feltárások és fejtést előkészítő vágatok. A nagyüzemi bányászat megindulása után az értelep központi szakaszán szükséges mértékben kutató és szállító vágathálózat létesült, mely a fúrásokat kiegészítő támpontul és a tölcéses külszíni művelés kialakítására szolgált. Erről az ércecel együtt nagyrészt lefejtett földalatti vágatrendszerrel sem bányamérnökségi, sem földtani adatunk nincs.

A régebbi mélyművelésből csak az első világháború után kialakult külfejtés oldalából vagy talpából, a szárnyak hosszabb-rövidebb szakaszainak, vagy szomszédos tölcéserek közeinek megkutatására indított vágatokról maradtak fenn a harántolt érc- ill. kőzetszelvényt vázlatosan feltüntetett bányamérnökségi rajzok. Egy részük még bányaföldtani felvételünk során is bejárható volt.

A külfejtések jelenlegi talpa alá (250 m tszf.) a feltáró, fejtésre előkészítő és kutató jellegű mélyművelés az értelep középvonala mentén a közbülső, mélyebbre lebukó szakaszokon fejlődött ki, majd innen terjedt ki a szárnyak dőlésirányú mélyebb folytatásainak nyomozására (V., VI. mell.). A pikkelyes felépítésű, tektonikusan elaprózott ércetek rendezetlen tömegéből álló érces képződmény (VII. mell.) Rudabányán átlagosan 40—50 m összvastagságú (IV. mell.). Ennek megfelelően az érc kibúváson, vagy vékony fedőréteggel letakart szakaszokon települt legrégebbi, nagy külfejtési tölcéserek (Andrássy I., II., III., Vilmos, 18. ábra) talpa alatt, az értelep középvonalában érceteket már nem találunk.

Az értelep középvonalának azonban nemcsak vízszintes irányú csapásváltozásai vannak, hanem lehajlása is. Az Andrássy II. és Vilmos külfejtési tölcéserek közötti szakaszon az érces képződmény gerince alámerül, 250—300 m magassági köz helyett a külfejtések talpszintje alatt 200—250 m tszf. magasságban helyezkedik el. E szakasz ércesteire a szárnyak települési viszonyaihoz hasonlóan meddő triász képződmények borulnak jelentős vastagságban, az újharmadkori fedőrétegek csak e fölött következnek. Ez a szakasz, a X-es bányárrész, 50 m-t meghaladó fedővastagsága folytán külszíni művelésre nem kerülhetett (III—IV. mell.).

A X-es bányárrész ereszkékből kiinduló mélyművelési feltárásai képezik a rudabányai földalatti bányászat súlypontját. Az 50 m szintközben közel 10 km hosszúságú — bár nem tervszerűen kihajtott — vágatrendszerrel bőven van adatunk és alsó 20 m-es, víz alatt álló szintközének kivételével, részletes bányaföldtani vizsgálatra is került. Ezekből a feltárásokból sikerült az érces képződmény középvonalmenti felépítését egy jelentős hosszúságú, alig lefejtett szakaszon ércföldtanilag megismerni (V—VI—VII. mell.).

1943—1948-ig elkészült a rudabányai ércszállítás megkönnyítésére és a földalatti műveletek összekapcsolására az értelep tengelyirányában a 229—234 m-es szinten a 3896 m hosszú altáró. Ez a külfejtések talpa alatti, korábbi mélyművelési rendszereket egybekapcsolta. Az altáró hosszúságának kétharmadán ércmentes fekképződményekben haladt, csak az értelep közbülső, mélyebbre nyúló szakaszán harántolt érces képződményt (V. mell., PANTÓ, 1952/a.). Az altáróból indított vágathálózatok szolgálnak a továbbiak során a szárnyakon melyen a külszíni művelés talpa alá dőlő ércetek rendszeres felkutatására. E feltárások előkészítésére szolgálnak a jelenlegi bányaművelés peremén telepítendő mélyfúrások, melyek hivatottak a bányaműveletek határát a *szárnyak dőlésirányában* jelentősen kiterjeszteni (IV. mell.).

c) Az ércföldtani felépítés fővonásai

A rudabányai bányafeltárások az alsó- és középső-triász képződményeit, valamint ezek egyenlőtlen vastagságú, újharmadkori fedőképződményeit tárták fel (IV. mell.). Az alaphegység a feltárások teljes kiterjedésében átmozgatott, bonyolultan pikkelyezett. A feltárásainkkal elért legmélyebb szintbeli és rétegtani helyzetű képződmény a szeizi homokkő-

agyagmárgaösszlet, mely eddigi ismereteink szerint a rudabányai vasérc-telep fekvőjének tekinthető (IV. mell.). Jelentős átmozgatottsága az összefüggő rétegsorok hiánya, a rétegismétlődések, a rétegek gyüredezettsége és gyakori felmorzsoltsága révén nyilvánvaló.

A rudabányai vasérces képződmény a kampili és anizusi képződmények egymásratorlódott tömegeiből áll. A kampili rétegeket kékesszürke, vöröscsikos márga, szürke mészmárga, lemezes mészkő és dolomit képviseli. Az anizusi emelethől kizárólag az alsó-anizusi dolomit vesz részt az érces képződmény felépítésében (4., 18. ábra).

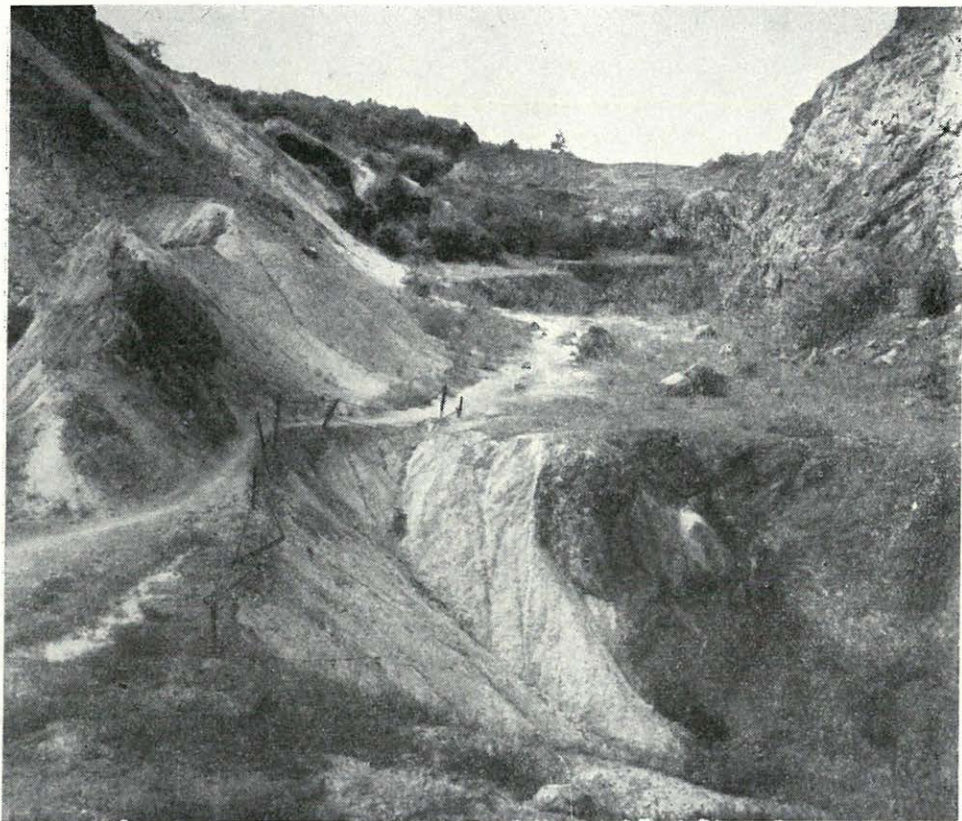
A Rudabányai vasércvonulat szerkezeti jellegét az egymás feletti triász képződmények szélsőségesen különböző mozgékonyasága adja meg. A vasérces képződményben részt vevő triász rétegek közül a kampili márgaösszlet *rendkívül szélsőséges alakváltozással képes* a ráható nyomás elől kitérni (4., 5. ábra). A kampili mészkő (dolomit) és alsó-anizusi dolomitösszlet szerkezeti igénybevételeknél *rideg, merev* tömegként viselkedik s az érvényesülő erőhatásokra táblákra, tömbökre törik szét, különösen heves mozgások övében pedig teljesen felmorzsolódik. Ennek megfelelően a rudabányai érces képződmény alapanyagát a hidrotermális bontás révén különösen megnövekedett képlékenységgű kampili márgaösszlet adja, mely a dolomit és mészkő egymás fölé tornyosuló pikkelyeit, tömbjeit minden oldalról körülveszi és a merev tömegek között jó csúszási felület létesítésével a képződmény egészét szerkezetileg *mozgékonyabbá* teszi (IV., XI. mell.).

A vasérces képződményben a vastartalom felszaporodása sziderites metasomatózisnak köszönhető. A helyettesítődéses ércesedést vashidrokarbonátos oldatok okozták, melyek a pikkelyes szerkezet első kialakulása után járták át az összletet. A *sziderites átépítődést*, mind a termák feltörési pályájának biztosításával, mind a képződmény nagyfokú töredezettségével a pikkelyeződési övben érvényesülő *feltörődés szabta meg*.

Rudabánya elsődleges vasérce az alsó-anizusi dolomit (alárendelten a kampili mészkő-dolomitösszlet) nem teljes mértékű sziderites metasomatózisa révén keletkezett pátvasérc. Az ércképződés során nem volt meg a dolomit-kationok teljes kicserélődésének lehetősége. A rudabányai pátvasérc Fe-tartalma elmarad a külföldi jóminőségű szideriteké mögött, mert a kiindulási anyag Ca-Mg-karbonátjából számottevő mennyiséget tartalmaz. A *metasomatózis előfeltétele az összetöredezettesség volt*. A vastartalom finomabb eloszlását figyelve jól kivehető, hogy az átalakulás a közettömeg átjárhatóságának megfelelően a repedések, felmorzolt részletek felől kiindulva haladt előre s a tömörebb magokat kevésbé járta át, ezért csak részlegesen alakította át.

Hogy a metasomatózis lefolyását a kőzet átjárhatósága mennyire befolyásolta, legszembeötlőbb a pátvasércetek márgaérintkezéseiben. Nagyobb összefüggő határfelületeket jelölő pátvasérc-kampili márga érintkezéseken az érchozó termális oldatok megrekedhettek. A szideritté alakuló dolomittest *márgaburkán a tovaáramló termális oldatok megtorlódtak* s a határfelület sajátos fiziko-kémiai adottságai (p_{H} , redoxérték ug-

rásszerű változása) között *oldott anyaguk nagy részétől (barit, szulfidos érc-
ásványok) megszabadultak. A baritos szegélyek ismétlődő sávozottsá-
ga az anyagszállítás szakaszosan váltakozó menetére is fényt
vet. A szegélyes pátvasérc-kampili márga érintkezések ezenkívül
lehetővé teszik az érctelep *szerkezeti mozgásainak időrendi tagolását* (19, 23.*

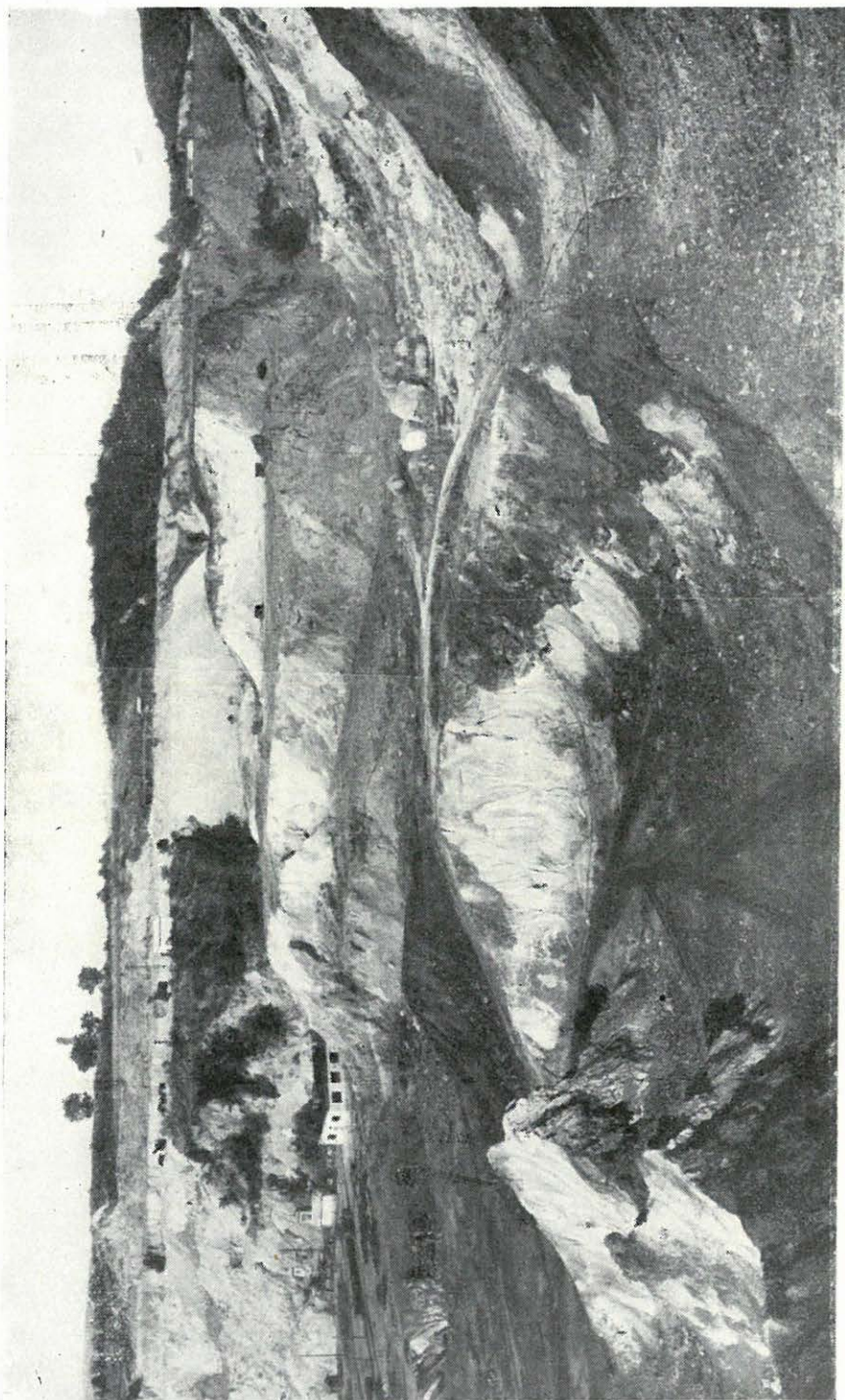


19. ábra. A részben ércesedett alsó-anizusi dolomitpikkely baritos szegély mentén érintkezik (középen) a kampili márgával. Baloldalt kampili márgába gyúrt barnavasérc tömbök. — Vilmos, külfejtés. (Pietsch R. felv.)

Fig. 19. Une écaille de dolomie anisienne inférieure, en partie minéralisée, à bordure barytifère (au milieu) en contact avec la marne campilienne. A gauche, blocs de minerais à limonite, pétris dans la marne campilienne — Exploitation à ciel ouvert Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

ábra). Azokat a pátvasérc-márga érintkezéseket, melyek mentén sávos baritszegély képződött, minden bizonnyal az ércképződés időszakában már kialakultaknak kell tekintenünk. Ez megadta a lehetőséget ahhoz, hogy a dolomit-, illetőleg pátvasérc és márga közötti, mindenhol tektonikus érintkezések között korbelt megkülönböztetést tegyünk, különválasszuk az *ércképződés előtti és utáni mozgások* felületeit (27., 41. ábra).

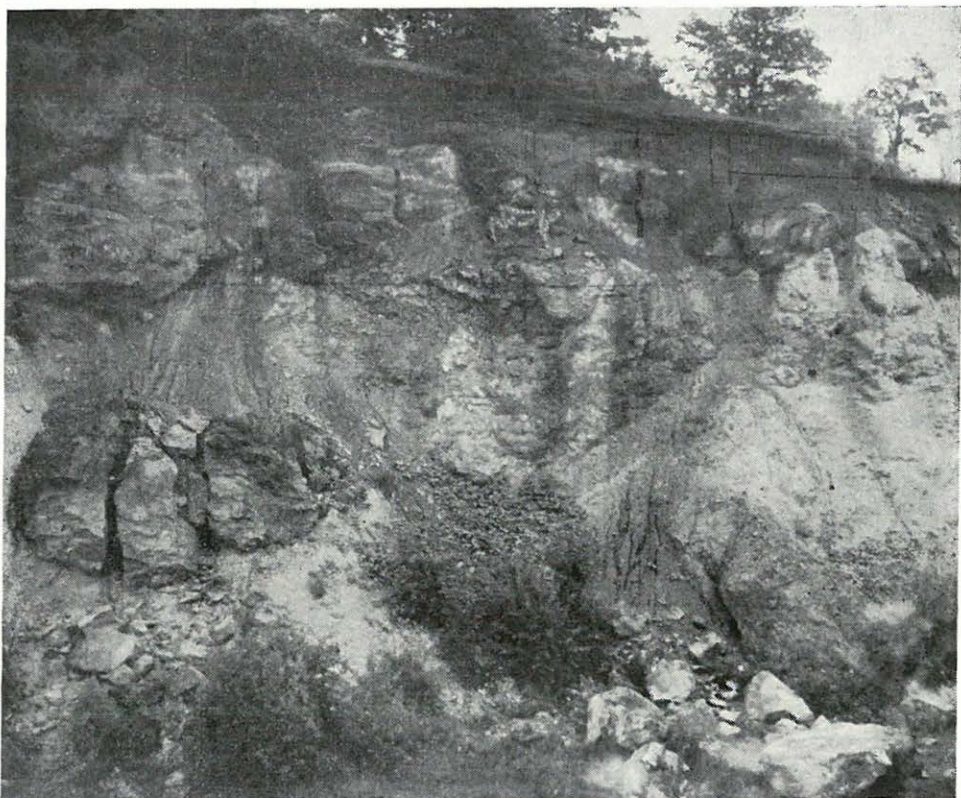
A rudabányai vasérctelepben az ércképződés utáni hegységképző szakaszok szerkezet-átformáló hatása igen jelentős. Főként ezek során követ-



20. ábra. Egyenletlen határu, lapos helyzetű barnavasérc-pikkelyek között átmozgott kampakli márga. Háttérben felső-pannoniai ledőképződmény.
— Andrassy I. külfejtés.

Fig. 20. Marne compitienne remuée, entre les écaïlles de minerai limonitique, en position plate, à limites inégales. A l'arrière-plan, formation pannonnienne supérieure de toit — Exploitation à ciel ouvert d'Andrassy I.

kezett be az érces pikkelyek rendkívüli *szétdarabolódása és kihengerlődése*, ami az érces képződmény egészét jellemzi. Ezeknek az ércképződés utáni szerkezeti mozgásoknak pontos rögzítői az ércetek baritos szegélyei, melyek elvetett, elvonszolt, kihengerelt szakaszain (27. ábra) az elmozdulások egymásutánja is pontosan kielemezhető (VIII. mell.).



21. ábra. Összetört meddő dolomitpikkely alatt átmozgott kampili márgába ágyazott barnavasérc-tömb. — Bruimann, külfejtés. (Pietsch R. felv.)

Fig. 21. Écaille de dolomie morcelée, chevauchant sur la marne campilienne. En bas, bloc de minerai à limonite, pétri dans le marne — Exploitation à ciel ouvert Bruimann. (Photo R. Pietsch.)

Az ércképződés utáni felpikkelyeződések hatását láthatjuk abban, hogy az érctelep DNY-i és középső szakaszán az ércetek nagyjából meg- egyező csapással, de ellenkező lejtéssel több sorban egymásra torlódva jelennek meg (18—20. ábra). A torlódásos szerkezet az érctelep ÉK-i szakaszán valamivel egyszerűbbé válik, ércesedett pikkelyek itt egymás fölött többszörösen nem ismétlődnek (IV. mell. 7, 8, 10, 11, 14, 16.). A kampili márgába ágyazott egyetlen vasérc-pikkelysorra kampili márga közbeiktatásával meddő dolomit-pikkelysorra borul (21. ábra), melynek karsztosodott felületén nagyrészt már csak pleisztocén üledéket találunk.

A rudabányai vasérctelep ÉK-i végződésénél a Deákbanyatelek alsó külfejtésében az ércesedés egy szokatlan típusával találkozunk. Itt a szeizi vörösesíkos márga-homokkő rétegsor egy része, mely *üledékes eredetű vasfelhalmozódást* eredetileg is tartalmazott, alakult át vasércce (35. ábra). A metasomatózis főként a csoport karbonátos kötőanyagát alakítja át. Az ércfelhalmozódás kisebb részben karbonátos (sziderites) jellegű, jelentősebb szerep jut benne az elsődleges *hematitkiválásnak* (V. tábla 3, 4.). Az érctelep főtömegével megegyező kísérő ásványok (barit, rézércásványok) megjelenése bizonyítja, hogy a szeizi alapanyagú vasérc kialakulása is főként metasomatikusnak tekinthető és az anizusi anyagú pátvasérccel azonos ércképző fázis hozta létre.

A kialakult metasomatikus érctelep a későbbi földtörténeti szakaszok során részben a feltörő, részben a leszálló oldatok hatására mélyreható *elváltozások* érték. Az utólagosan feltörő hévforrásokot esetleg a metasomatózis *utóhatásainak* minősíthetjük ugyan, de már nem tartoznak a tulajdonképpeni hidrotermális ércképződés folyamatához. Hőmérsékletük meghaladhatta a 100°-ot, oldott fémtartalmuk azonban csekély volt. Hatásuk éppen ezért nem a metasomatózis továbbfejlesztésében, vagy új ásványok kiválasztásában, hanem a korábban kialakult érces képződmény és meddő kísérő közeteinek átalakításában nyilvánult meg. A dolomiton ez az átalakító hatás *porlódást* eredményezett, a pátvasérceken pedig sajátos *kilúgási* és átépítődési folyamat útján a *fémtartalom dúsulásához* vezetett. A pátvasérc részleges vagy teljes oldatba jutás útján likacsos *szferosziderit*té építődött át s e folyamat közben dolomitos alkatrészei nagyrészt kioldódtak.

A szferosziderites átalakulás főként az érctelep felszínközeli részein érvényesült, azonban a feltörési hasadékok környezetében az érctelep mélyebb helyzetű részeit is átalakította. Az összefüggő szferosziderit-testek szabálytalan elhelyezkedésén a termális oldatok utólagos feltörésének egyenlőtlen eloszlása tükröződik.

Az érctelep az újharmadkor során jelentős időszakon át felszínen volt. Ez idő alatt a felszíni oxidáció 40—50 m mélységig hatotta át az érctelepét. Az oxidációs övben kialakult ércfajta gyűjtőneve *barnavasérc*. Alkotása az oxidáció sokrétű folyamatának megfelelően igen változó. Az oxidációval általában fémfeldúsulás jár együtt. Helyben történő oxidáció esetén ez csekélyebb mértékű, *áthalmazással* kapcsolatban azonban szélsőséges, nagyfokú vastartalomdúsulás következett be. A barnavasérceket hasadékok mentén az utólagos termális oldatok is megtámadták, átalakították és feldúsított limonittartalmát áthalmazva kérges-okkeres kitöltés alakjában hagyták hátra (30. ábra).

A szferosziderit- és barnavasércképződés az érctelep felszínközeli részein gyakran összefonódik. A szferoszideritesedés gyakran már részben oxidált pátvasérccen, annak visszaredukálásából indul meg. A felszínközeli levő szferosziderit viszont újabb oxidáció révén szivacsos limonittá alakul át.

Az érctelep újharmadkori felszíne rendkívül egyenetlen, tagolt dom-

borzatú volt. Ezen a felszínen a szárazföldi időszak alatt részben helybenmaradt üledékekből, részben az ércképződést követő termális elbontás és átalakítás termékeiből egyenlőtlen vastagságú, *törmelékes és vegyi üledék-takaró* alakult ki (11, 51. ábra). Ennek felszínén indult meg a felső-pannonban a konglomerátumos és szferoszideritkonkréciós alapréteg kialakulásával kezdődő agyagos-homokos, barnaköszéncsikos üledékképződés. Legfiatalabb fedőképződmény a pleisztocén vörös agyag és barnaföld.

2. A VASÉRC ÁSVÁNYOS ÖSSZETÉTELE, SZÖVETE ÉS SZERKEZETE

a) Pátvasérc

A pátvasérc ásványos összetétele

Rudabánya elsődleges ércének, vagyis a sziderites metasomatózis közvetlen termékének a *pátvasércet* tekinthetjük. Ez a hatalmas ércetek alakjában megjelenő elsődleges vasérc ipari megjelölése, mely kizárólag minőségi követelmények alapján határolja el az érc fogalmát. A minőségi követelmények szerint meghatározott ércfogalom természetesen nem egyezik meg egy megszabott, állandó ásványegyüttessel, de még önálló földtani egységnek sem tekinthető. Mivel az érc fogalmi elhatárolásába többnyire belejátszik a gyakorlati felhasználás módja és lehetősége, a gyakorlati élet közhasználatú fogalmának ásványtani vagy földtani tartalmát igyekszünk megadni.

Gyakorlatilag pátvasércnek minősül a rudabányai érctelep minden olyan része, mely a metasomatózis során legalább 24% átlagos Fe-tartalmat nyert. Mivel a metasomatózis túlnyomórészt alsó-anizusi dolomitból indult ki, melynek egyveretű ásványos és vegyi alkotását a dolomitos vegyi üledékképződés kiegyensúlyozott menete nagyjából biztosította, a pátvasérc metasomatózis során ki nem cserélődött részlege nagyjából egyneműnek vehető. Az összetétel nagy különbségei a metasomatózis változatosságából és az új alkatrészek egyenlőtlen eloszlásából adódnak.

Az érctelepként különválasztott földtani egységben, melyen a sziderites metasomatózis nyomai megfigyelhetők, a karbonátos köztömegnek alig $\frac{1}{3}$ része alakult át pátvasércé. Legelterjedtebb ásványoknak tehát a karbonátos vegyi üledék eredeti összetevőit tekinthetjük. Az alsó-anizusi dolomit és a hozzá üledékfolytonossággal kapcsolódó kampili mészkő-dolomitösszlet csaknem tisztán karbonátásványokból áll. Szennyezésként csillámszerű agyagásványok jelennek meg, melyek pontosabb ásványtani meghatározására nem volt alkalmunk. A kovasavásványok elszórtan, csekély mennyiségben jelennek meg.

A dolomit főtömege tehát egyenletesen kristályos karbonátásvány. A kőzetanyag FÖLDVÁRINÉ—KOBLENCZ V. DTA-vizsgálatai szerint kalcit- és dolomitkristályok nagyjából egyenletes arányú keverékének tekinthető (3. ábra 1.).

A metasomatózis ezt a dolomit-kalcit keveréket hatotta át és építette

át többé-kevésbé vasérces anyaggá. Az ércképződés során a dolomitos közettömegben az alábbi metasomatikus eredetű ásványok képződtek: *sziderit, ankerit, kalcit, barit, kvarc, pirit, kalkopirit, bornit, hematit, galenit, tetraedrit, bournonit, jamesonit* (IX/a. mell.). A metasomatózis során részleges vagy teljes anyagkicserélődéssel beépülő ásványok igen változó kifejlődésűek és eloszlásúak. Ásványtani jellemzésüket KOCH S. pontos és részletes vizsgálatok nyomán mineralógus alapossággal adta meg (KOCH—GRASSELLY—DONÁTH, 1950). Ezt csupán az egyes ásványok megjelenési körülményeinek és egymáshoz való viszonyának megvilágításával kívánjuk kiegészíteni.

Sziderit. A metasomatózis fő ásványa, mely a földtanilag is jelentős kiterjedésű érctömegek uralkodó mennyiségét adja. A dolomitból teljes átépítődéssel keletkezett és többnyire egyenletes összetételű elegykristályok tömegéből áll. A szideritásványszemek tömege főként az eredeti dolomitanyag Mg-ából épített be a kristálykémiái túrési határon belüli mennyiséget. Alárendeltebb szerep jut a Ca-nak a szideritkristályok felépítésében.

A sziderit a metasomatózis során általában aprószemű kristályos tömeg alakjában képződött. Ez a szemcseméret is jóval meghaladja azonban a kiindulási dolomitanyag kristályainak méretét, tehát *az eredeti szemcsehatárok a metasomatózis során nem maradtak fenn.* A finomszemcséjű sziderit általában nem bizonyult állandónak és a pátvasércminták mikroszkópi vizsgálata szerint részleges vagy teljes átkristályosodás (gyűjtőkristályosodás) útján durvább kristályos anyaggá rendeződött át. A pátvasércfajták legtöbbször jellemző a heterogén kristályméret, ami e minták DTA-diagramjain is kifejezésre jut (22. ábra). A kristályos anyag nagyjából kétféle nagyságrendjének megfelelően a sziderit diszociációja 520 és 580° C között két lépcsőben játszódik le, ami jól egyezik V. I. KAURKOVSKIJ (1954) szovjet kutató erre vonatkozó eredményeivel.

A metasomatikus vasérc főtömegét adó sziderit, mely az előbb tárgyaltak szerint különböző és a kialakulás óta is változó szemnagyságú, makroszkóposan általánosságban szürke színű. Ezt a szürke, mikroszkóp alatt egészen finom eloszlású, zárványoktól kissé zavarosnak látszó szideritet utólag tisztább, szabad szemmel nézve krémszínű sziderit járja át (IV. tábla 3.). Ezt a későbbi kiválású szideritet, mely az előbbiben erek, fészkek alakjában jelenik meg, csiszolatban zárványmentessége és legyezős, hullámos kioltása különbözteti meg az előbbitől.

Ankerit. Az ankerit a sziderit kíséretében általában a pátvasérctestek szegélyi részén jelenik meg. Kristályai rendszerint nagyobbak a szideritnél, és az érc, illetve félig metasomatizált dolomit anyagában változó arányban elegyednek sziderittel vagy dolomittal. Elterjedése mikroszkópi vizsgálattal nem volt pontosan megállapítható, lehetséges, hogy részletesebb fizikai vizsgálatokkal jelenlétét kiterjedtebben sikerül majd körvonalazni.

Kalcit. Az érc anyagában csaknem mindenütt utólagos kiválásként

jelenik meg. A metasomatózis utófázisaiban a feltörő hidrotermák összetétele valószínűleg a Ca túlsúlya felé tolódott el. Általános elterjedtsége magyarázható azzal is, hogy a legkésőbbi időszakokig az érces képződmény legmozgékonyabb anyaga a mésztartalom volt. A kalcit vándorlását elősegítette az is, hogy az eredeti dolomit anyagából a metasomatózis során a termák sokkal több Ca-ot oldottak ki és szállítottak el, mint Mg-ot.

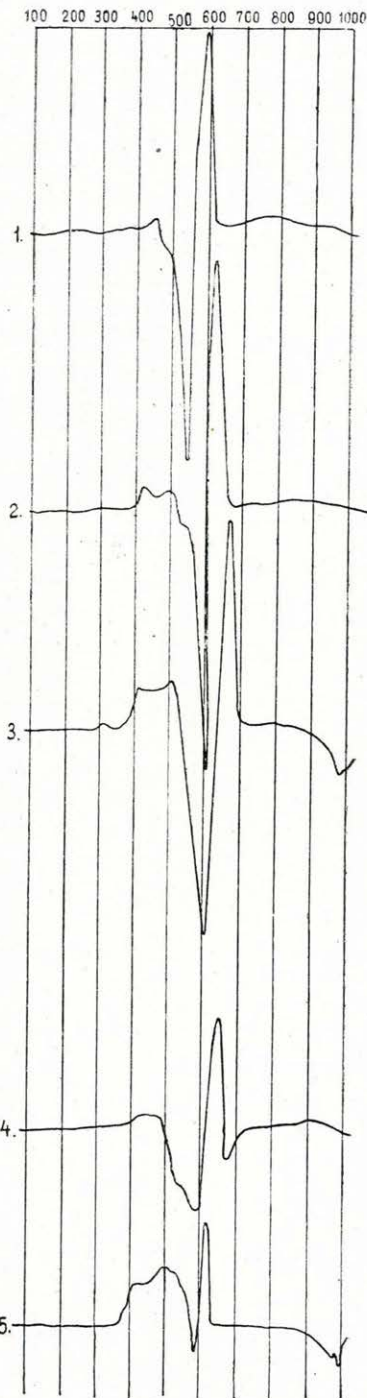
A kalcit többször megismétlődő, sokszakaszú kiválásának eredményeként ez az ásvány az érc repedéskitöltéseiben igen elterjedt. Kristályméretei változók, azonban általában a szideriténél nagyobbak. Üregek, repedések falain olykor fennőtt romboéderes kristályokból álló bekéregzéseket alkot.

Barit. A pátvasérc metasomatikus eredetű, leggyakoribb kísérő ásványa. Megjelenése rendkívül változó, csaknem szabálytalan. Hatalmas pátvasérctömegeket találunk, melyekben a barit egyáltalán nem, vagy csak egyes kristályközökben meghúzódó aprószemű, gyér kitöltés alakjában jelenik meg. Máshelyütt a barit a pátvasérc csaknem állandó kísérője, mely szabálytalan érhálózat, vagy rétegmenti fészkek, zsinórok alakjában, durvakristályos kiválásokban jelenik meg (24., 25. ábra).

A barit legjelentősebb felhalmozódásait a pátvasércetek márgaérintkezésén kialakult baritos szegélyekben találjuk. Ezek sza-

22. ábra. Pátvasérc-fajták DTA-diagramjai. (FÖLDVÁRI A.-NÉ — KOBLENCZ V.) 1. Kristályos (sziderit pirít). — Rozsnyó. 2. Középszemű, részben oxidált pátvasérc (sziderit pirít). — X-es D, kompresszor-szint 1378. p. (9. sz. elemzés). 3. Középszemű pátvasérc (sziderit, pirít). — Andrassy I. keresztvárat (8. sz. elemzés). 4. Finomszemű pátvasérc (sziderit) — Andrassy I. fejtési szállítóvázat. 5. Szegélysziderit (pirít, sziderit) — X-es D, kompresszor-szint 1378. p.

Fig. 22. Diagrammes DTA des sortes de minerais à sidérite. (Mme M. FÖLDVÁRI — VOGL — V. KOBLENCZ.) 1 Sidérite cristalline (sidérite, pyrite) — Rožnava. 2. Minerai sidéritique à grains moyens, en partie oxydés (sidérite, pyrite). — Horizon du compresseur du S de X. 1378^{me} point. (Analyse N^o 9.) 3. Minerai sidéritique à grains moyens (sidérite, pyrite). — Couloir transversal de Andrassy I. (Analyse N^o 8.) 4. Minerai sidéritique (sidérite). — Couloir de transport de l'extraction de Andrassy I. 5. Sidérite de bordure (pyrite, sidérite). — Horizon du compresseur du S de X. 1378^{me} point.



kaszos kiválású, szalagos felépítésű anyagában durvakristályos barit az uralkodó ásvány, mely a szegélyek változó felépítése szerint sziderit, kvarc, pirit, galenit sávjaival váltakozik (23., 26., 42. ábra).

Valószínű, hogy a baritnak a pát főtömegében egyenletesen eloszló, számottevő mennyisége az első szideritkristályosodáskor apró táblás kristályok alakjában vált ki. A barit főtömege, éspedig durvakristályos, gyakran legyezősen rendeződő halmazai, valamint kvarccal finomszemcsés összenövésben megjelenő fajtája a sziderittest kialakulása után képződött (IV. tábla 2, 3.). A barit utólagos térhódítását a csiszolati képekben gyönyörű szöveti formákkal jelentkező kiszorítási jelenségek igazolják (III. tábla 4. IV. tábla 1.). A mikroszkópi vizsgálatok arra is utalnak, hogy a baritos pátszegélyek a korábban kialakult sziderittest peremi szakaszának rovására képződtek. A durvakristályos barit a csaknem teljes kiszorítás nyomaiként a sziderit reszorpciós roncsait zárja magába.

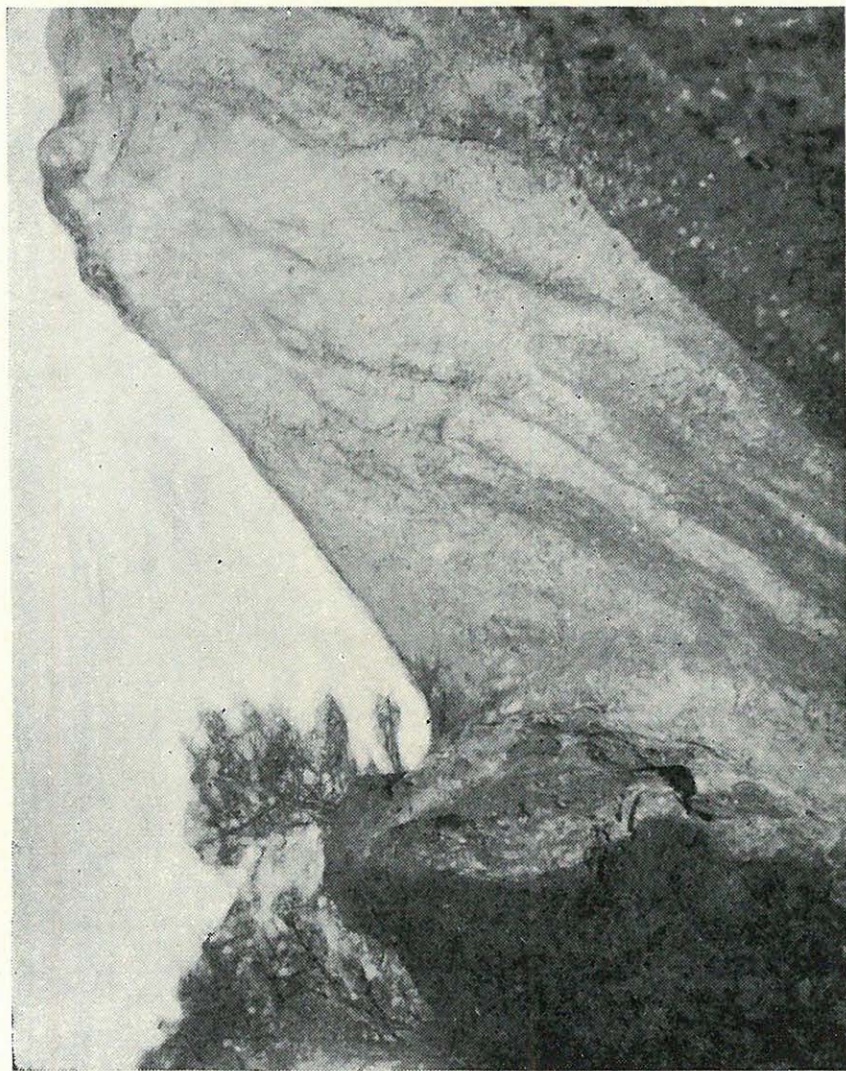
Kvarc. A pátvasércnek a baritnál csekélyebb mennyiségű, de sok tekintetben hasonló eloszlású kísérő ásványa. A kvarc apróbb-nagyobb fészkei az elsődlegesen kialakult pátvasércanyagban nagyjában egyenletes elosztásban, sajátalakú szemekben is megtalálhatók, így a metasomatózis fő fázisát kísérő járulékos ásványnak tekinthetjük. A pátvasérc kvarctartalmának zöme azonban későbbi kiválás terméke. Barittal alkotott finomszemcsés összenövésai az ércetek különböző részein, de főként a szegélyek övezetében kiszorítják a szideritet (V. tábla 1.). Utólagos kovasavas átszivárgás, érkitöltés vagy impregnáció alakjában az ércet egyes részeit jelentősen átkovástitotta.

Pirit. Ugyancsak két generációban, kétféle kifejlődésben jelenik meg. Nagyjából sajátalakú, hintett kristályai a metasomatózis fő fázisában a sziderit kísérői. Üregek falain helyenként jól fejlett kristálykérgeket is alkot.

Az érctelep kialakulásának későbbi szakaszán, kénfelvétel révén a szideritből is képződött pirit. A feltörő kénes gőzök a szideritszemek felületét támadták meg, vagy a romboéder szerinti hasadás nyomán hatoltak a szem belsejébe. Az átalakulás révén a sziderit felülete és belsejének egy része alakult át egészen finomszemcséjű, alakatlan megjelenésű piritté.

Kalkopirit. A pátvasérc átlagos 0,15%-nyi réztartalma főként kalkopirithez van kötve. Alakatlan kristályos fészkei az első piritgeneráció foltjaival kapcsolatban jelennek meg. Az átlagos pátvasércben igen finom eloszlású, alig észrevehető. Fennőtt kristályai üregekben igen ritkán található. Szabálytalan eloszlású, de feltűnőbb kalkopirit felhalmozódások jöttek létre a szegélyek kialakulásához vezető baritkiválás során. Egyes szegélyek szulfidsávjaiban a pirit helyett túlnyomórészt kalkopirit jelenik meg.

Bornit. Ásványtani ritkaságként jelenik meg a pátvasérc különösen gazdag rézfelhalmozódásaiban. Valószínű, hogy az érctelep leművelt felső szakaszán előfordulása gyakoribb volt.



23. ábra. Elvonszolt baritos szegély barnavasérc és kampili márga érintkezésén. —
Andrássy I., Andrássy II.-be vezető alagút feletti.

Fig. 23. Bordure barytifère entraînée, au contact du minéral limonitique et de la marne
campiltienne. — Au-dessus du tunnel qui mène de Andrássy I. à Andrássy II.

Hematit. Ritkaságként a pátvasérc szemcseközeiben, finom-pikkelyes kristályhalmazok alakjában lép fel.

Galenit. Szinte kizárólag a baritos szegélyekhez kötött ásvány. Finom szemű, olykor közepes kristályú halmazai a szegélyek baritos, kovás sávjai-ban jelennek meg. Mikroszkópi méretekben is jól látható a galenit apró szemcsés halmazainak a szegély finomritmusos kérges felépítését követő elhelyezkedése (V. tábla 2.). Kísérői, részben átalakulási termékei az ércszegélyek ásványtani ritkaságait képező *bournonit* és *jamesonit*.

Tetraedrit. A pátvasérctestek rendkívül szabálytalan eloszlású, többnyire csak ritkaságként megjelenő szulfidásványa. Nagyobb kalkopirit-felhalmozódásokkal kapcsolatban, leginkább a pátszegélyekben alkot jelentősebb felhalmozódásokat.

A pátvasérc szövete

A pátvasérc szövetének legáltalánosabb és legerjedtebb típusa a homöoblasztos illeszkedés. A nagy felületen előrehaladó metasomatikus átépítődés során az érctest egy-egy részén a szideritanyag közel egyidejű kristályosodással vált ki. Sajátalakú szideritkristályt a pátvasérc főtömegében alig találunk, legerjedtebb a *szabálytalan nyúlványokkal egymásba illeszkedő (amöboid) szemekből* álló szövet (III. tábla 1.). Kristálylap irányát úgyszólván egyik szemcsehatáron sem találjuk meg. A kristályszemek egymásbakapcsolódó, gyakran elágazó nyúlványai és a kristálytani irányok (hasadás) között összefüggés nem ismerhető fel.

Ez a szövet TROJER (1952) vizsgálatai szerint is a metasomatikus keletkezésű karbonátokra jellemző. Az *amöboid pátszövet* Rudabányán még sem lehetett mindenhol a metasomatózis közvetlen, elsődleges terméke. Több helyen megtaláljuk még nyomát az aprószemcsés, egymásbakapcsolódás nélkül érintkező, legömbölyített romboéderes alakú kristályokból álló pátanyagnak. Ez legtöbb helyen reszorbeált maradványként figyelhető meg, a nagyobb szemű, amöboid szövetű pátanyag kiszorításának hatásaképpen (III. tábla 1, 2, 3.). Ezt a folyamatot csak *átkristályosodásnak*, szöveti átrendeződésnek tekinthetjük, és nem tarthatjuk későbbi, magasabb hőmérsékletű vagy fémdúsabb ércképző fázis termékének. A pátanyag átkristályosodása mindenestre az eredeti zárványosság bizonyos fokú kiküszöbölésével (zárványkoszorúk), a kristályok tisztulásával járt együtt (IV. tábla 2.).

A jellegzetes metasomatikus szövetű pátvasércben *kiszorításos* képletek is meglehetősen gyakoriak. Az érces képződmény főtömegének kialakulása után jelentkező durvakristályos, finom zárványoktól mentes, legyezős kioltású, fiatalabb sziderit, mely a pátvasércben érkitöltések vagy fészkek alakjában jelenik meg, felemésztí a határos, korábban kivált szideritszemeket (IV. tábla 3.). Kiszorítással nyomul be az amöboid szövetű pátvasérc tömegébe a fiatal sziderit-kiválással nagyjából egyidejű

durvakristályos barit, illetve a még ennél is fiatalabb tiszta vagy *finomszemű barittal összenőtt kvarcanyag* is.

Szövet tekintetében is külön tárgyalást érdemelnek a baritesíkos *pát-szegélyek*. Ezek, mint a metasomatózis ritkább elemeinek, illetve ásványainak felhalmozódásai, szövetükben is nagy változatosságot árulnak el. Amint vastagság, ásványi összetétel vagy szerkezet tekintetében nem egységesek a szegélyek, úgy szövetük is páttestenként, gyakran sávonként változó. A szegélyekről általában föltehetjük, hogy a *pátvasérc-anyagnak* csaknem teljes *főlemésztésével* jutottak térhez. A kiszorításról főként a baritanyagban található sziderit-kristályroncsok tanúskodnak (IV. tábla 1.).

A szegélyek fő tömegét alkotó barit többnyire durvakristályos, sajátalakú. A kristályok igen gyakran rendeződnek legyezős halmazokba, melyek tengelye többnyire a sávok irányára merőleges (IV. tábla 2., V. tábla 1.). A szegélyképződéssel kapcsolatban kivált sziderit szövetileg is eltérő a pátvasérc főtömegétől. A szegélyképződés körülményei a kristályosodási képességet általánosan megnövelték. A szegélyszideritet az ércetek főtömegétől *sajátalakú szövet* különbözteti meg. A szegély szideritsávjainak anyaga egymáshoz illeszkedő, romboéderecs pát szemek tömegéből áll (rombusz-pát). A finomszemű barit-kvarc összenövés többnyire a szegély külön sávjában jelentkezik.

Az ércszegélyek szulfidásványai rendszerint élesen elkülönülő sávokat, csíkokat alkotnak. Eloszlásukon a szegély *ritmusos növekedése* mikroszkópi méretekben inkább szembetűnő, mint a nagytömegű alkotórészek (V. tábla 2.). Sávhatarokról kiinduló kristálynövekedésük (galenit) a márgaérintkezés felé irányuló áramlásról tanúskodik.

A pátvasércben elváltozott (kihengerelt, hajlított, összetört, felőrölt) szövetek is igen gyakoriak. Változatos formáik az ércképződés utáni hegy-ségképző igénybevételek szerkezeti irányok szerint különböző mértékű érvényesüléséről tanúskodnak.

A pátvasércetek alakja és szerkezete

A metasomatikus pátvasércetek alakját a metasomatózis előtti dolomitpikkelyek szabták meg. A pikkelyeződés során a dolomittömegek leszakadását, különválását nagyjából a rétegeesség, padozottság szabta meg. A márga kenőrétegen egymásra torlódott dolomitpikkelyek többnyire táblás kiterjedésűek, lapjuk a dolomit padosságával megegyező. A rudabányai érces képződmény szerkezeti alakulásának sajátosságos mechanikai adottságai folytán szigorú irányítottság nélkül, márga közbenedéssel, erősen deformálva csúsztak egymásra a dolomittömegek. Ebben a viszonylag csekély fedővastagság mellett, igen heves tektonikai erőhatásokra kialakult szerkezetben a merev karbonátos kőzeteket töréses, morzsolódásos alakváltozás érte.

Az érces képződmény ma előttünk álló szerkezetében az ércesedés előtti és utáni szerkezeti mozgások hatásait összegezve figyelhetjük meg.

Ebből az ércesedés előtti szerkezet kiszűrésére csak néhány támpontunk van. Föltehetjük, hogy a dolomitpikkelyek eredetileg nagyobb összefüggő táblákat alkottak, alakjukon a padosság szerinti kiterjedés szembetűnőbb volt, mint ma (XI. mell.) és anyaguk kiterjedtebb szakaszokon őrizte meg az eredeti üledékes közetszerkezetet.

Az érc-, illetve dolomittestek haránttagozódása a padosság szerint elkülönült közettömegek szabálytalan törési felületei mentén következett be. Az érc- vagy dolomittestek elvégződése üledékes réteghatárnak, kivékonyodásnak nem tekinthetők. Az ércetek széleinek olykor ékszerű alakulását az egész szerkezeten is tükröződő, nagyszabású kihengerlődésnek tulajdoníthatjuk.

Az ércesedés korabeli «őspikkelyek» későbbi szerkezeti igénybevételek hatására szabálytalan részpikkelyekre, tömbökre aprózódtak, melyeken a réteglapmenti kiterjedés nem mindig uralkodó (52. ábra).

A pátvasérc szerkezetét nagyrészt a kiindulási dolomitanyag szerkezete határozta meg. A Rudabányai hegységben az alsó-anizuszi dolomit általában vastagabb-vékonyabb *pados*, helyenként *táblás* szerkezetű. Az erős szerkezeti igénybevétel, mely már az első pikkelyes szerkezet kialakulásával is együttjárt, a dolomit nagyobb összefüggő tömegeit összeroppantotta (21. ábra), a kisebb dolomittesteket pedig valósággal felmorzsolta (9. ábra).

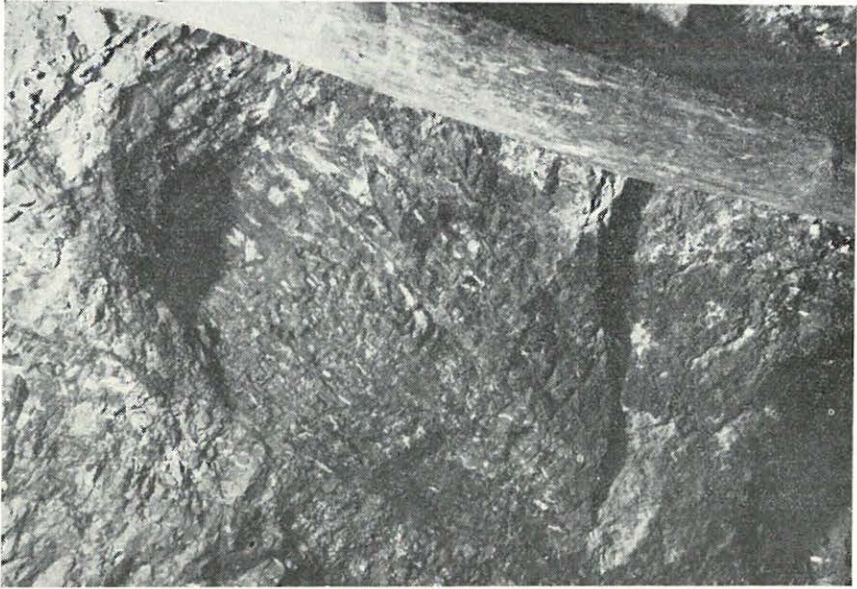
Az érctelep dolomittesteinek mai töredezettségéből és felmorzsoltságából nem következtethetünk ugyan közvetlenül az ércesedés előtti dolomit szerkezetére, azonban már az első pikkelyeződést kiváltó mozgásokról bizonyosra vehetjük, hogy a vonulat legnagyobb részén *katakklázos* szerkezetet idéztek elő. A metasomatózis kiindulási anyagának összetöredeztsége az átjárhatóság megnövelésével az anyagkicsérlődés fontos előfeltétele volt.

A szideritesedés a dolomitanyag kristályonkénti lebontásával és átépítésével fokozatosan haladt előre s a lassú folyamat során a dolomit eredeti szerkezete teljesen új szöveti kép kialakulása mellett pontosan lemintázódott. Pados vagy táblás dolomitból ugyanilyen szerkezetű pátvasérc keletkezett. Az anyagi átalakulás és teljes *átkristályosodás* a pátvasérc szilárdságát lényegesen megnövelte. A pátvasérc magán viseli ugyan a dolomit eredeti padosságának, rétegzettségének jeleit, az üledék-képződésből eredő határfelületei azonban a metasomatózis során szövetileg nagyjából eggyé forrtak.

A pátvasércképződésnél a kiindulási dolomittömeg átjárhatósága szabta meg az anyagkicsérlődés és kristályosodás menetét. Az átszivárgó oldatok a közetrések felől előrehatolva építették át a kőzetanyagot. E tekintetben a rétegréseknek az oldatok vezetésénél fontos szerep jutott. A dolomittömeg fokozatos átépülése során a rétegrések eleinte a rájuk merőleges repedések és elválási lapok mentén történő anyagszállítás és átkristályosodás révén csak helyenként forrtak össze. A metasomatózis későbbi szakaszán a rétegrések nyitva maradt szakaszaiban nagyobb pátvasérctömegekre jellemző következetességgel durvakristályos barit vált

ki, elnyúlt fészkek, zsinórok alakjában (24. ábra). A baritzsinórok szinte kihangsúlyozzák a pátvasérc rétegeességét, amivel azonban az érc finomabb alkotása nincs már összhangban (25. ábra).

Az alsó-anizusi dolomit jelentős szakaszain az uralkodó padozottság vagy rétegeesség nem ismerhető fel. Az ilyen tömeges megjelenésű, szabálytalanul összetört dolomit átalakulásából hasonló szerkezetű pátvasérc-



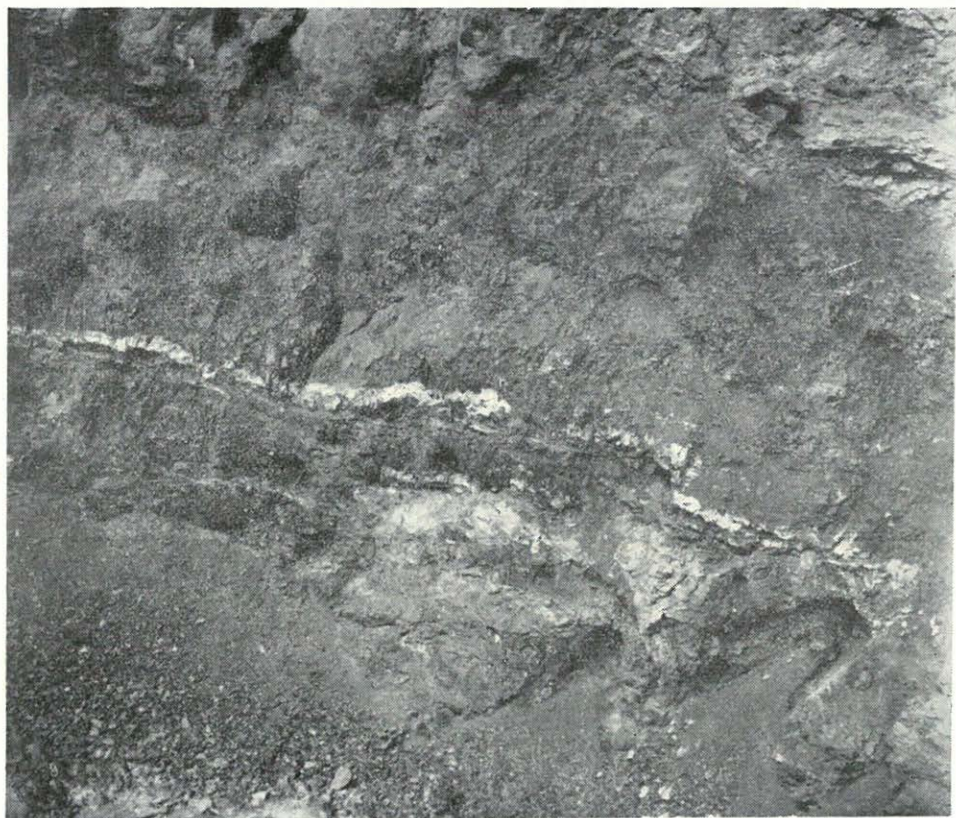
24. ábra. Rétegzés irányában elhelyezkedő apró barittlencsék réteges szerkezetű (kampili alapanyagú) pátvasércben. — X-es D, altáró-szinti fejtés.

Fig. 24. *Lentilles de baryte, orientées selon la direction de la stratification, en minerai sidéritique à structure lamellaire (à matière campilienne) — Extraction dans l'horizon de la galerie du S de X.*

tömeg keletkezett. A töredezettség vagy töredékesség, mely a pátvasérc feltárási területén szembetűnő, dolomitról lemintázott szerkezet. Friss törési felületen jól megfigyelhető, hogy a pátvasércben utólag az elsődleges dolomitrepedések nagy része összeforrott s törésfelületek kialakulására csak gyenge szerkezeti hajlamosság maradt vissza. Az ilyen szerkezetű pátvasércben a későbbi durvakristályos baritkiválás is a szabálytalan, későbbi repedések irányát követi.

A dolomit jelentős tömegei már a *metaszomatózis előtt* tektonikusan *felmorzsolódtak*. A dolomit dolomitbreccsává alakult át. Az összemorzsolódás során ellenállóbb kőzetszemek a kőzet finoman felőrölt alapanyagába ágyazódtak. Az ilyen dolomitbreccsából alakult pát a kristályok szem nagyságában, gyakran a fémeloszlásban is, *lemintázta* az eredeti breccsás szerkezetet. Az eredeti breccsaszemhatárok azonban összeforrottak, így friss törési felületen egyáltalán nem szembetűnők. A breccsás szerkezet leginkább régebbi feltárási felületeken emelkedik ki és válik jól láthatóvá.

A pátvasérc említett szerkezeti formáit tehát az ércanyag átkristályosodás során bekövetkezett összeforrottsága jellemzi. Az *ércképződés utáni* hegységképző mozgások hatására azonban helyenként a pátvasérctömegek is összetöredeztek vagy felmorzsolódtak. Erős tektonikai igénybevétel



25. ábra. Réteggel párhuzamos, kiékelődő és elvetett bariterek barnavaércben. — Vilmos «Nagyfal» alján. (Pietsch R. felv.)

Fig. 25. Veines de baryte, amincissantes et faillées, parallèles à la stratification, en minerai à limonite. — Au pied du «Grand mur» de Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

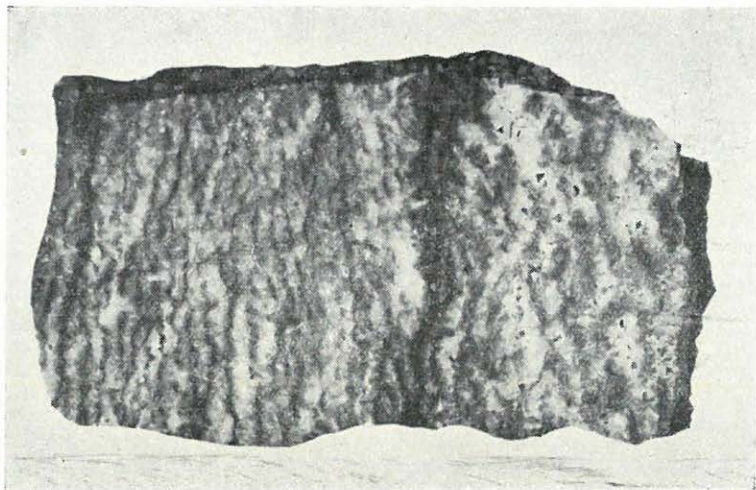
gyakran az ércetesteket teljesen *összeroppantotta*, így azokat a laza repedések sűrű hálózata járja át. Megbontáskor ezek a páttestek ráütésre is apró murvává hullnak szét, így termelésük darabosan nem is lehetséges.

A páttestek ércesedés utáni összetöredezése több szakaszban következett be. Időrendi különbséget jelöl az, hogy egyes fajták repedéshálózatát helyenként késői ásványkitöltés (kalcit, barit) foglalja el, másol a széttört szemeket semmi sem ragasztja össze.

A pátvasérctestek különös szerkezeti sajátossága a baritos szegélyek kialakulása. Az ércesedő dolomittestek tektonikus márgaérintkezésén az érintkezési felülettel párhuzamosan futó 0,2—2,0 m vastagságú szegély-

képződmény alakult ki. Felépítésük páratlan hűséggel jellemzi a képződési folyamat dinamikáját. A különböző ásványok sávjainak váltakozásán híven tükröződik az ásványképző oldatok áramlása, torlódása, összetétel-változása. Azok az elemek, illetve ásványok, melyek nem voltak állandó kísérői a metasomatózis folyamatának s a dolomitanyag közvetlen kisorsítására sem voltak képesek, a pátszegélyek anyagában halmozódtak fel.

A pátszegélyek anyagában barit és sziderit az uralkodó. Ezek sávonkénti váltakozása okozza a szegélyek csíkozott, olykor finomrétegzettnek tűnő szerkezetét (26. ábra). A sávok lefutása azonban csak nagyjából követi a



26. ábra. Finomsávosan váltakozó barit és sziderit piriterekkel, pátszegélyből. — X-es É, szállítóvágat Term. nagyság $\frac{1}{2}$ -e.

Fig. 26. Baryte finement alternante à veines de sidérite et pyrite, dans une bordure du minéral sidéritique. — Couloir de transport du N de X. $\frac{1}{2}$ de la grandeur naturelle.

pát-márgaérintkezés síkját, finomabb fodrozódásából, sőt helyenként keresztretegzéshez hasonló ívelt szerkezetéből is nyilvánvaló, hogy a szerkezet nem leülepedő anyag egymásra rétegződése, de nem is egy korábbi üledékes-réteges szerkezet lemintázása útján keletkezett (42. ábra). A sávozottság lefutásának a pátvasércetest felől odavezető repedéseknél megfigyelhető irányváltozása is arra utal, hogy a szerkezet a márgaérintkezésen való megtorlódás folytán alakult ki.

A pátszegélyek anyagában, vastagságában, szerkezetében megfigyelhető nagy változatosság a metasomatózis folyamatának sokféleségét felnagyítva, kiemelve tünteti fel (27., 41. ábra). Szinte a magmamaradéknak a főkristályosodás törzsmagmájához való viszonyával hasonlíthatjuk össze a két elemegyüttes összefüggéseit. A vízáteresztőképeség s egyben a vegyi alkotás éles határt jelentő márgaérintkezésen a pátvasércképződés lezajlása során oldatban maradó alkatrészek megtorlódás hatására és a környezet ugrásszerűen megváltozó vegyi hatásaira halmozódtak fel. Fel-

tehetjük, hogy az odaáramló oldatok a repedezett dolomit vagy páttest szélén elakadva, más nyomás- és hőmérséklet-, p_H , redox-viszonyok közé jutottak, ezek hatására a maradékelemek szakaszonként elérték ásványos kiválási feltételeiket. Így magyarázhatjuk a baritsávok uralkodó változását szideritsávokkal s a közöttük ugyancsak sávos eloszlású szulfid-



27. ábra. Elvonszolt ércszegély pátvasérc és vöröscsíkos kampili agyagmárga tektonikus érintkezésén. — X-es É, szállítóvágat.

Fig. 27. *Bordure entraînée de minerais, au contact tectonique du minerais sidéritique et de la marne campillienne à raies rouges. — Couloir de transport du N de X.*

ásványok (pirit, kalkopirit, bornit, tetraedrit, galenit, bournonit, jamesonit, szfalerit) megjelenését.

A pátvasérctestek márgahatárán nyitott hézag a metasomatózis maradékadatait nem fogadta. A szegélyek képződése során a sávos felépítésnek megfelelően fokról fokra *újraoldás* útján kellett az új ásványok kiválásához helyet biztosítani. A térférés részben a páttest peremi része, részben a fellazult márganyag rovására történt. A szegélyeken jól megfigyelhető, hogy a jellegzetes alakú, késői kiválású szegélysziderit és pirit — barit azonban nem — a márgalevelek közé nyomult be (57. ábra).

A leggyakoribb megjelenési helyük alapján szegélyeknek nevezett sávos baritkiválások általában *vízáró, torlódást előidéző felületekhez* voltak kötve. A szegélyek megkettőződésére, sőt néhol a páttest belsejében egy élesebb réteghatár mentén vékonyabb (4–30 cm) sávos baritpad képződésére («belső szegély») is találunk példát (25. ábra).

A baritszegélyek az összes tektonikus igénybevételt a páttesttel együtt élték át. Jellegzetes, sávzott felépítésük különösen alkalmas az elmozdulá-

sok megfigyelésére és rögzítésére (VIII. mell.). A páttestekhez hasonlóan a szegélyek jelentős része is elvonszolódott, kihengerlődött, felmorzsolódott (27., 41., 42. ábra). A szétDaraboltság, tektonikus feldolgozottság, márga-érintkezésmenti elvonszolódás nehezíti meg a szegélyes pát-márgaérintkezések egybefoglalását és az őspátvasércetek rekonstruálását (IV—V. mell.)

b) Barnavasérc

A barnavasérc ásványos összetétele

A barnavasérc fogalma éppúgy, mint a pátvasércé, a gyakorlati felhasználás minőségi követelményén alapul. Barnavasércként kerül felhasználásra a metasomatikus vasérctelep felszínközeli részének másodlagos folyamatok révén *fém tartalomban feldúsult* anyaga, mely átlagosan 33—35% vastartalmú (105°-on szárított anyagra vonatkoztatva). A gyakorlati felhasználás ásványos összetétel, szerkezet és képződésmód tekintetében rendkívül különböző ércfajtákat von azonos elbírálás alá. Tárgyalásunknál, igyekszünk ezt a szélsőségesen változó összetételű csoportot jellemezni, azonban a fémtartalom alapján idesorolt szferosziderites ércet, melynek ipari megjelölése is ellentmondást tartalmaz («szürke» barnavasérc), valamint a Deákbanya részben üledékes eredetű, hematitos-sziderites «barnavasérc»-ét külön kell választanunk.

Lényegileg a metasomatikus sziderites vasérctelep harmadkor óta kialakult 40—50 m vastagságú oxidációs övének túlnyomórészt oxidos-hidroxidos ércanyagú másodlagos képződményeit barnavasércként tárgyaljuk. A barnavasérc képződésében nemcsak leszálló atmoszferikus oxidáló folyamatok játszottak közre, hanem helyenként felszálló termális hatások is jelentős mértékben érvényesültek. Az oxidáció vagy hidrotermális átalakítás termékeinek különbözőségét és elkülönülését oldat, kolloid vagy törmelék alakjában való áthalmozások élesebben kidomborították.

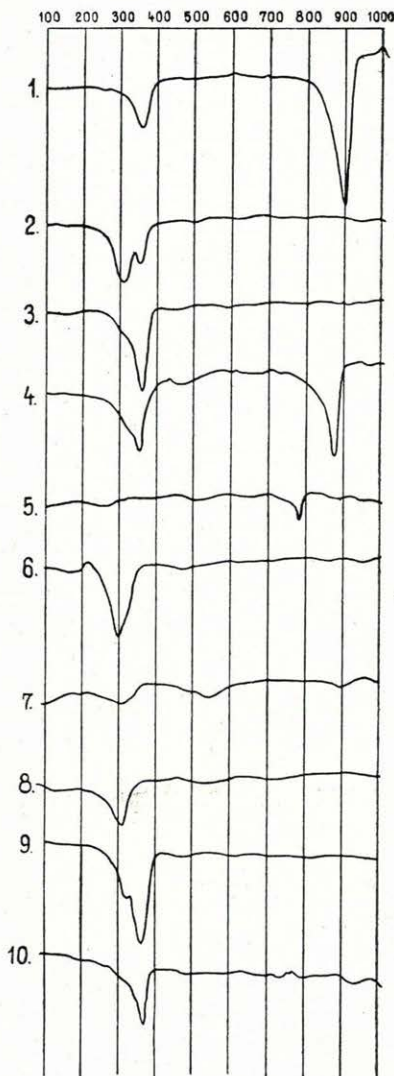
A barnavasérc felépítésében a kiindulási karbonátos üledék átalakítatlan és az oxidáció során sem változó ásványain, valamint a pátvasérc visszamaradó oxidálatlan anyagán kívül az oxidációs öv alábbi ásványai vesznek részt: *limonit* (goethit és lepidokrokít), *hematit*, *piroluzit*, *pszilomelán*, *wad*, *kalkozin*, *kovellin*, *kuprit*, *tenorit*, *termésrész*, *azurit*, *malachit*, *arany*, *cinnabarit*, *higany*, *kén*, *cerusszit*, *anglezit*, *gipsz*, *melanterit*, *halotrichit*, *valamint az áthalmozásból és újrakiválásból származó barit*, *kvarc*, *kalcit*, *aragonit* (IX/a—b. mell.).

A rudabányai oxidációs öv rendkívül gazdag, változatos összetételű ásványtársulásáról számos kitűnő és részletes ásványtani feldolgozás készült: SCHMIDT S. (1884), KERTAI GY. (1935), TOKODY L. (1924, 1950), KOCH S. (1939), KOCH-GRASSELY-DONÁTH (1950). Nem célunk ezuttal a másodlagos ásványok gazdag sorozatából számos ásványtani ritkaságként megjelenő fajta jellemzésében ezeket a korszerű és gondos leírásokat megismételni. Az igen érdekes kifejlődésekben jelentkező és a mállás, utólagos átalakulás folyamatainak egyes részleteit igen érdekesen megvilágító másodlagos

réz- és ólom-ásványok újrvizsgálatát azért sem tűzhattük ki célul, mert ezek gazdagabb előfordulásai az utolsó évtizedben csaknem teljesen kimerültek. A barnavasércképződmény tárgyalásánál vizsgálataink módjának megfelelően csak a földtanilag is jelentős tömegű ásványfajtákkal

28. ábra. Barnavasérc-fajták DTA-diagramjai (FÖLDVÁRI A.-né — KOBLÉNCZ V.) 1. Vöröses zöldes barnavasérc (vashidroxid, kalcit). — Vilmosi kamra, felső-szint. (9. sz. elemzés.) 2. Vaskobak (Glaskopf) (goethit, lepidokrokit) — Vilmosi tölcser. — 3. Szürkésbarna, kovás barnavasérc (vashidroxid) — Vilmosi kamra felső-szint. (10. sz. elemzés.) 4. Kávébarna, kristályos barnavasérc (vashidroxid, kalcit) — Vilmosi kamra, felső-szint. (7. sz. elemzés.) 5. Feketésbarna, hematitos barnavasérc kalcit, kevés vashidroxid) — Vilmosi kamra, felső-szint. (16. sz. elemzés.) 6. Limonitkérges áthalmozott barnavasérc (vashidroxid) — Vilmosi kamra, felső-szint. (18. sz. elemzés.) 7. Átmosott morzsás barnavasérc (illit, vashidroxid) — Vilmosi kamra, középső-szint. (2. sz. elemzés.) 8. Oxidált pátzsegély (vashidroxid) — Andrassy I. IV. felvonó alatti fejtés. (Pátzsegély, 17. sz. elemzés.) 9. Vaskobak(Glaskopf) (goethit, lepidokrokit) — X-es D-i kamra. 10. Téglavörös, breccás barnavasérc (goethit) — X-es D-i kamra, felső-szint.

Fig. 28. Diagrammes DTA des sortes du minéral à limonite. (Mme M. FÖLDVÁRI — VOGL — V. KOBLÉNCZ.) 1. Minéral limonitique rougeâtre, verdâtre (hydroxyde de fer, calcite). — Chambre de Vilmos, horizon supérieur. (Analyse N° 9.) 2. «Tête de fer» (Glaskopf) (goethite, lépidocrocite). — Entonnoir de Vilmos. 3. Minéral limonitique brun grisâtre, silicique (hydroxyde de fer). — Chambre de Vilmos, horizon supérieur. (Analyse N° 10.) 4. Minéral limonitique cristallin, couleur de café, (hydroxyde de fer, calcite). — Chambre de Vilmos, horizon supérieur. (Analyse N° 7.) 5. Minéral limonitique noir, à hématite (calcite, u n p e u d'hydroxyde de fer). — Chambre de Vilmos, horizon supérieur. (Analyse N° 16.) 6. Minéral limonitique réaccumulé à croûtes de limonite (hydroxyde de fer). — Chambre de Vilmos, horizon supérieur. (Analyse N° 18.) 7. Minéral limonitique fragmenté, lavé (illite, hydroxyde de fer). — Chambre de Vilmos, horizon moyen. (Analyse N° 2.) 8. Bordure oxydée de sidérite (hydroxyde de fer.) — Extraction au-dessous de l'ascenseur N° IV. de Andrassy I. (Analyse N° 17. (bordure de minéral)) 9. «Tête de fer» (Glaskopf) (goethite, lépidocrocite). — Chambre du S de X. 10. Minéral limonitique brècheux, rouge brique (goethite). — Chambre du S de X. horizon supérieur.



foglalkozunk részletesebben és az értelep kialakulásánál is számottevő ásványképző folyamatokat elemezzük.

Limonit. A pátvasérc főtömege a felszíni oxidáció, hidratáció folyamatai révén limonittá alakult át. A viszonylag egységes alkotású pátvasércből a felszíni vegyi mállás tényezői a vas-oxihidroxidok gazdag változatosságú keverékét hozták létre.

A pátvasérc testek a leszálló, oxigénnel telített csapadékvíz átszivárgása folytán fokozatosan, kristályszerűről kristályszerűre haladó átalakulással limonitosodtak. A helybenmaradt oxidációs termék több-kevesebb hűséggel lemintázta a pátvasérc szövetét és szerkezetét. Anyaga a vas-

oxihidroxid rendkívül változatos kifejlődésének és finomabb szerkezetének megfelelően tömeges, szemcsés vagy földes alkotású. Színe a világos okkersárgától a barnásfeketéig, cinóber-vöröstől a sötétliláig csaknem minden árnyalatot képvisel. FÖLDVÁRI A.-NÉ és KOBLENCZ V. DTA-vizsgálata szerint a pátvasérc helyben történő oxidációjából keletkezett limonit goethit és lepidokrokit változó mennyiségarányú keverékéből áll (28. ábra).

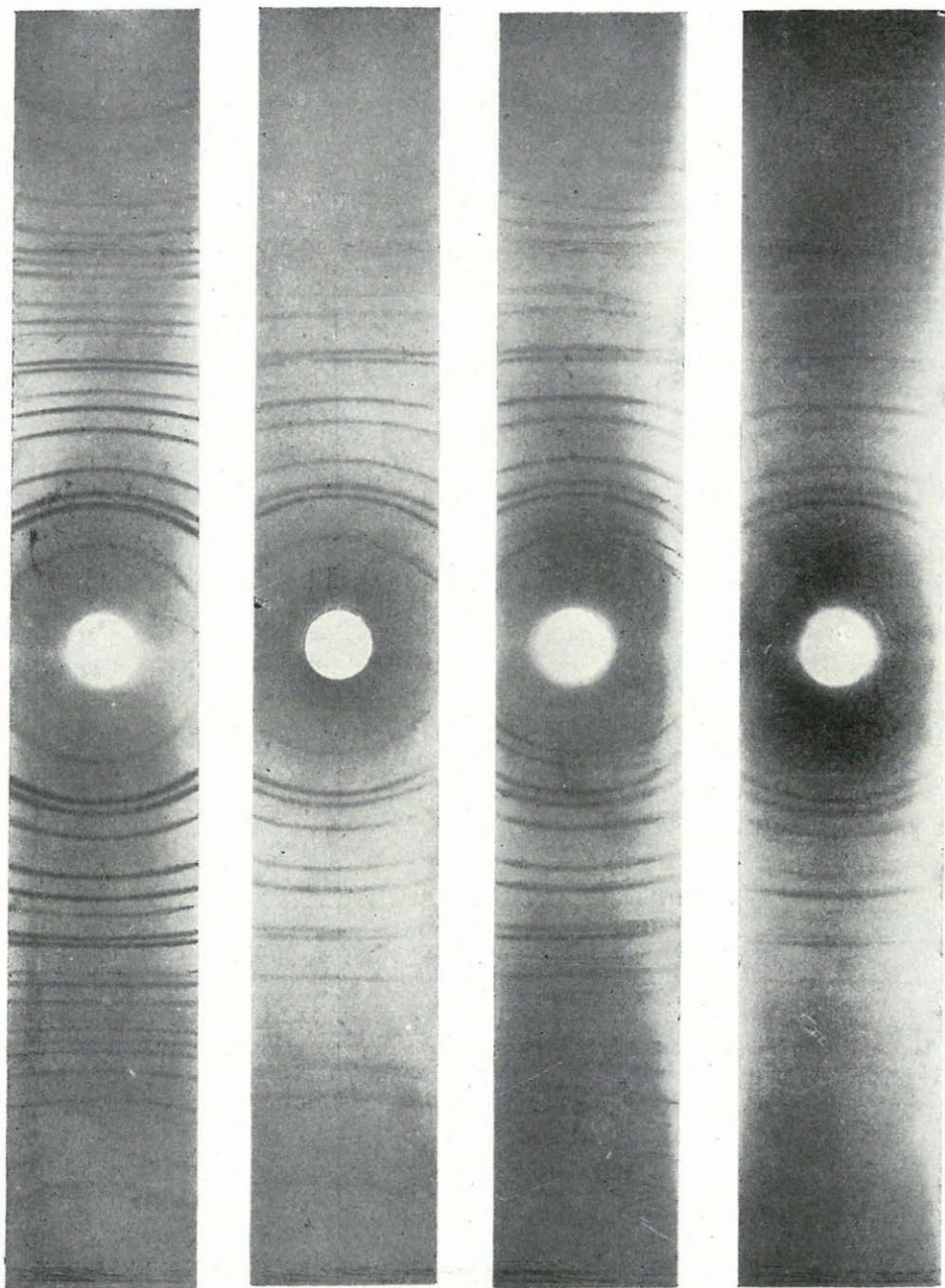
Az oxidálódó pátvasérc nagyobb hasadéakai mentén, valamint a már kialakult barnavasércetek kibúvásain a csapadékvíz és részben a hidrottermális utóhatásként feltörő hévforrások a vashidroxid anyagot oldat vagy hidroszól alakjában újból mozgékonyra tették. Az oldat vagy kolloid alakban történő áthalmozás a viszonylag tiszta limonitanyag helyi felhalmozódásaihoz vezetett és változékonyságban, formagazdagságban messze felülmúlja a helybenmaradt limonitot. A barnavasérc hasadékokban vagy az ércfelszín többszerű mélyedéseiben az áthalmazott limonitanyag vékonyabb-vastagabb kérges — olykor pompás kifejlődésű rostos kristályok alkotta «vaskobak» (Glaskopf)-ok — és ezek közeit kitöltő finom okker alakjában halmozódott fel. A «vaskobak»-ok limonitanyaga DTA-vizsgálatok szerint csaknem tiszta lepidokrokit (28. ábra 9.).

Hematit. A helybenmaradt barnavasérc földtanilag is számottevő kiterjedésű tömegeit ásványtanilag végigvizsgálni nem volt lehetséges. Vizsgálataink a típusnak tekinthető, elterjedtebb ércfajták behatóbb vizsgálatára szorítkoztak. Az átlagosnál jóval nagyobb vastartalmú, sötét színű (feketés, ibolyás) barnavasércminták esetében a DTA-vizsgálat jelentősebb limonittartalmat, mely a kémiai elemzés $Fe \cdots$ -értékével arányban állott volna, kimutatni nem tudott (28. ábra 5.). Ez volt az első közvetett bizonyíték arra, hogy a barnavasérc egyes fajtáiban a vastartalom nem hidroxidásvány, hanem finom eloszlású hematit alakjában van jelen. E nyomon elindulva, FUCHS ERIK szíves támogatása folytán, röntgen porfelvételekkel is sikerült a feketetés — korábban különösebben Mn-gazdagnak tartott — «barnavasércfajták»-ban a hematit jelentős mennyiségű jelenlétét közvetlenül is kimutatni (29. ábra 2.).

A hematitos vasérc többnyire földes tömeg, melyben a hematit jelenlétét leginkább karca árulja el. A kézi nagyítóval való vizsgálatnál előcsillanó gyér vascillámpikkelyek egyáltalán nem feltűnőek, valószínűleg ezért kerülték el a részletes és alapos ásványtani vizsgálat (1950) során KOCH S. figyelmét. Az érc vékonycsiszolata is annyira finom eloszlású tömeget mutat, hogy abban ásványmeghatározás optikai úton nem volt lehetséges.

A hematit megoszlásának és mennyiségének pontosabb ismerete nélkül nem tudjuk lemérni, hogy a hematitképződésig vezető víztelenedés milyen körülmények között folyt le, s hogy a felszíni mállás tényezői a feltörő termális oldatok hatásával e tekintetben is milyen módon és arányban fonódtak össze.

Másodlagos mangánércásványok. A rudabányai pátvasérc 1—3%-át kitevő Mn, mely a karbonátos érceben kimutatható önálló ásványt nem is alkot, az oxidációs övben helyenként a vastól elkülönülve halmozódik fel és a



1.

2.

3.

4.

29. ábra. Oxidos vasércfajták röntgen porfelvételei (FUCHS FRIK) 1. Tiszta hematit. 2. Feketésbarna, hematitos barnavasérc. — Vilmos kamra, felső-szint. (16. sz. elemzés.) 3. Hematitos kvarcos vasérc. — Alsó-Deákbánya. 4. Barnásfekete tömör barnavasérc. — X-es D-i kamra.

Fig. 29. Diagrammes de poudre roentgenométriques des sortes de minerais de fer oxydi que (E. FUCHS). 1. Hématite pure. 2. Minerais de fer brun noirâtre, à hématite. — Chambre Vilmos, horizon supérieur. 3. Minerais de fer à hématite. — Ouverture inférieure de Deákbánya. 4. Minerais limonitique noir brunâtre, compact. — Chambre du S de X.

másodlagos mangánásványok változatos kifejlődéseit hozza létre. A helybenmaradt barnavasércben a mangánoxidok nagyjából az elsődleges érc eloszlásának megfelelően szennyezik a limonitot. A keveredés (összenövés) nagyságrendje igen különféle lehet. Gyakran annyira egyenletes és finom eloszlású, hogy a limonit színeződésében foltosság még mikroszkóp alatt sem észlelhető. Máshol azonban mikroszkóp vagy kézi nagyító is jól mutatja a mangánoxid érkitöltésekben, kérégekben vagy foltokban való elkülönülését.

A vas- és mangánoxid jelentősebb szétkülönülése oldódás révén történő áthalmozás esetén következik be. Ilyenkor alakulnak mangánoxid-kérégek vagy fészkek az áthalmozott barnavasérc hasadékaiban, üregeiben (2. elemzés). A piroluzit és pszilomelán megjelenési formáinak pontos leírását a pszilomelán teljes elemzésével Kocsi S. (1950) adja. Utóbbi a dúsan baritos pátvasérc oxidációjából keletkezett barnavasércben jelentős (Felső-Deákbanya 14. sz. elemzés).

Másodlagos rézércásványok. A pátvasérc alárendelt mennyiségű réztartalma, mely főtömegében a finoman hintett vagy a szegélyekben feldúsuló kalkopiritben jelent meg, az oxidációs (cementációs) övben csodálatosan formagazdag másodlagos rézásványtársulás kialakulásához vezetett.

A pátvasérc hintett réztartalma helyben oxidálódva többnyire kuprit (téglaérc) vagy tenorit alakjában vált ki. A pátszegélyek jelentősebb rézfelhalmozódásain néhol az elsődleges rézércásványok összefüggő felhalmozódása és átalakulásuk kezdeti fokozata az oxidációs övben is megfigyelhető volt. A kalkopirit, illetve bornit leszálló oldatok hatására építődött át kalkozinná, kovellinné, egy ismeretlen rézszulfiddá [melynek pontos meghatározását az eddigi kutatóknak nem sikerült megadni (Koch—Grasselly—Donáth, 1950)], majd kuprittá (IX/a—b. mell.).

A másodlagos rézércásványoknak főleg a szulfátossá váló leszálló csapadékvízben való igen jó oldhatósága az oxidációs öv ásványai között nagy mozgékonytságot biztosított. Ezért az értelep elsődleges szórt réztartalma a másodlagos övben más járulékos fémeknél jobban feldúsulhatott. Cementációs folyamatok révén — különösen az értelep felszínközeli, már leművelt szakaszán — a leszálló oldatok által szállított réztartalom a hasadékrendszerek egyes járataiban termésréz kiválások alakjában oly mértékben dúsult fel, hogy évszázadokon át foglalkoztatta a kisüzemi bányászkodást. A másodlagos folyamatok révén kialakult rézfelhalmozódások szerény maradványa 10—20 év előtti gyűjtések alakjában megmenekült az elkallódástól és rendszeres vizsgálatra kerülhetett.

Az oldatban szállított és cementáció révén kicsapódott termésréz változatos alakzatai átalakulások további során részben vagy teljesen kuprittá, malachittá, azurittá változtak. Utóbbi ásványok nagyméretű, szépen fejlett kristálycsoportjai a világ leggazdagabb rézércelőfordulásainak másodlagos ásványaival vetekednek, így jól jellemzik a rézben szegény Rudabánya másodlagos folyamatainak szélsőséges dúsító hatását.

A legdúsabb termésrézleletek egykori elhelyezkedését az értelep felszínközeli részén nem ismerjük. A legutóbbi időben előkerült kisebb-

nagyobb termérszfézszkek a bányá legkülönbözőbb szintjein léptek fel, így a cementációs öv egyértelmű behatárolásához nem nyújtottak alapot. A termérszfézfordulások közös vonása, hogy mindig hasadékok mentén alakultak ki, így valószínűleg a hasadékminti szivárgás és a vasszulfátoldatokkal való találkozás helyi körülményei szabták meg — egységes vízszint helyzetétől függetlenül — a termérszfézfeldúsulások helyeit. A fézszkenkénti termérszfézfordulások nem ütik rá bélyegüket az érces képződmény egészére, így cementációs övről általánosan nem beszélhetünk Rudabányán.

Másodlagos ólomércásványok. Az ércezegélyek ritmikus kiválású galenitje az oxidációs övben cerusszit és anglezit halmazaiává alakul át (IX/a—b. mell.). A két ásvány közül a cerusszit jóval gyakoribb, aprókristályos tömegei a pátvasérc szegélyeiben is fellelhetők. A karbonátosodás gyakran nem volt teljes mértékű, így a finom eloszlású maradék-galenit gyakran feketére színezi a cerusszítot (KOCH—GRASSELY—DONÁTH, 1950). A másodlagos ólomásványok formagazdag fennőtt kristályai oldatban történő áthalmazás útján üregek, repedések falain fennöve jelennek meg.

Szulfidos ércásványok szétesési termékei. Az előbb felsorolt átalakulási termékeken kívül a szulfidásványok szétesése és a termékek bizonyos fokú felhalmozódása révén vált ismertté Rudabányán néhány ásvány rendkívül ritka, csekély mennyiségű előfordulása. Ilyen a tetraedrit bomlástermékeként megjelenő terméshigany és cinnabarit, a szulfidok redukciójából előállott terméskén és a kalkopirit szétesése során felszaporodott terméсарány (IX/a—b. mell.).

Másodlagos víztartalmú szulfátok. A barnavasércképződéshez vezető másodlagos folyamatok vízben oldható szulfátok képződéséhez vezettek. A leszálló vízben történő anyagszállítás leggyakoribb vegyi alakja is ez lehetett. A víztartalmú szulfátok — gyakran szennyezett, egymással keveredő — jelentősebb felhalmozódásait felhagyott külfejtések falán, vagy bányavágatokban találjuk meg. Ezek között legjelentősebbek a *melanterit*, *gipsz*, *epszomit*, *halotrichit* (IX/a—b. mell.).

Újrakiválások. A barnavasérc képződésével és átalakulásaival kapcsolatos anyagszállítás és anyagátrendeződés az érctelep korábban kivált ásványainak oldatba jutását és újrakiválását vonta maga után. Ezek között leggyakoribb a kalcit, elterjedt a barit, kvarc és néhol az aragonit. Ezek az ásványok többnyire jól fejlett kristályokban, hasadékok, fézszkek falain fennöve jelennek meg s utólagos, késői kiválásukhoz kétség nem fér. A barit vagy kalcit pl. a másodlagos rézásványok halmazaira települve jelenik meg. Az ásványok mennyisége azonban az érc tömegéhez viszonyítva igen alárendelt, eloszlásuk az érctest hasadékrendszeréhez szabott.

A barnavasérc szövete

A barnavasérc fogalma alá tartozó rendkívül sokféle keletkezés módú rudabányai másodlagos oxidos vasérc szövete is rendkívül változatos. Pátvasércből a barnavasérc képződése — amint az oxidációs öv alsó határán gyűjtött mintákban jól láthatjuk — a repedések felől előnyomuló

fokozatos oxidációval indul meg. Ennél a folyamatnál az érc még nagyjából megőrzi pátvasérces szöveti jellegeit. A limonit repedések kitöltéseként, szemcsehatárokon jelenik meg s a szideritszemek belsejébe a *romboéder szerinti* hasadási irányok mentén hatol előre (VI. tábla 1, 4).

A szemcsehatárok felől romboéder-irányok mentén elinduló oxidáció azonban, amint a pátvasérc tömegének teljesebb átalakulásához elér, egyre inkább elhalványítja a kristályos, romboédes szöveti formákat és a vasoxid, illetve vasoxidhidroxid kolloid állapotból eredő jellegzetes szöveti formáit juttatja előtérbe. Az oxidáció folyamatának sokrétűsége rendkívüli formagazdagságot okoz, ezért a barnavasércfajták megannyi változatos szövetet képviselnek, melyeknek típusokba csoportosítása alig lehetséges. A mikroszkópi vizsgálatra került anyagban nem voltak valamennyi szöveti típus fejlődési fokozatai képviselve, így részleteiben nem tudjuk nyomonkövetni, hogy az oxidációval járó anyagátrendeződés a pátos, romboédes szövetet milyen lépéseken keresztül alakítja át különféle kolloidális barnavasérc-szövevé.

A barnavasérc tömegben uralkodó, helyben történő (oldódás és áthalmozódás nélküli) oxidáció útján keletkezett típusain az ércanyag eredeti szemcsézettségének nyomát igen különböző mértékben figyelhetjük meg. Vannak ércfajták, melyeken az eredeti szideritszemek körvonala látható s annak ellenére, hogy az egykori pátszemek belseje kolloid szövetű limonitkitöltés, az anyag kristályos, szemcsés felépítésűnek tűnik. Gyakoribb azonban az olyan barnavasérc, amely földes anyagával, kolloid formákat őrző szövetével az eredeti pátanyag szöveti jellegzetességeiből már semmit sem őrzött meg.

A barnavasérc főtömegét alkotó limonit képződése és felhalmozódása kolloid állapoton keresztül vezetett. Az ércanyag ráeső fényben történő vizsgálatánál a vasoxidhidroxid anyag eloszlásán, színezetén és rajzán (fémeloszlásán) a ferrihidroxidgél kolloid jelenségek adta szöveti formái ismerhetők fel. Ez a szövet a megvizsgált ércfajták túlnyomó többségénél sajátos *rekeszes* felépítésben nyilvánul meg (VI. tábla 2, 3). Az egykori pátszemet vagy akár az egységes szövetű barnavasérc anyagát lencsésen egymáshoz kapcsolódó mikroszkópi finomságú limonitkérgék osztják sejt-szerű rekeszekre, melyek közeit lazább, okkeres, szennyezettebb limonitanyag tölti ki.

A barnavasérc fajtánként igen változatos szöveti felépítését általában ívelt formák, tisztább vasoxid-tartalmú választófalak és lazább, szennyezettebb üregkitöltések jellemzik. A ferrihidroxidgél víztelenedése a kérgék, választófalak anyagában indult meg s helyenként teljes dehidratációval hematit képződésig jutott el. A közök, kitöltések anyagában főként limonitot vagy amorf vashidroxidot találunk (VI. tábla 2, 3).

A barnavasérc kisebb mennyiségű ásványai rendkívül egyenlőtlen eloszlásúak. A pátvasérc oxidáció során nem változó ásványai (barit, kvarc, helyenként kalcit), amennyiben újraoldásnak és áthalmozásnak nem, vagy kis részben estek áldozatul, eredeti eloszlásukban maradnak fenn. A mangán és réz az oxidáció során különféle folyamatokban vesz

részt s másodlagos termékeik a vashidroxid-gélnél többnyire mozgékonyabbak. Ezért ezeknek a fémeknek a másodlagos ásványai az elsődleges fémeloszlásból kilépve jelentős feldúsulásokban jelentkeznek. A barnavasérc tömegére vonatkoztatva, a mozgékony másodlagos ásványok kiválási időrendjének megfelelően ez mindig ér- vagy fészekkitöltéseknek felel meg.

Külön kell tárgyalnunk az áthalmazott barnavasércfajták szöveti formáit. Ezekben természetesen a vasoxidhidroxid anyag újrakiválásának, felhalmozódásának körülményei szabják meg a szövetet, az elsődleges ércnek befolyásoló szerepe egyáltalán nincs. A barnavasérctest felszínén vagy hasadékaiban felszíni csapadékvíz, vagy feltörő termális működés hatására bekövetkező áthalmazás rendkívül változatos fizikai és kémiai körülmények között zajlott le, mely a környezethatásokra különösen érzékeny ferrihidroxid-kolloid kiválásának rendkívüli tarkaságát eredményezte. E változatosság a limonitkérgék és okkerkitöltések mennyiségi arányában, a kérgék rostos vagy réteges felépítésében, a rekeszesség finomságában stb. jut érvényre.

A hasadékkitöltések áthalmazott barnavasérc az érctelep legtisztább limonitanyaga. Kalciton, másodlagos mangán- és réz-ásványokon kívül nem szennyezi semmi sem. Az érctelep felszínén végbement barnavasérc-áthalmazás újharmadkori üledékanyaggal való keveredéssel járt. Így ezekben a barnavasérc kifejlődésekben az előbbieken kívül gyakran találkozunk kvarcsemekkel és az okkeranyaggal keveredő agyagszennyezéssel.

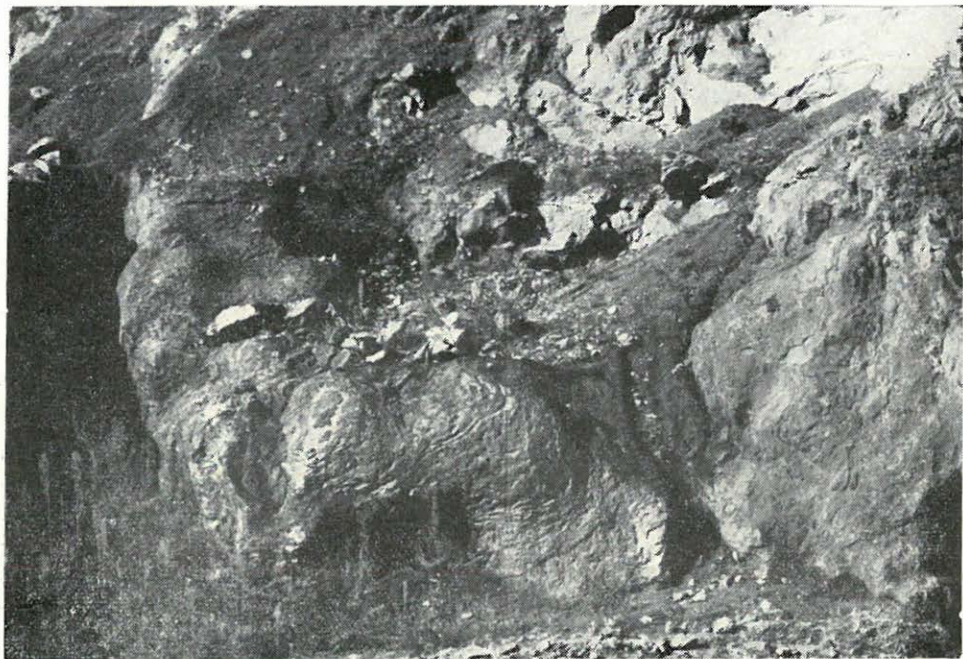
Barnavasérc keletkezik a továbbiakban ismertetendő szferosziderit teljes oxidációja révén is. Az ilyen eredetű limonitos érc az oxidáció során nagyrészt híven megőrzi a szferosziderit szöveti formáit. A szferosziderit-szemek és halmazok nagyságrendben és méretekben, sőt gömbös, ívelt formáikkal is összhangban vannak a ferrihidroxid-gél uralkodó kolloid formáival, ezért a szferoszideritszövet könnyen alakul át gömbös-rekeszes barnavasércszövetté (VI. tábla 4). Egyedül a szferosziderit-halmazok finomrostossága tűnik el legtöbb esetben a barnavasércé alakulás során.

A barnavasérctestek alakja és szerkezete

A barnavasérctestek nagyjából elődeiknek, a pátvasérctesteknek alakját őrzik. Megkülönböztető vonásként a még teljesebb szerkezeti morzsolódást és nagyobb fokú felaprózódást emelhetjük ki (4. ábra). Az érctelep oxidációja ugyanis a nem vastagon letakart pikkelyeződési öv metasomatózisa után rövidesen megindult, úgyhogy az ércépződés utáni szerkezeti mozgások jelentős része az érctelep felső szakaszán már nem pátvasérc-, hanem barnavasérctesteken érvényesült (XI. mell.). Az érctestek oxidációja a képlékenység megnövelése nélkül a szilárdság lényeges csökkenésével jár együtt. Ezért a megújuló pikkelyeződés — különösen az érces szerkezeti öv legmagasabbra tornyosult gerincvonala mentén — az oxidált érctesteket rendkívüli módon eldarabolta (52. ábra).

A barnavasérctömegek felaprózódásához vezetett az áthalmazás is. Az áthalmazás gyakran érctesten belül érvényesült, vagyis a barnavasérc-

test hasadékaiban feldúsultabb limonitfelhalmozódást hozott létre s ilyen módon csak az érctest fémeloszlását befolyásolta (30. ábra). Az ércanyag szállítása azonban gyakran távolabbra is irányult s a meddő dolomit hasadékaiban vagy az érctelep kisebb-nagyobb felszíni mélyedéseiben limonitfelhalmozódásokat hozott létre. Az ércanyagnak ez az utólagos szétoszlása tulajdonképpen már a lepusztulás folyamatával kapcsolatos. Az át-

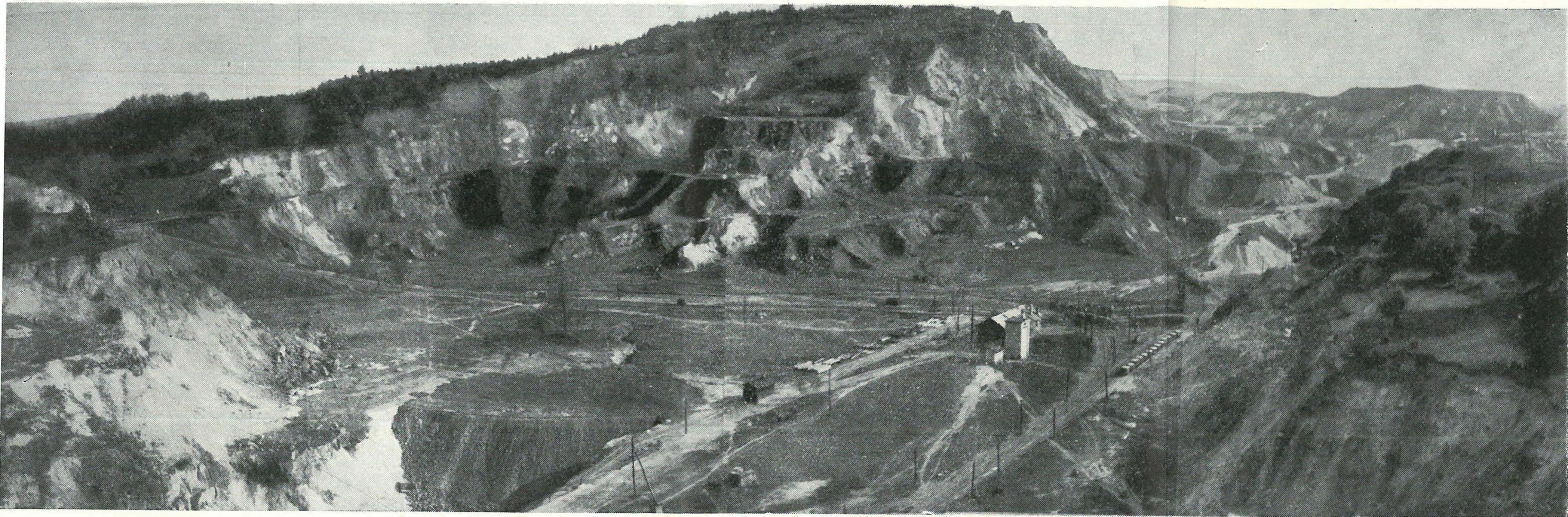


30. ábra. Részben ércesedett alsó-anizusi dolomit karsztosodott felszíne áthalmozott barnavasérc és pleisztocén agyag kitéréssel. — Felső-Deákbánya.

Fig. 30. Surface karstifiée de dolomie anisienne inférieure, en partie minéralisée, à remplissage de minéral limonitique réaccumulé et d'argile pléistocène. — Ouverture supérieure de Deákbánya.

halmozás csak helyenként hozott létre művelésre érdemes tömegeket, a méretek fokozatos csökkenésével azonban minden átmenetet megtalálunk az érctelep érces képződménynek már nem tekinthető, meddő üledékanyaggal kevert lepusztulási termékei felé.

A barnavasércestestek szerkezete, változatos *képződési körülményeiknek* megfelelően, igen sokféle. A pátvasércestestek oxidációja tulajdonképpen a leszálló csapadékvíz és feltörő meleg-langyosvizek átszivárgása révén következett be. Szinte érctestenként vagy érctestrészletenként egyéni változatoságot tapasztalunk atekintetben, hogy ez az átszivárgás milyen hozamú, oldó, illetve oxidáló hatású volt. E hatások találkozása szabta meg, hogy a pátvasérctest eredeti anyagának mekkora és milyen része oldódott ki s a vashidroxid anyaga milyen ütemben, milyen kolloid-formákban és milyen módosulatok alakjában halmozódott fel.



18. ábra. Az Andrassy II. és I. külfejtések képe. DK-i dőlésű barnavasérc pikkelyek közbeékelt kampili márgával. Bal felső részen és jobbra előtérben barnakőszén-síkos felső-pannóniai rétegek.

Fig. 18. Vue des exploitations à ciel ouvert Andrassy II. et I. Écailles de minerai limonitique à inclinaison vers le SE avec intercalations de la marne campilienne entraînée. A la partie supérieure, à gauche et à l'avant-plan à droite, couches pannoniennes supérieures à raies de houille brune.

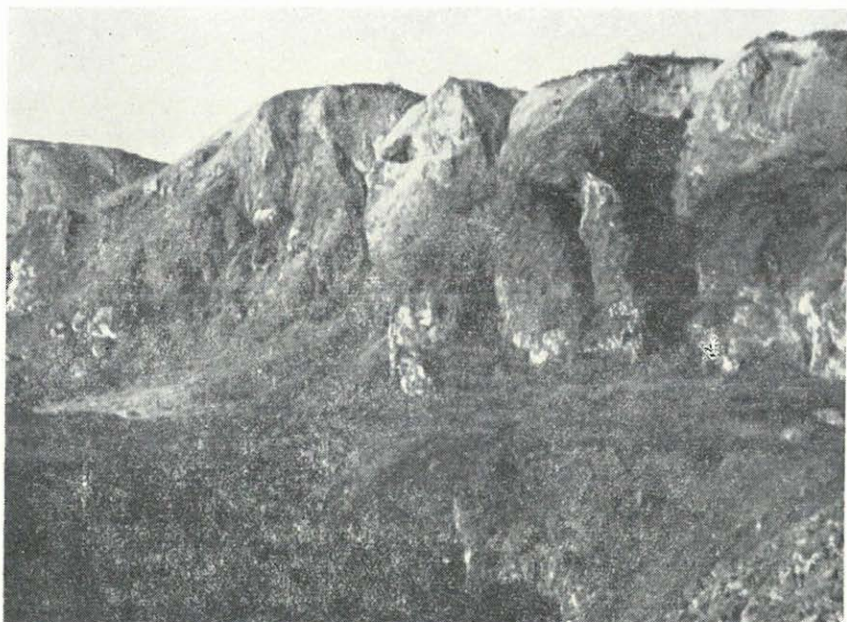
A pátvasérc szerkezeti formáit olyan barnavasérctestek őrizték meg leghívebben, melyekből a nem sziderites (dolomitos, baritos, szulfidos) anyag legkisebb része oldódott ki, s amelyeken az anyagi és szerkezeti átépítődés a leglassabban, legfokozatosabban, a legkisebb anyagmennyiség egyidejű oldatba (szól állapotba) jutásával zajlott le. Ilyen átalakulás mellett a pátanyagnak nemcsak eredeti szemcsézettsége maradt fenn, de az elsődleges pátvasérc, sőt a kiindulási dolomittest rétegzettségé, padosságá, összetöredezettségé is felismerhető. A barnavasérc ilyen kifejlődésével leginkább az oxidációs öv alsó részén találkozunk (25. ábra).

A barnavasércfajták igen sokféle szerkezeti formájának (és egyben anyagi különbözőségének) kialakulása az érctelep több földtani időszakon áthúzódó másodlagos átalakulásai során annyi tényező térbeli és időbeli összjátzásától függött, hogy ezek érvényesülésében az érctelep egészére alkalmazható szabályszerűséget megállapítani nem lehetett. A kioldás, illetve egyidejű oldatbajutás (az átalakulás teljesebb mértéke és gyorsabb üteme) jelentős mértékben függ a pátvasérctest eredeti szerkezetétől. A repedezett, könnyen átjárható érctestet az oldószer könnyebben, több oldalról támadhatta meg. Az átalakulás ütemét és szakaszosságát azonban az odajutó oldószer mennyisége, hőmérséklete és oldóképessége is lényegesen befolyásolta. Ennek térbeli és időbeli változására felszíni és közelmélyégi tényezők ismeretlen ritmusú ingadozása és különféle találkozása gyakorolt befolyást.

Az oldóhatás fokozottabb érvényre jutásával az eredeti pátvasérc kristályos felépítésével szemben egyre inkább a másodlagos vashidroxid sajátos, *kolloid* jelenségeken alapuló szerkezeti formái lépnek előtérbe. E szerkezeti formák mérete a néhány mikronostól a félméteresig több nagyságrenden megszakítás nélkül húzódik keresztül. Az apróbb méretű kolloidszerkezet a helyben átépítődött barnavasércfajtákra jellemző, a nagyobb, összefüggő kolloidformák áthalmazódott limonitanyagban jelentkeznek.

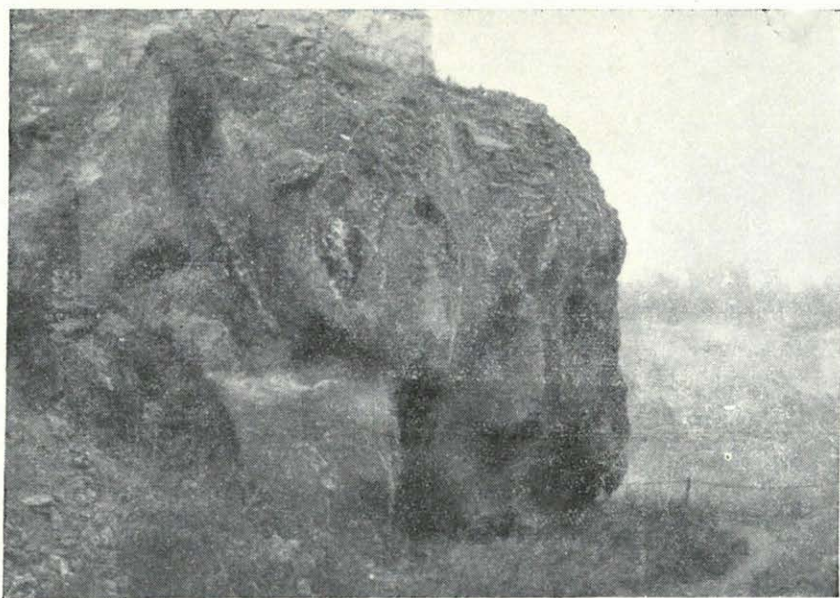
A kolloidformák mérete szabja meg, hogy a barnavasérc szerkezete mennyire tér el a pátvasércétől. Apróbb rekeszes limonitkérgék és vasokkersomók kialakulása esetén pl. a barnavasércen a pátvasérc eredeti fémeloszlása szín alapján makroszkóposan megfigyelhető. Így a breccás szerkezetű pátvasérc oxidációs termékén sokszor szembetűnő, hogy a breccsa kötőanyaga legalább kétszer akkora vastartalomra tett szert a metasomatózis során, mint a breccsaszemek. Az oxidáció mintegy előhívja, láthatóvá teszi az eredeti dolomitanyag finomabb szerkezeti változatosságait, melyek metasomatózis során az anyagkicserélődés teljességét befolyásolták. Így válnak feltűnővé jelentősebb vastartalmukkal a dolomitösszlet felmorzsolts, kihengerelt övei, vagy a zúzódásos igénybevétel oxidálatlan anyagon alig észrevehető repedéshálózatai.

A pátvasérctestek oxidációja a szegélyeken részleges vegyi változást idézett elő. A szegély szideritje és piritje limonittá alakult át, réz- és ólom-szulfidjai másodlagos ásványok alakjában részben eltávoztak. A szegélyek vázát, szerkezeti jellegét adó barit azonban lényegileg változatlan maradt.



31. ábra. Párhuzamos termális hasadékok barnavasércben és dolomitban. — Andrassy I. külfejtés.

Fig. 31. Fissures thermales parallèles, en minerai limonitique et en dolomie. — Exploitation à ciel ouvert Andrassy I.



32. ábra. Karrosodott alsó-anizusi dolomit. — Andrassy II. külfejtés.

Fig. 32. Dolomie anisienne inférieure karstifiée. — Exploitation à ciel ouvert Andrassy II.

Az ércszegélyek ily módon a barnavasércben is jól megfigyelhetők, sőt a pát megbarnulásával rajzuk még élesebben kivehető (23. ábra).

A pátvasércanyag eredeti összetartásának felbomlásával a barnavasérc *jöldes, kérges* halmazzá alakult át. Ezeknek a fajtáknak is változatos a színe, rajza, de a szerkezet már nem réteges, pados, breccsás, egyenes-határú, sarkos formaelemeket tüntet fel, hanem gömbös, héjas, kérges kolloid formákat. Legszebb kérges (glaskopfos) konkréciós szerkezetű vasércet a hasadékkitöltések áthalmazott anyagában találunk. Ezek anyagában a kérges olykor szivacszerűen, szabálytalanul borulnak egymás fölé s rekeszeket hagynak nyitva maguk között, olykor kiválási magok körül hagymaszerűen, gömbhéjasan fedik egymást.

A barnavasérc szerkezeti formáihoz tartoznak a kioldásos, újrakiválásos képződmények is. Az érctelep átjáró fiatal törésrendszer mentén mind a *feltörő meleg-* vagy langyosvíz termális üregkioldó hatása, mind a *leszálló csapadékvíz* karsztos tevékenysége mélyrehatóan érvényesült (31. ábra). Eredményük az érctesteket átjáró, üresen álló vagy legfiatalabb okkeres-agyagos kitöltéssel eltömődött, kiterjedt üregrendszer, melyben a feltörő hévforrás-működés fölfelé zárt, gömbfülkés formái karsztjelenségekkel fonódnak össze (32. ábra).

Az üreg- és hasadékrendszerek egyben az érctelep utólagos anyagvándorlásának útjai és az érc csekélyebb mennyiségű alkatrészei ezek mentén kerülnek sokszorososan feldúsulva újrakiválásra (30. ábra). A limonit-kérgesekkel kapcsolatban így alakulnak ki néhol jelentős piroluzit, pszilomelán felhalmozódások, és így képződnek a termésváz, kuprit, malachit-fészkek, melyek kitermelésére a barnavasércben hajtott középkori bányászkodás irányult. A hasadékok, üregek bekérgezéseként gyakran több cm-es kérgesben találjuk meg az oldatba jutott kalcit, barit, kvarc többnyire kristályos újrakiválásait.

c) Szferosziderites érc

A szferosziderites érc ásványos összetétele

Az érctelep másodlagos átalakulásai nem mindig oxidáló környezetben játszódnak le és ennek megfelelően termékük nem mindig, vagy nem közvetlenül barnavasérc. A pátvasérc, olykor a már korábban kialakult barnavasérc, *redukciós* környezetben lefolyó, utólagos átalakulása szferosziderites érctestek képződéséhez vezet. A szferoszideritesedés, amit redukciós környezetben akár a feltörő, akár a leszálló oldatok előidézhettek, a korábbi ércanyag teljes szöveti és szerkezeti átrendezésével kapcsolatos. Pátvasércen ez az átalakulás a nem sziderites alkatrészek nagymértékű *kioldásával*, barnavasércen a limonitanyag visszaredukálásával jut érvényre.

Szferosziderites érc megnevezéssel a rudabányai érctelep azon részeit tárgyaljuk, melyek akár a pát, akár a barnavasérc redukciós környezetben történő átalakulása révén helyi átépítődés vagy áthalmazás útján keletkeztek. A szferosziderit változatos képződmódja megmagyarázza a kelet-

kező ércanyag sokféleségét. A repedések felől kiinduló szferosziderites átalakulás gyakran nem megy teljesen végbe, s az átalakulatlan pát- illetve barnavasérc változó arányú maradékát fogja közre. Ilyen félig átalakult ércesteknél a túlsúlyban levő ércfajta szabja meg, hogy melyikhez soroljuk.

Az érctelep egyenetlen felszínén a vízzel elborított kisebb-nagyobb medencék fenekén a felső-pannonig az oldat alakjában szállítódo FeCO_3 -anyag több szakaszban, többféle kifejlődésben ülepszik le. Az *áthalmazott szferoszideritüledék* az üledékképződés körülményeitől függően változatos szövetű és szerkezetű. Tisztasága ugyancsak ingadozó s a hozzákeveredő ércfelszíni törmelékes vagy vegyi üledékanyag mennyisége szabja meg, hogy szferosziderites ércel van-e dolgunk vagy sem.

A szferosziderites érc ásványos összetétele a barnavasércénél jóval kevésbé változatos. Az ásványos összetevők csoportosításánál különbséget kell tennünk a redukciós környezetben lejátszódó *szferoszideritesedés* újonnan képződött *ásványai* (*szferosziderit, ankerit, markazit, kalkopirit*), az átalakuló ércest *visszamaradó ásványai* (sziderit, barit, dolomit, kalcit, kvarc, pirit, kalkopirit stb., illetve limonit, hematit, piroluzit, kalkozin, termésréz, kuprit, malachit stb.), az *utólagosan kiváló áthalmazott ásványfajták* (kalcit, aragonit, barit, kvarc, malachit), a *felszíni üledékképződés során hozzákeveredő allochton ásványok* (kvarc, agyagásványok) és a végső *oxidáció termékei között* (IX/a—b. mell.).

A *szferoszideritesedés ásványai*. Szferosziderit. Az érctelep anyagának víztükör alatt, redukciós környezetben lejátszódó átalakulása vagy áthalmazása a FeCO_3 szferosziderit alakjában való kiválását eredményezi. Azokban az ércfajtákban, melyekben ez a redukciós átépítődési folyamat nagyjából teljességre jutott, ez az érc főtömeget alkotó ásvány.

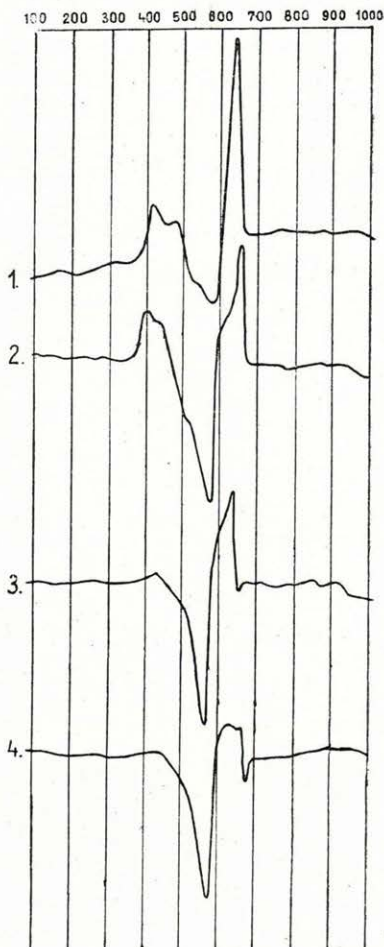
A szferosziderit-kiválás igen különböző fizikai és kémiai viszonyok között zajlott le, ezért az ásvány kifejlődése, tisztasága igen változatos. Kristályosodási képesség tekintetében is lényegesen különböznek egymástól a különféle szferoszideritkiválások, mint ahogy az átépítődés és áthalmazódás fizikai-kémiai viszonyai is széles határok között változnak. Főként a pátvasérc szferoszideritesedésénél láthatjuk, hogy az átalakulás előbb kásaszemhez hasonló alakú (pinolitos) szferosziderit-egyedeket hoz létre, melyek elhelyezkedését és illeszkedését még nagyrészt az eredeti pátvasérc szideritszemei szabják meg s alig rendeződnek sugaras halmazokká (VIII. tábla 2). Csak az átalakulás előbbrehaladtával, a szferosziderit-kiválás állandósulásával jut érvényre a sugaras-rostos kristályosodás. A többé-kevésbé legömbölyödő pinolitos halmazokból alakult kiválási központok körül indul meg a szideritkiválás sugaras-rostos felépítésű kérgék vagy gömbszerű halmazok képződésével (VII. tábla).

A szferosziderit-halmazok általános jellemvonása, hogy burkoló felületük csaknem ideális gömb (VII. tábla 1, 2, 3). A halmazok rendkívül

változó méreteinek (néhány mikrontól 5 mm-ig) megfelelően mikroszkóp alatt a kristályrostok elhatárolódása megfigyelhető, illetve a sugaras-rostos felépítésre csak az anyag halmazpolarizációja utal. A kristályrostok egyetlen vagy több egyközpontos gömbfelületen egyenletesen végződnek. Többhjú halmazok esetén az egyes szferoszideritkérgék rostozottsága, tisztasága, Fe-tartalma és kristályosodási képessége a képződés időrendjében egyenletesen növekszik, vagy szakaszosan változik (VII. tábla 1). A szferoszideritrostok növekedésének kristályosodási ereje ritkán győzte le a burkoló gömbháj felü-

33. ábra. Szferosziderites ércfajták DTA-diagramjai. (FÖLDVÁRI A.-NÉ — KOBLENCZ V.) 1. Részben szferoszideritesedett pátvasérc szegély mellől (sziderit, pirit) — Istvántelek, DK-i haránt. 2. Apró likaes szferosziderites érc (sziderit, pirit) — Andrassy I. fejtési szállítóját 1772. p. (3. sz. elemzés.) 3. Részben oxidált szferosziderites érc (sziderit) — Andrassy I. régi tömedékvágat (4. sz. elemzés.) 4. Kovás szferosziderites érc (sziderit, magnezit [?]) — Andrassy I. régi tömedékvágat. (1. sz. elemzés.)

Fig. 33. Diagrammes DTA des sortes de minerais à sphérosidérite. (Mme M. FÖLDVÁRI — VOGL — V. KOBLENCZ.) 1. Minerais sidéritique, en partie alluré en sphérosidérite, près d'une bordure (sidérite, pyrite). — Istvántelek, couloir transversal se SE. 2. Minerais sphérosidéritique à pores menus (sidérite, pyrite). — Couloir de transport d'extraction de Andrassy I. 1772^me point. 3. Minerais sphérosidéritique, en partie oxydé (sidérite). — Ancien couloir de remblayage de Andrassy I. 4. Minerais sphérosidéritique limonitisé (sidérite, magnésite [?]). — Ancien couloir de remblayage de Andrassy I.



leti feszültségét, vagyis a szabálytalan csillag-rozetta alakú rostos kristályhalmazok ritkaságzámba mennek.

Az átépítődés révén keletkezett szferosziderit kristályos-rostos halmazai nagyjából tiszta, az elsődleges pátvasérc szideritjénél jóval tisztább FeCO_3 anyagból állnak. A vegyi üledékként áthalmozott (miocén, felső-pannoniai) szferoszideritpadok anyagához szennyezésként sokkal több törmelékes és vegyi üledékanyag keveredik. Ezek kristályos-rostos halmazai gyakran agyagos szennyezéstől zavarosak és nem ideális fejlettségűek.

Különbéle képződésű szferosziderites ércfajták DTA-vizsgálata a sziderit jellegzetes hőbomlási görbéjének kimutatását eredményezte (FÖLDVÁRINÉ—KOBLENCZ V.) (33. ábra). Mellette markazit és kalcit csúcsai jelentkeztek. A szferosziderites ércfajták között több olyan akadt, melynek bomlása kettős endoterm-csúccsal jelentkezett. Ebből a pátvasérchez hasonlóan következtethetünk KAURKOVSKIJ nyomán

(1954) a különböző szemnagyságú anyag két hőfokon való felbomlására, azonban a vizsgált minták mikroszkópi képe szferoszideritek esetében még kevésbé utal két jól elhatárolódó szemcseméret elkülönülésére, mint a pátvasérceknél.

A n k e r i t. Amint a pátvasérc esetében sincs megbízható adatunk a metasomatózis féltermékének tekinthető ankeritásvány jelentősebb



34. ábra. Markazitos, porló-baritos szferosziderit ércszegély. — Istvántelek, ÉK-i haránt.

Fig. 34. Bordure de sphérosidérite à marcasite et à baryte effritante. — Istvántelek. Couloir transversal de NE.

elterjedésére, úgy a szferoszideritek között is gyenge bizonyítékunk van az ankerit felléptére. Egyes szferoszideritkérgék kisebb törésmutatója utal arra, hogy a rostos szideritkiválás helyenként kisebb vastartalmú karbonátanyaggal folytatódott, amely esetleg az ankeritet képviselheti. Pontosabb fizikai vizsgálatok a szferosziderites ércben az ankerit jelenlétét eddig nem mutatták ki.

M a r k a z i t. A redukációs környezetben történő szferosziderit-képződés során az eredeti rendszer, illetve az átépítődést vagy üledékképződést előidéző közeg kénhidrogéntartalma markazit kiválását idézte elő. A feltörő langyos- vagy melegvízű forrásoknak is számottevő kéntartalmat tulajdoníthatunk, az ércfelszíni állóvizek fenekén pedig a szervesanyag bomlása is termelt kénhidrogént. A markazit-kiválások többnyire a szferosziderites érc repedései, üregei mentén jelennek meg bekérgezés vagy érkitöltés alakjában. Több esetben megfigyelhető, hogy a markazit kizzo-

rítja a korábban kivált szferosziderit-anyagot, tehát a markazit szferoszideritből képződött kénefelvétellel (IX/b. mell.).

Kalkopirit. Ritkaságként a szferosziderit nagyobb markazit-fészkeiben, markaziton fennöve, sajátalakú kalkopirit jelenik meg (Istvántelek). Az előfordulás annyiból érdemel figyelmet, hogy a szferoszideritesedés feltételei között CuFe-szulfid képződésének lehetőségéről tanúskodik (IX/b. mell.).

A visszamaradó ércanyag ásványai. A szferosziderittestekben visszamaradó barnavasérc- vagy pátvasércrészetek ásványos összetétele lényegében nem különbözik ezek főtömegétől, úgyhogy részletesebb ismertetésük e helyen felesleges. Mindössze a szegélyek elváltozásait és a másodlagos réz-ásványok megjelenését és kifejlődését szükséges pontosabban vázolni.

A bariterek anyaga szferoszideritesedés során teljesen kifehéredik, fellazul, porlódóvá válik. Ez az elváltozás különösen szembeűnő a pát-szegélyek ritmusosan váltakozó sziderit-baritsávjai esetében. Ezek szideritje szferoszideritté alakult, mely a porló baritanyag nagyrészét sejtyszerű rekeszeibe zárja (34. ábra). A hintett durvakristályos pirit porló baritsávokkal váltakozó markazit-melnikovit-kérgekké változik.

Az a redukció, mely a szferoszideritesedés során a barnavasércen érvényesült, csak részben vezetett el a másodlagos réz-ásványok redukációjához. A ritkaságként megjelenő kalkopirit távolról sem képviseli a szferoszideritesedett ércanyag eredeti réztartalmát. A visszaredukálódó barnavasérc másodlagos réz-ásványai nem tudnak lépést tartani a limonitanyaggal, így a kalkozin apróbb-nagyobb foltjai, a termésréz vázkristály-töredékei (VIII. tábla 3), a kuprit apró sajátalakú (rombtizenkettős) kristályai, sőt helyenként a malachit parányi oszlopai is a szferoszideritbe ágyazódtak. A másodlagos réz-ásványoknak a szferoszideritbe zárt megjelenése többnyire szétszórt. A szferoszideritesedés folyamata a réztartalom szétszóródásának, sőt eltávozásának kedvezett. Olyan mértékű, jelentékeny rézfelhalmozódások képződésére, amilyenek kialakulására a barnavasérc-képződés során — főleg a régebben leművelt szakaszokon — mód nyílt, szferoszideritesedésnél nem találunk példát.

Utólagos ásványkiválások. **Kalcit.** Az érctelep utólagos ásványkiválásai között legelterjedtebb kalcit a szferosziderites érctestek anyagában is számottevő mennyiségű. Sugaras-rostos halmazainak kiválása már a szferosziderit-képződés utolsó szakaszában megindult. A később átszivárgó oldatok réskitöltések alakjában romboédes kalcitot hagytak hátra. Üregek falain a fennőtt kristályos kalcitkérgesek sem ritkák.

Aragonit. A szferosziderites érchen elterjedt rostos-kérges aragonitkiválások, melyekre néhol hártványékony szferosziderit-bevonat rakódott, jelzik, hogy a pátvasérc szferoszideritesedésénél a termális működésnek jelentős szerep jutott.

Barit. A barit csekély oldhatósága ellenére is az érctelepnek másodlagos átalakulásai során az újraoldódásokban és utólagos kiválásokban

jelentős szerephez jutó ásvány. A szferoszideritképződés a pátvasérc baritanyagának finomszemcsés átépítődését, ezzel együtt szilárd összetartásának meglazulását és porlódásra hajlamosságát idézte elő. Ez a fellazulás kedvezett a barit oldódásának, így az átszivárgó oldatok kérges, sugarasztos baritkiválásai a szferosziderites érc üregeiben, hasadékaiban gyakorinak mondhatók.

K v a r c. A szivárgó oldatok üregek falain a szferosziderit bekérgézése alakjában több helyen — bár nem jelentős mennyiségű — rostos kova-savkiválást hagytak hátra.

T e r m é s r é z. A szferosziderites érc hasadékain átszivárgó oldatok utólagos cementáció révén helyenként ágas-bogas termérszékiválásokat eredményeztek. A termérszék anyaga valószínűleg legtöbb esetben a fedőből szállítódott.

M a l a c h i t. A szferosziderites érc üregeiben az érctelep örökké vándorlásban levő másodlagos réz-ásványai közül megjelenik apró oszlopos kristályok alakjában a malachit is.

Üledékes ásványszennyezések. Az érctelep felszínén vegyi üledékképződés feltételei között kiváló szferoszideritpadok anyagához keveredve megtaláljuk az ércfelszín ellenállóbb ásványait. A miocénben áthalmazott szferosziderit túlnyomórészt agyagos szennyezésű, míg a felső-pannóniai üledéksor alapképződményeként megjelenő sejtes szferosziderit számottevő mennyiségű kvarchomokszemet zár magába.

Végző oxidáció termékei. A felszíni oxidáció hatására a szferosziderites érc fokozatosan ismét barnavasércé, főtömegében limonittá alakul át. Az újabb oxidációs termék a közvetlenül képződött barnavasércetől csak eloszlásában és kifejlődésében tér el (VIII. tábla 2, 4).

A szferosziderites érc szövete

Az átépítődés, illetve áthalmazás útján végbemenő szferoszideritesedés változatossága kristályhalmazok képződésénél is rendkívüli *formagazdagságban* mutatkozott. A kristályhalmazok egymáshoz illeszkedése ennek megfelelően ugyancsak sokrétű szöveti kifejlődést hozott létre.

A szferosziderites ércfajták közös, uralkodó jellegzetessége a *likacsosság*. A szferosziderit kristályhalmazok igen ritkán illeszkednek szorosan egymás mellé, többnyire sejtfalszerűen kapcsolódnak egymáshoz, s így üresen álló, vagy utólagos ásványkiválással kérgezett üregeket zárnak közre (VII. tábla 2, VIII. tábla 1). A likacsok mérete és alakja főként a láncszerűen összekapcsolódó szferosziderithalmazok nagyságrendjétől függ. Az átépítődésből származó szferosziderites ércben gyakori, hogy a kristályhalmazok kétféle nagyságú generációjával találkozunk. Nagyobb, gömbszerű csomók kiválása vezette be az átalakulás folyamatát. Magjában legömbölyödött barnavasércmaradványt, vagy pinolitos szferosziderit-szemeket találunk. Bekérgezések alakjában jelenik meg a finomabb rostos, későbbi kiválású, tisztább szferosziderit, mely egyidejűleg a nagy

csomók között hidszerűen kapcsolódó, apró, gömbszerű halmazokat is képez (VII. tábla 2, 4).

A pátvasérc átépítődésével képződő szferosziderit likacsosságát indokolja, hogy a pátvasérc nem sziderites anyaga az átalakulás során nagyrészt kioldódott. Az átalakulási termék térfogatcsökkenésén kívül azonban a szferoszideritkiválás körülményei is a kristályhalmazok laza kapcsolódásának kedveztek. Likacsos a barnavasérc visszaredukálódásával képződött szferosziderit is, mely már a barnavasérchez képest nem jár nagymértékű anyagkioldással. A szénvaskő- (blackband-) formáció tömött szferosziderit-képződményeihez hasonló kiválásokkal azonban Rudabányán még a felső-pannóniai bázisréteget alkotó szferoszideritpadban sem találkozunk.

A szferosziderites átalakulás *kiszorításos* szöveti formái főleg a pátvasérc átépítődésénél figyelhetők jól meg. A kioldás és átkristályosodás a repedések, szemcsehatárok felől támadja meg a szideritanyagot és pinolitos szideritkiválás közbeiktatásával fokozatosan építi ki a szferosziderithalmazokból álló szivacsos-likacsos vázrendszert (VII. tábla 3, VIII. tábla 2, 4). A pátvasérc nem oldódó és az átalakulásban részt nem vevő összetevői (barit, kvarc) a szferoszideritváz sejtjeiben halmozódnak fel.

A pátvasérc maradékait tartalmazó szferosziderites ércfajtákon a kristályhalmazok kapcsolódásában, elrendeződésében gyakran figyelhető meg a *romboéderes* pátszemek irányító szerepe. Teljesebb átalakulásnál ez a pátos «visszaütés» egyre csekélyebb mértékű. Az eredeti szövet fennmaradása, a szferosziderithalmazok nagysága, illeszkedése — éppúgy, mint a barnavasérc esetében — az átépítődés ütemét, az egyszerre oldatba jutó anyag mennyiségét és kristályosodási képességét meghatározó tényezők lépésről lépésre változó találkozásától függ.

A barnavasérc szferosziderites átépítődésénél a kiindulási anyag szöveti adottságai annyiból gyakorolnak közvetlen befolyást a szferoszideritképződésre, hogy a karbonátos redukció az egyenlőtlen anyagú barnavasérctömeg leglazább, legkönnyebben oldható részein érvényesül először. A barnavasérc ellenállóbb, dehidráltabb limonit-, esetleg hematitkérgéi (csomói) válaszfalként maradnak vissza a laza okkeres rekeszkitöltések szferoszideritesedése után is (VII. tábla 4, VIII. tábla 3). Teljesebb átalakulásnak azonban, fokozatosan még a limonitkérgék is áldozatul esnek.

A szferosziderites érc sajátosságos szövete több esetben módot nyújt arra, hogy a különböző fázisokban bekövetkezett limonitosodások között különbséget tegyünk. Gyakori eset, hogy a szferoszideritesedés kiindulási anyagát képező barnavasérc, vagy limonitosodó pátvasérc maradványain az eredeti érc szövetének jellemző irányai felismerhetők. Az öröklött limonitelemeknek a szferosziderithalmazokhoz való viszonyán jól látható, hogy az átalakulás során keletkező szferosziderithalmazok elrendeződését befolyásolták, meghatározták. Ezekről jól elkülöníthetők az újlagos oxidáció termékei, melyek már a szferosziderit szövetének, szerkezetének megfelelően a legkönnyebb átjárhatóság irányai felől, kívülről támadják meg a szferosziderit-halmazokat (VIII. tábla 3).

A szferosziderites ércetek alakja és szerkezete

A szferoszideritképződés a vasérctelep elterjedt, de nem általános jelensége. Az átépítődés útján történő szferoszideritesedést az érctelep miocénban aktív (feltörő vagy leszálló, termális, illetve csapadékvizet szállító) hasadékaik eloszlása határozta meg. Az áthalmazással keletkező szferosziderites üledék eloszlását, kiterjedését és minőségét a terepfelszín domborzata és a szállítóközeg áramlása szabta meg.

Leginkább a bányaművelés ÉNy-i szárnyán (Andrássy I. földalatti fejtései, Istvántelek) találunk teljes egészükben szferosziderites ércce átalakult pát-, illetve barnavasérc-testeket. A melegvízfeltörések hatására bekövetkező szferoszideritesedés az érctelepnek ezen a részén volt a leghatásosabb. Itt találunk olyan érctesteket, melyeket márgahatártól márgahatárig teljesen átjárt a szferosziderites átalakulás, s az eredeti ércanyagból csak csekély, elszigetelt maradványok találhatóak a szferoszideritben. Ezek esetében beszélhetünk különálló szferosziderit-testekről, melyek alakja és lehatárolása megegyezik az eredeti érctestével. Az egész tömegében szferoszideritesedett pátvasércetek baritos szegélyét is elérte az átépítődés folyamata s ezek porló-baritos, markazit-melnikovitkérges szferosziderit-szegélyekké alakultak át.

A szferosziderites átalakulás azonban legtöbbször nem összpontosult annyira, hogy az ércetek egészét átépítette volna, hanem legtöbbször a pát- vagy barnavasércetek egyes részleteire, az aktív *hasadékrendszerek környezetére* szorítkozott. Ily módon a szferosziderittek különválasztása gyakran nehézségekbe ütközik és pontosan el sem végezhető. Mivel a barnavasérc és szferosziderites érc elkülönítéséhez bányaművelési érdek nem fűződik, s a kialakulás folyamatának számbavétele után a bányaföldtani kép megrajzolásához sem látszott elengedhetetlennek, a részleges átalakulások pontosabb kijelölésétől eltekintettünk.

Az átépítődéses szferosziderit szerkezetét a kioldást, átkristályosodást előidéző oldatok áramlásirányai szabták meg. Az átépítődés a pát- vagy barnavasércet átjáró hasadékok, repedések felől fokozatos kioldással, átkristályosodással lépésről lépésre haladt előre. Ennek megfelelően az *átjárhatóság irányai* (padosság, rétegrések, csúszási lapok, vetők) gyakran *lemintázódtak*. Hasadékok találkozásánál az oldó víz fokozottabb hatásának megfelelően olykor nagyobb üregek oldódtak ki. Szélesebb hasadékkitöltésben előnyomuló szferoszideritesedés esetén a kiválás ívelten egymásra boruló kérgék képződését idézte elő.

A szferosziderites érc finomabb szerkezetére a *salakszerű likacsosság*, üregesség jellemző. A likacsok méretét és eloszlását az eredeti érc átjárhatósága szabta meg. Bő áramlást biztosító hasadékrendszer esetén hasadékirányokban szélesebb üregek oldódtak ki s ezeket egymástól tömörebb kérgék, vagy az átalakulatlan érc pillérei választják el. Finomabb repedéshálózat esetén az érc egész térfogatán nagyjából egyenletesen oszlott szét az átalakító oldat s összefüggő front szerint előrehaladva, a szfero-

szideritesedés egyöntetűen aprólikacsos ércet hozott létre. A kétféle típus között természetesen minden átmenet megtalálható.

A pátvasércből és barnavasércből képződött szferosziderit között az átjárhatóság szerkezetirányító hatásán kívül az átépítődés szempontjából főlegesen anyag mennyiségében és az átalakulás módjában van lényeges különbség. A barnavasérc csaknem teljes mennyisége résztvesz a szferoszideritképzésben. Az átalakulás sorrendjét és gyorsaságát a limonit finom szerkezeti különbségei befolyásolják. A pátvasérc átépítődésénél az ércanyag $\frac{1}{3}$ részének ki kell oldódnia, a kevésbé oldható alkotórészeknek át kell rendeződniük ahhoz, hogy a szferoszideritesedés teljes lehessen. E tömegmegoszlási különbségen kívül azonban lényeges az átalakulás vegyi folyamatának különbözősége is. A pátvasérc szferoszideritesedésénél az oldódás a döntő, mely a metasomatikus érc maradék Mg- és Ca-karbonáttartalmának kioldásával idézi elő az eredeti karbonátkristályok felbomlását és a tiszta sziderit sugaras-gömbös halmazok alakjában való kiválását. A barnavasérc szferoszideritesedésénél CO_2 hozzájárulással vegyi átalakulás, FeCO_3 -tá visszaredukálódás vezet be az oldás folyamatát, mely azután jelentősebb kilúgozás nélkül folytatódik a szferosziderit kikristályosodásában. A kétféle átalakulás mechanizmusa közötti különbség a szerkezeten főleg azáltal válik felismerhetővé, hogy az egyenlőtlenül nagy oldási üregek fellépése főként a pátvasérc-szferoszideritek jellegzetes tulajdonsága.

Az értelep felszínén különböző időszakokban képződött szferosziderites vegyi üledék eloszlása és szerkezete az üledékképződés változatos feltételeitől függ. A miocén ércfelszíni szferosziderites üledék gyakran pontosan megvonható határ nélkül települ az átépítődéses szferoszideritre. Alakját az üledékgyűjtő ércfelszíni mélyedés szabja meg, szerkezetében bizonyos rétegzettség jut uralomra. Az ércfelszíni szferosziderites üledékképződés azonban gyakran nem jutott el összefüggő telepek, padok kialakításához s gyakorlatilag ércestnek nem nevezhető, agyagba ágyazott lencsék, *konkréciósorok* képződésénél akadt el (10. ábra). Az agyag szferosziderittartalmának még finomabb eloszlását jelzik a miocén ércfelszíni tavi üledék anyagából jelentős mennyiségben kiiszapolható szferosziderit-halmazok.

A miocén szferosziderites üledék szerkezet tekintetében nagyjából megegyezik az előbb tárgyaltakkal. Apró likacsossága csak konkréciók esetén marad a tömött szferosziderit-anyaga mögött. Az érces képződmény agyagszennyezése finom eloszlásban beépül a vegyi üledék anyagába, csak helyenként alkot agyagos közbetelepülést vagy hasadékitöltést. E képlékeny, sötétszürke vagy fehéres agyagkitöltések anyagából szferosziderit és markazithalmazok jelentős mennyiségben iszapoltathatók ki.

Lényegesen eltérő szerkezeti tulajdonságai vannak a felső-pannóniai üledéksor alaprétegét alkotó szferosziderites padnak. Valamennyi szferosziderites képződmény közül ez a legszennyezettebb, kvarchomokon kívül finomabb és durvább kavics, szenesedett fatörmelék ágyazódott anyagába.

A nagyjából réteg mentén elhelyezkedő, bár egyenlőtlen eloszlású idegen zárványok többnyire megbontják a képződmény egységes felépítését. Az üledék szferoszideritanyaga általában jóval durvább likacsos (2–30 mm), mint az előbbi szferoszideritek. A képződmény szerkezeti formái nem is annyira íveltek, mint az átépítődéses és miocén szferoszideritek, sejtjeik ugyanis gyakran szabálytalan sarkosak. A sejtfalak köze legtöbbször nem áll üresen, hanem benne a redukciós környezetben fehérre fakult törmelékanyag (többnyire kvarchomok) halmozódott fel. Ez adja a képződmény jól felismerhető, jellegzetes fehér pettyességét. A szenesedett fatörzsdarabok bekéregzésekként szulfidásványok (markazit, kalkozin), a xilitben másodlagos réz- és ólomásványok (malachit, cerusszit) halmozódtak fel.

A felső-pannóniai rétegsor alján a fehér pettyes szferoszideritpadot gyakran konkréciósor helyettesíti. A szferoszideritkonkréciók általában tömöttek, ritkán találni belsejükben aprólikacsos magot. Szennyezettségük igen különböző, a tiszta szferosziderit, agyagvaskő és vasas homokkő között minden átmenetet megtalálunk. A konkréciók alakja, mérete, felépítése jól párhuzamosítható a Rudabánya távolabbi környékén (Ragály, Szendrő és Martonyi között) a pannon aljáról számos helyen kimálló limonitos konkréciókkal. Feltehető, hogy ezek is szferosziderites kiválások oxidációs termékei.

d) Az alsó-deákbányai kovás-hematitos vasérc

A deákbányai vasérc ásványos összetétele

Az Alsó-Deákbánya szeizi vöröscsíkos márga-homokkő rétegsorában a rudabányai érctelep főtömegét alkotó metasztatikus vasércről eltérő alkatú és eredetű ércesedést tártak fel. E képződményben a vasfelhalmozódás háromféle folyamat révén következett be, ezért az érc ásványos felépítését is e hármas tagolásnak megfelelően tárgyaljuk. A szeizi emelet felső részébe tartozó homokos-márgás rétegsor leülepedése kapcsán kisebb fokú *üledékes* (főként karbonátos) *vasfelhalmozódásra* került sor. A sziderites rétegeket tartalmazó szeizi márga-homokkő rétegsort a rudabányai ércépződés fő fázisában *metaszomatózis* érte, melynek legfontosabb terméke e helyen *hematit*, *sziderit* és *barit* volt. Utóbb az üledékes-metasztatikus ércetest pátanyaga az *oxidációs* övbe kerülve, limonitosodott és járulékos ásványai is másodlagos termékeket szolgáltatottak.

Szeizi üledékes eredetű ásványtársulás. A képződmény üledékes eredetű meddő ásványai között első helyen áll a kvarc, mellette a kalcit, szericit és agyagásványok jelentősek. Az üledékképződés szakaszosságának megfelelően egyes rétegekben a durvább törmelék, másokban az agyagrészleg és vegyi üledékanyag jutott túlsúlyba. Üledékes vasfelhalmozódás szempontjából főleg az utóbbiaknak volt jelentőségük.

A felső-szeizi üledékképződés során többfelé is lehetőség nyílt sziderit kiválására. A homokkő üledékképző közegének csekély vastartalma

helyenként a homokszemek között apró, idegenalakú sziderithalmazok kiválását eredményezte (II. tábla 3). Márgás-karbonátos rétegek között azonban találunk olyant is, mely túlnyomórészt szideritből áll. Az aprószemcsés, rétegenként egyenletes szemnagyságú üledékes sziderit kevés kvarccal-kalcittal nőtt össze. A sziderit finoman egymásba fogazódó, rojtosszélű, egyenletes nagyságú szemével jól megkülönböztethető a metasztatikus sziderittől (V. tábla 3). Az ércanyag üledékes származású szulfidtartalma (pirit) minimális lehet, a metasztatikus eredetűtől nem különíthető el.

Nehezen dönthető el az is, hogy a hematit nem jelenik-e meg már üledékes ásványként a rétegsorban. Jelentősebb mennyiségű üledékes hematit felhalmozódása ellen szól, hogy a leművelésre kerülő hasznosítható ércanyagot éppen a hematit nem réteghatár szerint elhatárolódó megjelenése (és lilászvörös színe) különbözteti meg a sziderites rétegeket tartalmazó «meddő» szeizi üledéktől (35. ábra). A rétegsor tartalmazhatott csekély mennyiségű, eredetileg is oxidos és a közettéválás során vascsillámmá átépítendő üledékes vasanyagot, azonban ennek elkülönítése a metasztatikus hematittól mikroszkópi úton nem lehetséges.

Metasztatikus eredetű ásványtársulás. A szeizi képződményt átalakító vasas metasztatózis uralkodó ásványkiválása a homokkőrétegekben érvényesülő fizikai és kémiai hatások között a *hematit* volt. Lehetséges, hogy az érc hematit-tartalma nem képvisel teljes egészében a metasztatózis során újonnan érkező vasanyagot, egy része esetleg a rétegsor eredeti, üledékes szideritjének a metasztatózis során bekövetkező átalakulásából származhat. Kifejlődése mindig tús, pikkelyes, finom eloszlású. Általában a homokkő kötőanyagának kiszorításával a homokszemek közeibe épült be. A hematittűk szélek felől csipkésen a homokszemek belsejébe nyúlnak (V. tábla 4). A hematitszemek nagysága a homokszemek közötti hézagok méreteivel és ezzel együtt a homokkő finomságával arányos.

Második leggyakoribb metasztatikus ásvány a *barit*. Az érces képződményben gyakran alkot önálló felhalmozódásokat, többnyire a rétegzés síkjával párhuzamos, durvakristályos baritpadok alakjában, de a rétegzés irányát metsző, elágazó repedésrendszerek kitöltéseként is előfordul. Az érces képződmény főtömegéhez, főleg a kvarchoz viszonyított késői kiválását változatos, formagazdag reszorpciós, kiszorításos érintkezései igazolják.

A metasztatikus vasérc főtömegéhez hasonlóan a szeizi érces képződményben sem ritkák a *pirit*, *kalkopirit* kiválásai. A szulfidok eloszlása azonban korántsem annyira egyenletes, mint a pátvasércben. Pirit-, kalkopirit-behintést alig találunk, az érces képződmény szulfid-tartalma leginkább nagyobb, rétegeesség mentén elnyúlt fészkekben halmozódott fel, melyeket rendszerint kvarc kísér.

A *quartz* utólagos érkitöltések alakjában gyakori, szulfidok kíséretében a vagdalt kvarcalakzatok elterjedtek. Anyaga éppúgy, mint a hematit esetében, származhatik az ércetést üledékes eredetű kvarcának kioldásából. Utólagos kalcitkitöltések a szeizi vasércben viszonylag igen ritkák.

Az érc mangántartalma főként piroluzit alakjában egyenletes eloszlásban jelenik meg, önálló felhalmozódásokat nem alkot.

Az *oxidációs öv ásványai*. A felszíni oxidáció átalakító hatása a Deák-bánya ércében főként a sziderit és szulfidok átalakításában érvényesült. Terméke elsősorban *limonit*, mely több-kevesebb áthalmazással a réteget tagoló harántrepedések mentén kérges, azok közeiben okkeres alakban vált ki. Jelentősebb hasadékrendszerek a deák-bányai vasércben nem alakultak ki, így nagyobb méretű limonitfelhalmozódások is hiányoznak.

Az elsődleges érc piritje fészkekben ülő fürtös halmazok alakjában ugyancsak limonitot szolgáltatott. A szulfidos rézércnek átalakulásából főként malachit képződött, jelentősebb feldúsulásokat — éppen a szállító hasadékrendszerek hiánya folytán — nem alkot.

A deák-bányai vasérc szövete

A szeizi vasérc szövete a metasomatikus ércről lényegesen eltérő s mindvégig az érc alapanyagának üledékes eredete nyomja rá bélyegét. A kiindulási szeizi homokkőanyag általában finom vagy közepes szemcészettségű. A kötőanyag mennyisége nem számottevő, főként amorf kova-savból (opál) áll, melyhez a kőzet olykor jelentős mennyiségű agyagásvány-tartalma járul. A metasomatózis elsősorban a homokkő lazább szerkezetű *kötőanyagát* támadta meg. A vasérc homokszemei között azonban sokkal szélesebb hematitkitöltést találunk, mint az átalakulatlan homokkő kötőanyagkitöltéseinek megfelelően, ezért a metasomatózis során a homokszemek jelentős mértékű oldódásával is kell számolnunk (V. tábla 4). A hematit térnyerése a kvarcsemek rovására főleg a durvább homokkőrétegek ércének csipkézett szöveti elrendezésén figyelhető meg. A szemcseközök felől a hematit túli szinte akadálytalanul növekedtek tovább a kvarcsemek belsejébe. A vasércben helyenként olyan jelentős vastagságú hematithalmazokat is megfigyelhetünk, hogy ezeken a helyeken a homokszemek teljes feloldására is gondolhatunk. A homokkő kvarcsemek között elhelyezkedő kötőanyagból egyedül a muszkovitszemeket nem támadta meg a hematitos metasomatózis, ezek — nagyjából az eredeti rétegzettség irányában rendeződő — vonulatai a hematit zárványaiként ismerhetők fel.

A hematit a szideritet is tartalmazó ércfajták szöveti képe szerint az üledékes eredetű szideritszemeket is *kiszorítja*. Lehetséges, hogy ez a folyamat az elsődleges szideritcsomók teljes eltüntetéséhez vezetett. A hematitnak kvarc, illetőleg sziderit rovására történő előnyomulása közötti arány nehezen állapítható meg.

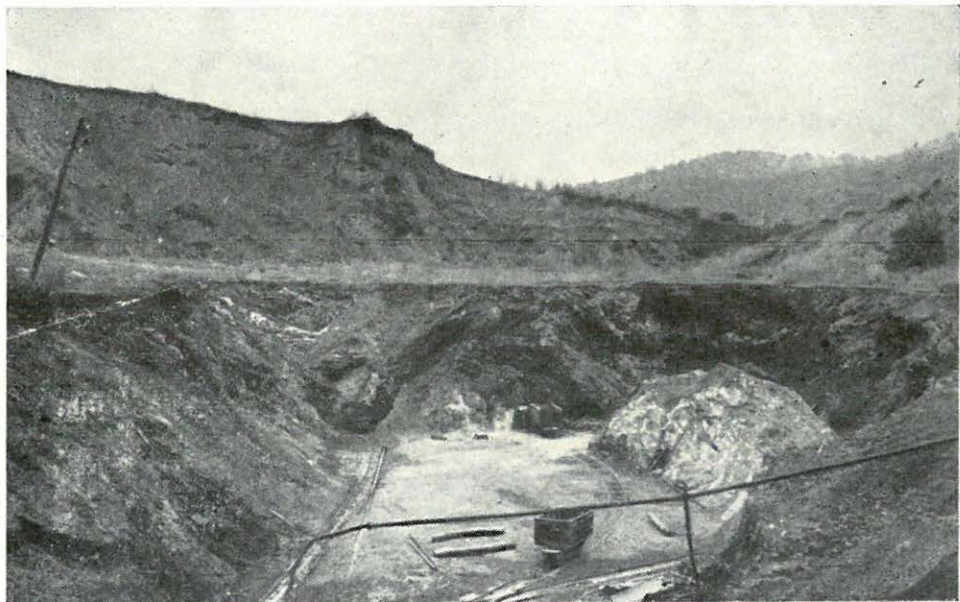
Az érc viszonylag alárendelt mennyiségben tartalmaz szideritből álló rétegeket. Ezek rétegség szerint irányított szövete, a pátszemek *rojtosan* egymásba kapcsolódó illeszkedése az üledékes szideritet jól megkülönbözteti a metasomatikusuktól (V. tábla 3). A deák-bányai pát különös szöveti jellegzetessége a pátszemek *gyűrűssége*. Egyes szideritszemek — esetleg korábban jelen volt kötőanyag rovására — eltérő orientációval, zárványmentesebben növekedtek tovább és forrtak össze teljesen a szomszédos,

hasonlóan gyűrűs pátszemmel. E jelenségben valószínűleg a metaszmatozózis hatása tükröződik, mely szideritrétegeken belül — a homokkőrétegek hematitkiválásától eltérően — szideritesedés feltételei mellett játszódott le.

A vasérc utólagos kiválása, meddő kísérőásványai korábban kivált ásványok kiszorítása révén nyernek teret. A barit sziderit rovására történő előnyomulására a deákbányai érceben is bőven találunk példát. Még változatosabb szöveti formák kialakulásával halad előre a kvarcnak barit által történő kiszorítása. Az érc egyes részletei több lépcsőben egymás után következő kiszorítások rendkívüli formagazdagságát tárják elénk. A kiszorítások sorrendje: sziderit → hematit → kvarc → barit.

A deákbányai érctest alakja és szerkezete

A szeizi üledékes metaszmomatikus vasérből eddigi feltárások alapján egyetlen egy, az Alsó-Deákbánya külfejtése révén nagyjából már le-



35. ábra. Szeizi üledékes metaszmomatikus hematitos vasérc, rétegzéssel párhuzamos bariterekkel. Külfejtés alján nem metaszmomatizált sziderites szeizi rétegösszlet (világos). — Alsó-Deákbánya. (Pietsch R. felv.)

Fig. 35. Minerai de fier sédimentaire hématitiques métagéniques séisienne, à veines barytifères parallèles. Au fond de l'exploitation à ciel ouvert, ensemble séisienne non métagénique (clair). — Ouverture inférieure de Deákbánya. (Photo R. Pietsch.)

művelt érctestet ismerünk. Ennek alakja a többi metaszmomatikus vasérc-testhez hasonlóan szabálytalan, egyenetlen határfelületű pikkely (35. ábra). A nem ércesedett szeizi összlet felé elhatárolódása többnyire éles és a metaszmatozózis — szegéllyel ugyan nem jelentkező — frontján kívül kisebb méretű elmozdulásról is tanúskodik. Az érctest és mellékközete között

azonban olyan mértékű szerkezeti különállást, mint a kampili márgába gyúrt metasomatikus ércetek esetében, nem tapasztalunk. A teljes szeizi összlet erősen átmozgatott, kihengerelt és gyúrt, azonban a képződmény ércesedett és meddő része között nagyfokú képlékenység-különbség nem lépett fel.

A szeizi vasérc felépítése uralkodóan *réteges*. A réteg-szerinti anyag-különbségek az eredeti rétegsor kifejlődéséből adódtak s ezeket a metasomatózis az ércesedés rétegenként változó feltételei folytán az ércetst egyenlőtlen fémeloszlásában még jobban kihangsúlyozta. Az eredeti rétegeséget 2—3 mm-től 4—6 cm-ig változó vastagságú agyag, márga, homokkő és karbonátrétegek szabálytalanul ismétlődő sora adta meg. Ezek közül a könnyebben átjárható homokkő és karbonátrétegek váltak vasérchordozóvá, míg az agyag- és márgarétegek továbbra is az érces összlet meddójét alkotják (35. ábra).

A deákányai ércetst az egész érces képződmény verfeni rétegeihez hasonlóan a rátolódásos igénybevételek hatására többszörösen meggyűrődött, kihengerlődött. Egyes szakaszokon az összlet merevebb, ridegebb tagjai kilencsésedtek vagy felmorzsolódtak. Kisebb harántvetők és haránteltolódások is megfigyelhetők a feltárásokban. E szerkezeti elmozdulások többszakaszú voltát a metasomatózis anyageloszlását befolyásoló szerepük vagy kései, utólagos kiválású ásványkitöltésük, esetleg kitöltetlenségük tükrözi.

3. A VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY VEGYI ALKATA

A vasérces képződmény vegyi alkotának meghatározását lényegesen előbbrevítte a Földtani Intézet laboratóriumának e munka összeállításához készített 54 db teljes ércelemzése és 39 mintán végzett nyomelemvizsgálata. A nagyszámú új, teljes elemzés GRASSELLY—DONÁTH korábbi elemzéseivel kiegészítve (KOCH—GRASSELLY—DONÁTH, 1950), lehetőséget nyújt arra, hogy a rudabányai érces képződmény vegyi összetételét ne csak összevontan, a havi vagy évi termelési átlagösszetételek tükrében vizsgáljuk, hanem egyes ércfajták, sőt egyes *típusok* alkatrészeinek mennyiségarányát szembeállítva, egyes elemek gyakoribb kapcsolatára vagy egymás kerülésére következtetéseket vonjunk. Az elemzésekben tükröződő rendkívül nagy összetételingadozások utalnak az ércképződés igen bonyolult, többféle hatás összegeződését jelentő folyamatára, melynek belső összefüggéseit az elvégzett vizsgálatok részleteiben még távolról sem tisztázhatják.

A kémiai elemzésre kerülő minták kiválogatásánál ugyanaz az elv érvényesült, amelyet a vasérces képződmény ásványos összetételének és szövetének megállapítását célzó anyagvizsgálatnál követtünk. Gyakori, jellegzetes, jól elhatárolódó típusokat választottunk ki, melyek vegyi összetétele az érctelep leggyakoribb elemkombinációit, típuseseteit tükrözi. A típusok megválasztásánál nem azok mennyiségaránya volt a döntő. Az elemzések számánál előnyben részesítettünk viszonylag csekélyebb tömegben fellépő

érckifejlődést, ha annak vegyi alkotása az ércképződés módja vagy lefolyása szempontjából érdekességet ígért. Az elemzések nem alkalmasak tehát arra, hogy belőlük átlagszámítással az ércetek átlagos összetételét megállapítsuk, de tükrözik azokat a — nem szélsőséges — típuseseteket, melyek változó arányú keveredéséből az érctelep termelési átlagösszetételekben kifejeződő, átlagos vegyi alkata kiadódik. A nagy tömegek átlagolásából adódó közepes ércminőség jellemzésére szolgáljanak az Ózdi Kohászati Üzemek laboratóriumának alábbi elemzési adatai (PANTÓ, 1955):

	Ankerit	Pátvasérc	Barnavasérc
SiO ₂	5,16%	7,62%	12,24%
Fe ₂ O ₃	20,72	3,72	45,30
FeO	2,38	27,70	4,41
MnO	1,05	1,64	1,86
Al ₂ O ₃	0,42	0,69	2,36
CaO	21,25	6,54	6,92
MgO	8,97	7,94	2,35
S (összes)	0,87	3,55	1,56
CuO	0,17	0,19	0,29
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,09
BaSO ₄	2,24	13,32	7,72
CO ₂	26,49	27,68	11,60
H ₂ O ⁺	2,55	0,86	4,51
<i>Összesen</i>	<i>92,34%</i>	<i>101,50%</i>	<i>101,21%</i>

Az egyes ércminták elemzéseiből sztatikusan az érctelep ma előttünk álló anyagának összetétele rajzolódik ki. Nem vállalkozhatunk arra, hogy az ércképződés vagy ércátalakulás folyamatainak egymásutáni állomásait jellemző ércmintákat válogassuk össze s ezek alapján a kémiai összetétel eltolódásának folyamatát szemléltessük. Mivel az érces képződmény egyes tagjainak átalakulási sorokba foglalása sok önkényes feltevést tartalmazott volna, megelégszünk a rudabányai vasércképződményleírásánál megkülönböztetett 4 fajtájának példák alapján való jellemzésével és kiindulási anyagával való összevetésével.

Pátvasérc

A rudabányai elsődleges vasércképződmény kiindulási anyaga a pikelyeződött kampili-anizusi márga, mészkő, dolomit üledékösszet.

A kampili márga, dolomitos márga és dolomitos-lemezes mészkő-csoport, mint a metasomatózis kiindulási anyaga, nem vagy alig jön tekintetbe. Vegyi összetételének jellemzésére a Földtani Intézet laboratóriumának alábbi 4 elemzését tüntetjük fel, egyrészt a metasomatózisra kevésbé alkalmas vegyi jelleg illusztrálására, másrészt az ércetekhez vezető, termákat szállító hasadékok kémiai környezetének bemutatására.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	33,90 %	34,24 %	16,51 %	6,30 %
TiO ₂	0,44	0,45	0,25	0,08
Al ₂ O ₃	12,41	12,39	5,61	1,62
Fe ₂ O ₃	1,75	3,28	1,15	1,71
FeO	3,39	3,30	3,39	4,40
MnO	0,41	0,42	0,39	0,46
MgO	8,84	7,93	13,80	16,00
CaO	12,84	12,37	22,83	27,65
Na ₂ O	0,14	0,11	0,28	0,71
K ₂ O	4,33	3,97	1,58	0,45
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,10	0,03
H ₂ O ⁺	2,34	3,04	1,99	1,80
H ₂ O ⁻	0,61	0,78	0,18	0,06
CO ₂	19,18	17,85	31,82	38,46
Cl	0,02	0,02		
S	0,14	0,11		0,87
SO ₃				0,10
— O =	0,07	0,06		0,44
Összesen	100,40	100,27	99,88	100,26

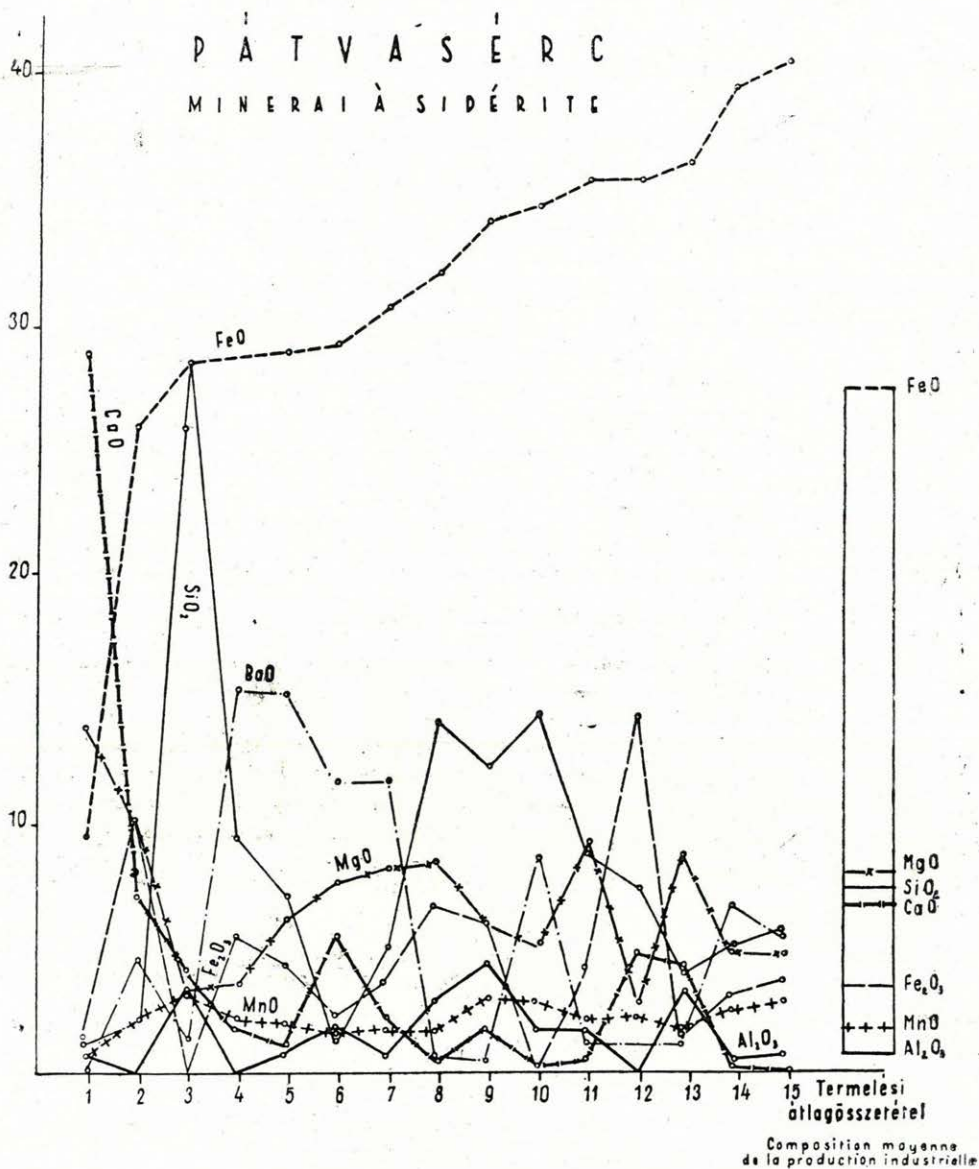
- Lelőhelyek:* 1. Szürke kampili márga. Altáró 2430 m. — Elemző: CSAJÁGHY G.
 2. Lilásvörös kampili márga. Altáró 2430 m. — Elemző: CSAJÁGHY G.
 3. Dolomitos kampili márga. Barbara-tölcsérből induló DK-i vágat. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
 4. Márgás, lemezes, dolomitos kampili mészkő. Barbara-tölcsérből induló DK-i vágat. — Elemző: GUZY K.-NÉ.

A sziderites metasomatózisra elsősorban alkalmas alsó-anizusi dolomit eredeti összetételét a metasomatózis övezetén kivüleső előfordulás ipari elemzéseinek átlagértékei (3), a bányafeltárások részben metasomatizált dolomitjának összetételét pedig az Ózdi Kohászati Üzemek laboratóriumának alábbi két elemzése (1, 2) tükrözi:

	1.	2.	3.
SiO ₂	2,06 %	18,16 %	1,00 %
Fe ₂ O ₃	2,43	9,89	0,25
Al ₂ O ₃	1,09	4,76	0,47
CaO	32,30	23,31	33,92
MgO	16,32	10,30	18,22
CO ₂	44,60	36,56	
Izz. v.			45,78
Összesen	98,80 %	102,98 %	99,64 %

- Lelőhelyek:* 1. Altáró, X. bányarész.
 2. Altáró, Vilmos-bányarész.
 3. Szendrő, Kollát \odot 359-től K-re (38 elemzés átlaga).

A metasomatózis bányarészenként és ércstenként különböző feltételek között végbement anyagkicserélése az alsó-anizusi dolomitból, alárendelten esetleg a kampili lemezes mészkő-dolomitösszlet egyes részeitől az 1. táblázatban (430-431. oldal) feltüntetett összetételű pátvasérc típusokat hozta létre. A pátvasérc-elemzéseket növekvő FeO-tartalom sorrendjében tüntettük fel (36. ábra).



36. ábra. Pátvasérc-fajták vegyi összetétele. (1—16. elemzések sorszámai.)

Fig. 36. Composition chimique des sortes de minerais sidérifique. (N^{os} 1 à 16 d'ordre des analyses.)

Az érc típusok összetételének megoszlásán jól látható, hogy a növekvő FeO, illetve FeO + Fe₂O₃-tartalom értékei, vagyis a metasztomatózis teljesebbé válása sorrendjében a dolomit eredeti alkotórészeinek mennyisége csökken. A Ca és Mg mennyiségi megoszlásán érdekesen tükröződik, hogy a metasztomatózis során Ca volt a könnyebben kicserélhető kation. Ennek

Pátvasérc —

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	1,12 %	2,15 %	28,35 %	9,32 %	7,11 %	1,26 %	4,92 %
TiO ₂	0,06	nyom	—	—	0,08	0,08	0,07
Al ₂ O ₃	0,81	nyom	3,67	—	0,95	1,94	0,94
Fe ₂ O ₃	1,60	10,56	—	5,79	4,29	2,31	3,96
FeO	9,67	25,91	28,57	28,89	28,91	29,36	30,73
MnO	0,59	2,18	3,09	2,24	2,02	1,82	1,89
MgO	13,81	10,15	3,62	3,73	6,21	7,79	8,20
CaO	28,86	7,13	4,17	1,80	1,16	5,53	2,13
Na ₂ O	0,03	0,11	—	—	nyom	0,16	nyom
K ₂ O	0,16	0,07	—	—	0,06	0,18	0,11
H ₂ O+	0,69	7,49	—	—	0,11	1,38	0,76
H ₂ O—	0,09	0,07	—	—	0,03	0,04	0,04
CO ₂	42,57	29,25	25,02	24,56	26,49	30,43	29,86
BaO	0,15	4,55	1,48	15,70	15,24	11,79	11,19
SO ₃	0,08	—	0,77	8,19	7,95	× 6,15	× 5,83
S	0,32	1,67	S ₂ 2,00	0,20	0,27	+ 0,35	+ 0,34
P ₂ O ₅	0,01	nyom	—	—	nyom	nyom	nyom
Összes — Total: ..	100,62 %	101,29 %	100,74 %	100,57 %	100,88 %	100,57 %	100,97 %
—O	0,16	0,83	0,50	0,05	0,14	0,18	0,27
	100,46 %	100,46 %	100,24 %	100,52 %	100,74 %	100,39 %	100,80 %

× = BaO-nak megfelelő — *Équivalent à BaO*
 + = számított — *Calculé*

Lelőhelyek :

1. Durvakristályos ankerit. Andrassy I., altáró, keresztvágat. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
2. Baritesikos pátvasérc. X.D. altárószintű pátfejtés. — Elemző: TOLNAY V.
3. Durvaszemű pátvasérc. Andrassy I. — Elemző: GRASSELLY GY. — DONÁTH É.
4. Durvaszemű pátvasérc. Vilmosbánya. — Elemző: GRASSELLY GY. — DONÁTH É.
5. Sajátalakú kristályos pátvasérc. X.É. szállítóvágat, 1615. pont. — Elemző: TOLNAY V.
6. Mozaik-pátvasérc. X.É. szállítóvágat, 1581. pont. — Elemző: TOLNAY V.
7. Krémfoltos pátvasérc X.É. szállítóvágat, 122. rés, 1585. ponttól DNy-ra. — Elemző: TOLNAY V.
8. Kovás, középszemű pátvasérc. Andrassy I. altáró, keresztvágat. — Elemző: TOLNAY V.
9. Oxidált, középszemű pátvasérc, szegély mellől. X.D. kompresszorszint, 1378. pont. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
10. Átkristályosodott, aprószemű pátvasérc. Vilmosbánya. — Elemző: GRASSELLY GY. — DONÁTH É.
11. Baritesikos sziderit. X.D. altáró feletti pátfejtés. — Elemző: TOLNAY V.
12. Félig oxidált pátvasérc. X.D. kamra, tömedékszint, 1193. pont. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
13. Vékonylemezes pátvasérc. X.É. szállítóvágat 123. rés. — Elemző: TOLNAY V.
14. Breccás, középszemű pátvasérc. X.É. szállítóvágat. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
15. Finomszemű pátvasérc. X.É. szállítóvágat. — Elemző: TOLNAY V.

következtében, bár a kiindulási dolomitanyag csak CaO : MgO = 1,88 arányban tartalmazott magnéziumot, a pátvasércmaradék Mg-tartalma mindig jóval nagyobb, gyakran több mint kétszer akkora, mint a maradék Ca-tartalom. A Ca : Mg arány újabb eltolódását a pátvasérc oxidációjával kapcsolatos — főként leszálló — folyamatok idézik elő. Ezek hatására a pátvasérc dolomit-maradékából a Mg oldódik ki könnyebben, így a másodlagos, oxidos vasérc anyagában viszonylag ismét a Ca lép előtérbe. Ennek a folyamatnak a hatása érvényesül a 12. sz. félig oxidált pátvasérc Ca : Mg arányán. Ettől eltekintve elsődleges pátvasércanyagban Ca-túlsúlyt — ami feltétlenül meszesebb kampili kiindulási anyagból való eredetet igazolna — egyetlen esetben sem találunk.

Az Al₂O₃ szabálytalanul ingadozó értékei a kiindulási anyag különböző

1. táblázat — *Tableau N° 1.*

Minerai à sidérite

8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.
14,18 %	11,33 %	14,40 %	8,90 %	7,43 %	4,15 %	5,38 %	5,87 %
0,09	0,02		0,07	0,18	0,08	0,08	0,09
3,07	4,23	1,89	1,82	—	3,42	0,77	0,94
6,90	6,20		4,39	14,29	1,87	3,30	3,95
32,29	34,10	34,85	35,94	35,96	36,53	39,68	40,59
1,70	3,03	2,45	2,15	2,31	1,93	2,76	3,00
8,52	6,13	5,23	9,39	2,92	8,73	5,30	4,94
0,53	0,83	0,12	0,68	4,84	4,19	0,37	nyom
0,13	0,18		nyom	0,22	0,04	0,06	0,03
0,36	1,01		0,13	0,10	0,07	0,15	0,04
0,56	1,11	—	0,84	1,42	0,64	0,06	1,30
0,10	0,66		0,06	0,42	0,04	0,06	0,04
29,63	29,93	28,07	33,89	29,12	36,08	31,83	31,17
0,67	0,64	8,68	1,25	1,11	1,14	6,84	5,74
0,35	0,33	4,54			0,60	3,57	3,00
2,41	1,02	S ₂ 0,67	0,85	0,32	0,399	1,14	0,22
0,01	0,02		nyom	0,08	nyom	0,01	0,06
101,50 %	100,77 %	100,89 %	100,36 %	100,72 %	99,90 %	101,36 %	100,98 %
1,20	0,51	0,17	0,43	0,16	0,19	0,57	0,11
100,30 %	100,26 %	100,72 %	99,93 %	100,56 %	99,73 %	100,79 %	100,87 %

Localités:

1. Ankérite à cristaux grossiers. Couloir transversal de la galerie de Andrassy I. — Analysée par Mme A. GUZY.
2. Minerai sidéritique à raies de baryte. Extraction de sidérite de l'horizon de la galerie du S de X. — Analysé par V. TOLNAY.
3. Minerai sidéritique à grains grossiers. Andrassy I. — Analysé par GY. GRASSÉLLY — É. DONÁTH.
4. Minerai sidéritique à grains grossiers. Vilmos. — Analysé par GY. GRASSÉLLY — É. DONÁTH.
5. Minerai sidéritique à cristaux idiomorphes. Couloir de transport du N de X. 1615^{me} point. — Analysé par V. TOLNAY.
6. Minerai sidéritique, mosaïqué. Couloir de transport du N de X. 1581^{me} point. — Analysé par V. TOLNAY.
7. Minerai sidéritique à taches noires. Couloir de transport du N de X. 122^{me} havée. Au SW de 1585^{me} point. — Analysé par V. TOLNAY.
8. Minerai sidéritique silicique à grains moyens. Couloir transversal de la galerie de Andrassy I. — Analysé par V. TOLNAY.
9. Minerai sidéritique oxidé, à grains moyens, près de la bordure. Horizon du compresseur de S de X., 1378^{me} point. — Analysé par Mme A. GUZY.
10. Minerai sidéritique recristallisé à grains menus. Vilmos. — Analysé par GY. GRASSÉLLY — É. DONÁTH.
11. Sidérite à raies de baryte. Extraction de sidérite au-dessus de l'horizon de la galerie de S de X. — Analysé par V. TOLNAY.
12. Minerai sidéritique mi-oxidé. Horizon de remblayage de la chambre de S de X., 1193^{me} point. — Analysé par V. TOLNAY.
13. Minerai sidéritique à couches fines. N de X., 123^{me} havée. — Analysé par V. TOLNAY.
14. Minerai sidéritique brêcheux, à grains moyens. Couloir de transport du N de X. — Analysé par Mme A. GUZY.
15. Minerai sidéritique à grains fins. Couloir de transport du N de X. — Analysé par V. TOLNAY.

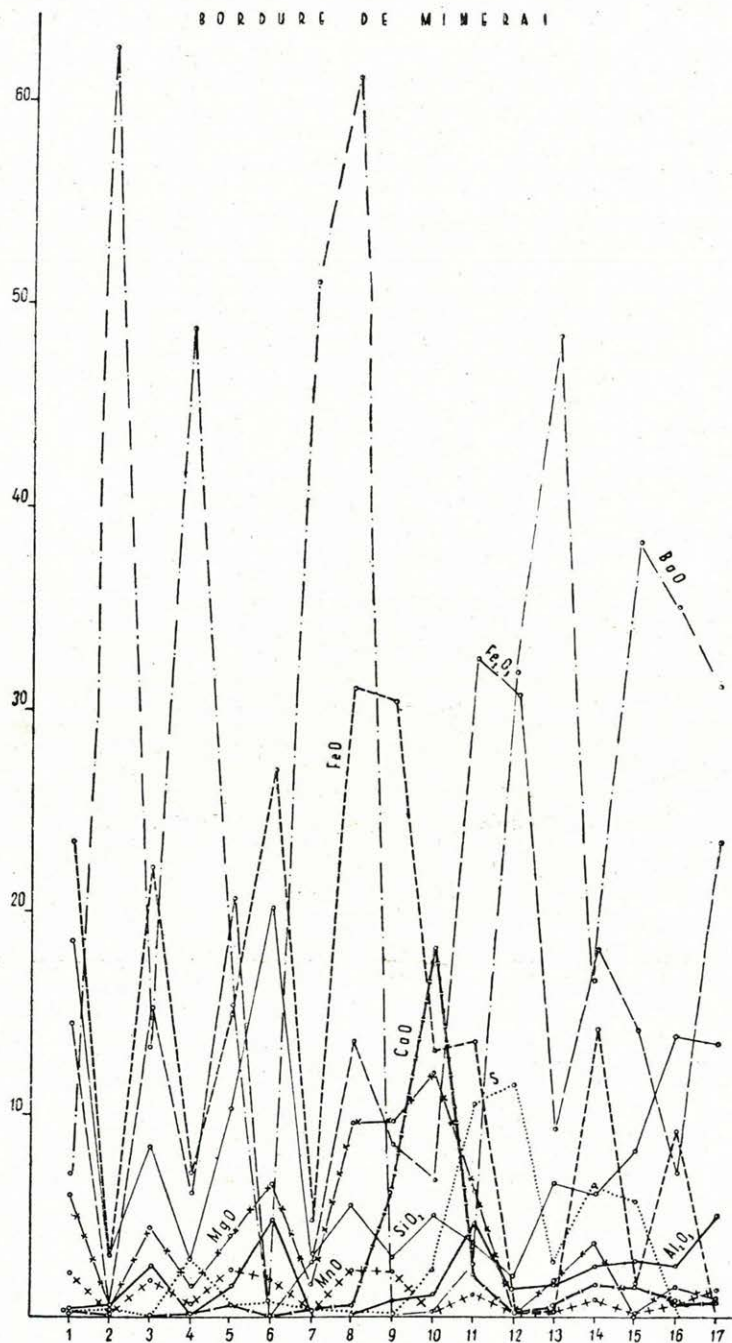
mennyiségű agyagszennyezésétől függők. A Fe-tartalom $1/10-1/18$ részét kitevő állandó Mn-mennyiség a pátvasércnek a rudabányai ércfajták között legállandóbb Fe : Mn arányát tükrözi.

A metasomatózis két járulékos terméke, a barit és kvarc mennyisége ingadozik legtágabb határok között. Ezek hullámlása már sem a kiindulási anyag maradékmennyiségével, sem a Fe-tartalommal nincs összefüggésben, változó arányú fellépésük a metasomatózis helyi körülményeinek függvénye.

A pátvasérc típusok színképvizsgálatának eredményét (FÖLDVÁRI A.-NÉ) a 2. táblázat (433. old.) tünteti fel. Látható, hogy a pátvasérc uralkodó — és a többi rudabányai ércfajtatól megkülönböztető — nyomelemei: Cu, Sr, V, (Ni, Li).

É R C S Z E G É L Y

BORDURE DE MINÉRAI



37. ábra. Éreszegélyek mintáinak vegyi összetétele. (1—17. elemzések sorszámai.)

Fig. 37. Composition chimique des échantillons des bordures de minerais. (N^{os} 1 à 17 d'ordre des analyses.)

Pátvasére — *Minerai à sidérite*

Sor- szám	Cu	Pb	Ag	Zn	Hg	As	Sb	Sr	Co	Ni	V	Cr	Li	Ga
1.	ny	0	(ny)	0	0	0	0	ny	0	(ny)	?	0	0	(ny)
5.	ny!	0	(ny)	0	0	?	?	ny	?	?	ny	0	ny	?
6.	ny!	0	(ny)	?	0	0	?	(ny)	0	0	(ny)	0	(ny)	?
7.	ny!	0	(ny)	0	0	0	?	ny	0	(ny)	(ny)	0	ny	(ny)
9.	(ny)	0	(ny)	0	0	?	0	?	0	?	0	0	0	0
11.	ny	0	(ny)	0	0	?	0	?	0	0	(ny)	0	0	0
12.	ny	+	(ny)	ny	0	0	0	?	?	(ny)	ny	0	0	?
13.	ny	0	(ny)	0	0	0	0	ny	0	?	ny	0	?	?
14.	ny	ny	(ny)	0	0	ny	?	ny	0	(ny)	(ny)	0	0	?
15.	ny	0	(ny)	0	0	0	0	ny	?	?	ny	0	?	?

ny = nyom — *trace*(ny) = gyenge nyom — *trace faible*ny! = erős nyom — *trace forte*0 = nincs színeképvonal — *pas de raie de spectre*+ = erős színeképvonal — *raie forte de spectre*++ = igen erős színeképvonal — *raie très forte de spectre*? = bizonytalan színeképvonal — *raie incertaine de spectre*

Pátszegély

A pátvasércetek — viszonylag nem jelentős tömegű — szegélyképződményeinek vegyi alkotásával különleges és egyedülálló összetételük folytán külön kell foglalkoznunk. A pátszegélyek változatos kémizmusának bemutatására 17 új (nem teljes) elemzés szolgál (3. táblázat 434-435. oldal). A földalatti bányaművelés két helyéről egy-egy jellegzetesen kifejlődött pátszegélyásványos összetétel alapján élesen elkülönülő sávjait egyenként gyűjtöttük be és mikroszkópi vizsgálattal egyidejűleg külön-külön elemzésre adtuk le. A minták számozása a szegélyeken belül, a pátvasércetst felől a kampili márgaérintkezés felé haladó sorrendben történt. A 17. elemzés egy harmadik pátszegély átlagos összetételét tükrözi (37. ábra).

A szomszédos szegélysávok szélsőséges összetételingadozásait az összes Fe mennyiségének a BaSO_4 -tal éppen ellentétes irányú hatalmas kilengései jellemzik. A SiO_2 mennyisége a BaSO_4 -éval nagyjából párhuzamosan változik.

A szegélyekben, melyekről szöveti vizsgálat alapján feltesszük, hogy a már kialakult pátvasérc anyagának kiszorításával képződtek, az eredeti üledékes anyag csekély nyomait találjuk meg. Mennyiségük a BaSO_4 -éval nagyjából ellentétesen ingadozik. A nagy kristályosodási képességű tiszta baritkiválás az üledékes anyag maradékának csaknem teljes kiszorítását eredményezte. A szegély szideritsávjainak $\text{CaO} : \text{MgO}$ aránya és mennyisége a pátvasércéhez hasonló.

A pátszegélyek színeképlelemzéssel kimutatható uralkodó nyomelemei (l. 4. táblázat 436. oldal) közösek a pátvasércével, azokhoz a Pb, Ag, ritkábban Cr és Ga járul.

Az elemzési táblázatban feltüntettük a pátszegély minták PbO -tartalmának értékeit, melyeket SIMÓ B. valamennyi anyagon analitikai eljárás-

Pátszegély — Bordure

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.
SiO ₂	18,61 %	3,04 %	8,40 %	2,81 %	10,36 %	22,00 %	2,79 %
TiO ₂	0,08	nyom	nyom	nyom	0,17	0,29	nyom
Al ₂ O ₃	0,47	0,65	2,56	0,17	1,52	4,84	nyom
Fe ₂ O ₃	14,58	0,69	15,46	6,27	20,96	—	3,11
FeO	23,54	0,10	22,19	7,03	15,05	∅ 27,05	4,85
MnO	2,12	0,004	1,94	0,53	2,26	1,81	0,26
MgO	6,09	0,18	4,46	1,57	4,02	6,69	1,52
CaO	0,33	0,11	0,00	0,10	0,50	nyom	0,30
BaO	7,15	62,65	13,48	48,99	15,45	0,95	51,40
PbO	0,22	0,17	0,04	0,11	0,22	0,04	0,04
H ₂ O ⁺	—	—	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	—	0,11	0,12	0,09	—	0,26	0,14
P ₂ O ₅	—	0,006	0,07	0,04	nyom	0,04	0,04
CO ₂	24,51	0,59	26,85	—	14,17	26,47	5,35
HCl-ban oldh. SO ₃	—	0,21	0,91	× 1,36	—	0,51	—
BaO-nak megf. SO ₃	—	32,49	—	24,86	—	—	26,82
SO ₃	0,30	—	3,02	+12,89	0,23	—	—
S	0,36	0,41	—	2,91	0,50	0,71	0,54
Izz. v.	—	—	—	—	—	—	—
Összesen	—	—	—	—	—	—	—

× = HCl-ban oldható BaO — BaO soluble en HCl

+ = összes S — S (total)

∅ = FeO: a S tartalom mia't nem lehet pontosan meghatározni. — FeO: à cause de la présence de S n'est pas déterminable.

Leőhelyek :

I. Pátszegély; X. D kompresszorszint, 1378. pont

1. Középszemű szegélysziderit. — Elemző: TOÓKOS I.
2. Durvakristályos barit. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ, NEMES L.-NÉ, SIMÓ B.
3. Középszemű sziderit barittal és pirittel. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ, NEMES L.-NÉ, SIMÓ B.
4. Durvaszemű barit pirittel. — Elemzők: NEMES L.-NÉ, SIMÓ B., TOLNAY V.
5. Középszemű sziderit barittal. — Elemző: TOÓKOS I.
6. Igen finomszemű sziderit kovasavas itatással. — Elemző: TOLNAY V.
7. Durvakristályos barit kevés sziderittel. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ, NEMES L.-NÉ, SIMÓ B.
8. Középszemű sziderit. — Elemző: BARABÁS L.-NÉ.
9. Durvaszemű pátvasérc. — Elemző: GUZY K.-NÉ

II. Pátszegély; Barbara-tölcsérből induló DK vágat

10. Pirites, vasas dolomit. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ.
11. Oxidált, pirites sziderit. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ.
12. Baritos, pirites sziderit. — Elemzők: BARABÁS L.-NÉ, GUZY K.-NÉ.
13. Kovás, pirites barit. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
14. Baritos sziderit. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
15. Kovás barit oxidált sziderittel. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
16. Kovás barit kevés sziderittel. — Elemző: GUZY K.-NÉ.
17. Oxidált kovás pátszegély harmadkori ércfelszínről. Andrassy I., IV. felvonó alatti fejtés. — Elemző: TOÓKOS I.

sal meghatározott. Látható, hogy a PbO-tartalom — a galenit egyenlőtlen eloszlásának megfelelően — széles határok között változik, 0,2% fölé azonban nem emelkedik. A Pb-tartalom eloszlására vonatkozó szabályszerűség az ólomdúsabb sávok ásványos összetétele tekintetében nem olvasható ki.

Barnavasérc

A 20 teljes elemzéssel (5. táblázat 438-439. oldal) bemutatott, Fe₂O₃ mennyiségének növekvő sorrendjébe állított barnavasérc összetétele Fe-tartalmán kívül egyéb vonatkozásokban is lényegesen eltér a kiindulási pát-

3. táblázat — *Tableau N° 3.*

de minerali à siderite

8.	9.	10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.
5,65 %	3,04 %	5,18 %	3,85 %	2,04 %	6,62 %	6,20 %	8,25 %	13,83 %	13,50 %
0,11	0,10	nyom	nyom	nyom	0,09	0,13	0,09	0,12	0,05
0,00	0,84	1,16	4,75	1,47	1,61	2,57	2,86	2,55	6,07
13,71	8,67	6,86	32,51	30,98	9,43	18,22	14,39	7,23	23,59
31,18	30,49	13,38	13,76	0,26	0,29	14,37	1,79	9,13	—
2,34	2,17	0,14	1,10	nyom	0,10	0,93	0,10	0,53	1,32
9,50	9,61	12,12	6,04	nyom	1,67	3,66	—	1,40	0,63
0,64	6,16	18,38	2,17	0,30	0,64	1,68	1,72	0,63	0,80
—	—	0,20	2,66	31,85	48,48	16,58	38,27	35,00	31,19
0,01	0,02	0,11	0,04	0,06	0,04	—	0,09	0,02	—
—	—	—	—	—	—	—	—	—	4,81
0,03	0,02	0,52	1,88	0,48	0,65	1,79	1,19	0,80	1,02
0,02	0,02	—	—	—	—	—	—	—	0,06
—	—	16,38	1,31	0,03	—	1,37	0,75	0,54	0,13
—	—	0,85	3,94	1,55	1,90	3,59	2,91	1,75	—
—	—	0,10	1,39	16,62	25,30	8,65	19,97	18,27	—
0,78	0,72	—	—	—	—	—	—	—	16,66
0,37	0,21	2,86	10,64	11,67	2,78	6,60	5,94	0,38	—
35,30	37,87	—	—	—	—	—	—	—	—
									100,75 %

*Localités:*I. *Bordure de sidérite, horizon du compresseur du S de X., 1378^{me} point.*

1. *Sidérite de bordure à grains moyens.* — Analysée par I. TOÓKOS.
2. *Baryte à cristaux grossiers.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY, Mme S. NEMES, B. SIMÓ.
3. *Sidérite à grains moyens, à baryte et pyrite.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY, Mme S. NEMES, B. SIMÓ.
4. *Baryte à grains grossiers, à pyrite.* — Analysée par Mme S. NEMES, B. SIMÓ, V. TOLNAY.
5. *Sidérite à grains moyens, à baryte.* — Analysée par I. TOÓKOS.
6. *Sidérite à grains très fins, à imprégnation d'acide silicique.* — Analysée par V. TOLNAY.
7. *Baryte à cristaux grossiers, à peu de sidérite.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY, Mme S. NEMES, B. SIMÓ.
8. *Sidérite à grains moyens.* — Analysée par Mme E. BARABÁS.
9. *Minerai sidéritique à grains grossiers.* — Analysé par Mme A. GUZY.

II. *Bordure de sidérite: couloir de SE, partant de l'entonnoir Barbara.*

10. *Dolomie ferreuse, pyritifère.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY.
11. *Sidérite, oxydée pyritifère.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY.
12. *Sidérite barytifère, pyritifère.* — Analysée par Mme E. BARABÁS, Mme A. GUZY.
13. *Baryte pyritifère, silicique.* — Analysée par Mme A. GUZY.
14. *Sidérite barytifère.* — Analysée par Mme A. GUZY.
15. *Baryte silicique à sidérite oxydée.* — Analysée par Mme A. GUZY.
16. *Baryte silicique à peu de sidérite.* — Analysée par Mme A. GUZY.
17. *Bordure de sidérite, oxydée, silicique de la surface tertiaire du minerai. Extraction au-dessous de l'ascenseur IV. de Andrassy I.* — Analysée par I. TOÓKOS.

vasérc összetételétől (38. ábra). A BaSO₄ 24%-os értékközben ingadozó, szabálytalan eloszlású mennyiségét a metasomatózis helyi eltéréseinek tulajdoníthatjuk.

A SiO₂ rendkívül szabálytalanul, 25% értékközben ingadozó mennyisége átlagértékben is felülmúlja az elsődleges érc kovasavtartalmát. Indokolt ezért másodlagos, helyi kovasavfelhalmozódásokra gondolnunk, melyeknek az érctelep felszínéhez közeleső részeken feltétlenül leszálló eredetet tulajdonítunk.

A barnavasérc MnO-tartalma a Fe₂O₃ mennyiségétől csaknem függetlenül ingadozik a 0—4,6% között. Átlagos mennyisége megegyezik a pát-

Pátszegély — *Bordure de minerai à siderite*

Sor- szám	Cu	Pb	Ag	Zn	Hg	As	Sb	Sr	Co	Ni	V	Cr	Li	Ga
1.	ny!	ny	(ny)	0	0	0	0	ny	0	?	?	0	?	0
2.	ny	ny!	(ny)	0	0	0	0	+	0	0	0	0	ny	0
3.	ny!	ny!	(ny)	0	0	0	0	ny	0	0	?	0	0	?
4.	ny	ny!	(ny)	?	0	0	0	+	0	0	?	0	ny	(ny)
5.	ny	ny!	(ny)	0	0	0	0	ny	0	0	?	0	0	0
6.	ny	ny!	(ny)	?	0	0	0	(ny)	0	?	0	0	0	0
7.	(ny)	?	(ny)	0	0	0	0	ny	0	0	0	0	(ny)	?
8.	(ny)	(ny)	0	?	0	0	0	ny	0	?	?	0	?	(ny)
9.	ny!	0	(ny)	ny	0	?	0	(ny)	0	(ny)	(ny)	0	0	(ny)
10.	(ny)	ny	(ny)	(ny)	0	?	0	?	0	(ny)	0	0	0	0
11.	(ny)	ny	(ny)	?	0	ny	0	ny	0	ny	0	?	0	0
13.	(ny)	ny	(ny)	?	0	ny	0	+	0	?	?	ny	+	?
14.	(ny)	ny!	(ny)	(ny)	0	ny	0	(ny)	0	ny	?	?	?	?
16.	(ny)	?	0	0	?	?	0	ny	0	(ny)	ny	?	ny	(ny)
17.	+	++	(ny)	ny	0	ny	ny	(ny)	0	(ny)	(ny)	0	0	ny

vasérc MnO-tartalmával, nagyobb szórását azonban az oxidációs övben való átrendeződés, a Fe és Mn-tartalom különválása okozza.

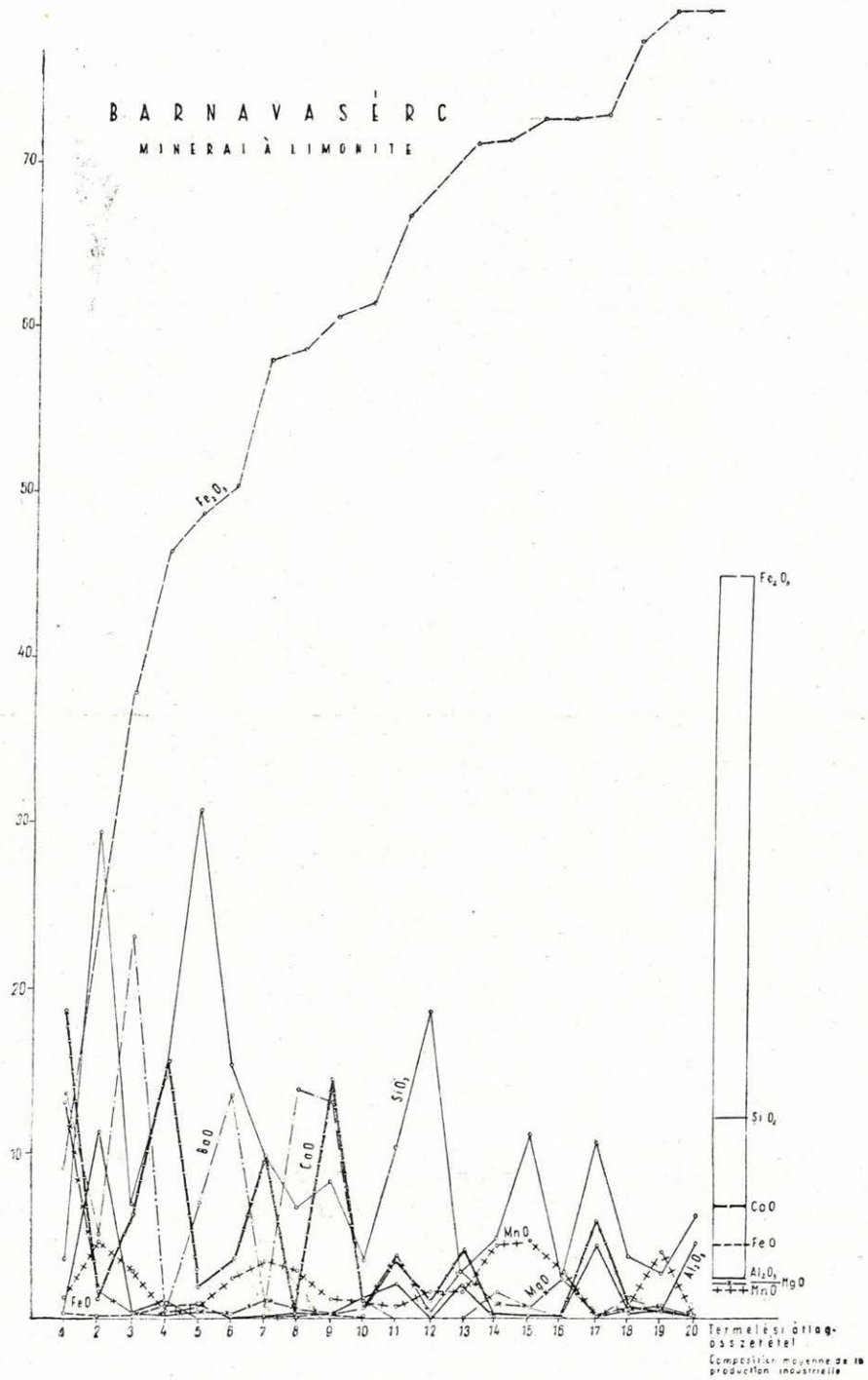
A barnavasérc üledékes eredetű alkatrészei viszonylag csekély mennyiségűek. A CaO és MgO aránya a MgO jelentős kilúgzása folytán megcserélődik. Kiugró CaO-értékek nem egyedül az üledékes mésztartalom átrendeződésének egyenletlenségét tükrözik, hanem az érctelep utólagos változásaival kapcsolatos (feltörő vagy leszálló oldatokból származó) kalcitkiválások eredményei. Az Al_2O_3 különösen az ércfelszíni üledék érintkezésén beálló agyaghozzákeveredés folytán ér el kiugróan nagy értékeket.

A barnavasérc színképelemzéssel kimutatható nyomelemtársasága: Cu, Pb, Ag, Zn, As, Sb, V, (Sr, Ni) (6. táblázat 440. oldal).

Szferosziderites érc

A pátvasérc vagy barnavasérc csaknem teljes mennyiségének oldatbajutásával és átkristályosodásával keletkező szferosziderites érc vegyi összetétele az előbbi ércfajtákétól jelentősen különbözik. A $FeO + Fe_2O_3$ növekvő sorrendjébe állított 8 teljes elemzés (7. táblázat 440. oldal) szerint a vastartalom növekedésével a kovasavtartalom egyenletesen csökken (39. ábra). A $BaSO_4$ mennyisége a rudabányai vasérc általános jellegétől eltérően teljesen alárendelt.

A MnO mennyisége általában igen csekély, FeO : MnO arány valamennyi rudabányai ércfajta között a legcsekélyebb, legkiegyenlítettőbb.



38. ábra. Barnavasérc-fajták vegyi összetétele. (1—20. elemzések sorszámai.)

Fig. 38. Composition chimique des sortes de minerais limonitiques. (N^{os} 1 à 20 d'ordre des analyses.)

Barnavasére —

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.	9.
SiO ₂	3,75 %	29,52 %	7,04 %	14,68 %	30,84 %	15,69 %	9,73 %	6,90 %	8,43 %
TiO ₂	nyom	0,21	nyom	0,12	0,12	0,12	0,27	0,09	0,36
Al ₂ O ₃	nyom	11,42	0,42	1,24	0,05	nyom	0,17	0,22	0,24
Fe ₂ O ₃	9,35	26,71	38,02	46,56	48,81	50,46	58,00	58,71	60,79
FeO	0,35	0,13	0,34	0,80	0,80	?	?	0,17	0,11
MnO	1,23	4,63	2,81	0,38	0,72	2,43	3,46	2,99	1,30
MgO	13,01	1,64	0,38	0,36	0,57	0,52	1,02	0,59	0,32
CaO	18,83	1,24	6,48	15,69	2,13	3,67	8,90	0,15	0,48
Na ₂ O	0,35	0,17	0,01	0,22	0,23	nyom	0,24	0,05	0,19
K ₂ O	0,06	2,05	0,14	0,07	0,08	0,21	0,03	0,08	0,03
H ₂ O +	0,60	7,21	4,24	—	7,11	5,26	8,70	8,30	7,95
H ₂ O —	0,26	4,80	0,67	—	0,50	0,47	0,88	0,29	0,43
P ₂ O ₅	0,41	0,48	0,33	—	0,11	0,03	0,18	nyom	0,40
CO ₂	29,58	1,83	4,69	—	0,80	0,95	5,70	0,39	0,17
BaO	13,77	5,21	23,00	0,34	7,06	13,57	0,82	13,97	13,08
SO ₃	8,82	2,96	12,11	—	0,80	7,08	2,70	7,29	4,95
S	—	—	—	0,21	1,39	—	—	—	0,89
Izz. v.	—	—	—	19,16	—	—	—	—	—
Összes	100,37 %	100,21 %	100,68 %	99,83 %	101,40 %	100,46 %	100,80 %	100,19 %	100,12 %
—O	—	—	—	0,10	0,70	—	—	—	0,44
Összes	—	—	—	99,73 %	100,70 %	—	—	—	99,68 %

Lelőhelyek :

- Kristályos, lilásbarna vasérc. Vilmosi kamra, felső szint. — Elemző: SIMÓ B.
- Ámosott, morzsás barnavasérc okkeres agyagzárványokkal. Vilmosi kamra középső szint, 1519. pont. — Elemző: SIMÓ B.
- Sötétbarna, kristályos barnavasérc vasessillámerekkel, kalcitos. Vilmosi kamra felső szint, 1787. pont. — Elemző: SIMÓ B.
- Barnavasérc, fejtmény-átlagminta. — Elemző: TOLNAY V.
- Földes barnavasérc, okkerfoltos, kovás. Vilmosi kamra, felső szint. — Elemző: TOÓKOS I.
- Baritos, kalcitos barnavasérc. Felső-Deákbánya. — Elemző: TOLNAY V.
- Kávébarna, kristályos szövetű barnavasérc. Vilmosi kamra, felső szint. — Elemző: NEMES L.-né
- Földes barnavasérc Rudahegy. — Elemző: TOLNAY V.
- Vöröses-zöldes barna-vasérc. Vilmosi kamra, felső szint. — Elemző: TOÓKOS I.
- Kagylós törésű, kovás, zöldesszürke barnavasérc. Vilmosi kamra, felső szint. — Elemző: NEMES L.-n é.
- Világosvörös, földes barnavasérc. Andrassy II. — Elemző: GRASSELY GY. — DONÁTH É.
- Világos zöldes-barnás, kovás barnavasérc. Vilmosi kamra, felső szint, III. vágat. — Elemző: NEMES L.-n é.
- Földes barnavasérc. Andrassy I. DNY-i rész. — Elemző: GRASSELY GY. — DONÁTH É.
- Pszilomelános, tömött barnavasérc. — Felső-Deákbánya. — Elemző: TOLNAY V.
- Kovás, pirolúztos barnavasérc. Felső-Deákbánya. — Elemző: TOLNAY V.
- Feketésbarna barnavasérc. Vilmosi kamra, felső szint, III. vágat. — Elemző: NEMES L.-n é.
- Sárgás, tömött barnavasérc, Andrassy I., ÉNY-i rész. — Elemző: GRASSELY GY. — DONÁTH É.
- Kérges limonit. Vilmosi kamra, felső szint, III. vágat. — Elemző: SIMÓ B.
- Oxidált szferozsiderit miocén mállási felületen. X. D-i kamra 1444. pont. — Elemző: GUZY K.-n é.
- Glaskopf. Andrassy I. — Elemző: GRASSELY GY. — DONÁTH É.

5. táblázat — *Tableau N° 5.*

Minerai à limonite

10.	11.	12.	13.	14.	15.	16.	17.	18.	19.	20.
3,59 %	10,49 %	18,63 %	2,82 %	4,88 %	11,29	2,73 %	10,67 %	3,95 %	2,70 %	6,05 %
0,14	—	0,45	—	0,10	0,19	0,40	—	nyom	nyom	—
1,20	2,03	0,08	2,10	0,33	0,17	0,13	4,47	0,28	0,53	2,49
61,54	66,75	67,49	71,06	71,28	72,76	72,68	72,76	77,45	79,13	79,31
0,07	—	?	—	?	?	?	—	0,00	—	—
1,29	0,68	1,79	1,64	4,39	4,54	2,84	—	0,73	4,01	—
0,65	3,87	0,35	2,99	0,98	0,95	2,35	—	0,70	0,72	—
14,77	4,28	1,10	5,95	nyom	nyom	6,06	nyom	0,87	0,32	—
0,15	—	0,09	—	nyom	0,02	0,12	—	0,01	0,15	—
0,10	—	0,02	—	0,09	0,11	0,02	—	0,13	0,05	—
6,04	4,06	8,99	5,04	9,27	8,22	5,69	10,86	11,38	11,01	11,35
0,39	—	0,68	—	0,37	1,11	1,01	1,25	1,80	0,74	0,77
0,10	—	0,27	—	nyom	nyom	0,15	—	0,54	0,01	—
9,04	7,99	0,55	8,94	nyom	0,44	6,36	—	0,62	0,62	—
1,32	—	0,04	—	× 1,60	0,34	0,04	—	1,25	0,75	—
0,10	—	—	—	+2,26	—	—	—	0,74	—	—
9,04	—	0,28	—	0,11	0,07	0,26	—	—	0,16	—
				Ø 4,34						
100,95 %	100,15 %	100,81 %	100,54 %	100,00 %	100,31 %	100,84 %	100,01 %	100,45 %	100,90 %	99,97 %
0,23	—	0,14	—	0,05	0,03	0,13	—	—	0,08	—
100,72 %	—	100,67 %	—	99,95 %	100,28 %	100,71 %	—	—	100,82 %	—

× = HCl-ban oldható BaO — *BaO soluble en HCl*+ = HCl-ban oldhatatlan BaO-nak megfelelő SO₃ — *SO₃ équivalent à BaO insoluble en HCl*Ø = HCl-ban oldhatatlan BaO — *BaO insoluble en HCl pas déterminable*

Localités:

1. Minerai de fer cristallin, brun violacé. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par B. SIMÓ.
2. Minerai limonitique lavé, friable, à enclaves d'argile, ocreuses. Chambre de Vilmos, horizon moyen, 1519^{me} point. — Analysé par B. SIMÓ.
3. Minerai limonitique cristallin, brun foncé, à veines de specularite, calcitifère. Chambre de Vilmos, horizon supérieur, 1787^{me} point. — Analysé par B. SIMÓ.
4. Minerai limonitique, échantillon moyen de l'exploitation. — Analysé par V. TOLNAY.
5. Minerai limonitique, terreux, à taches d'ocre, silicique. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par I. TOÓKOS.
6. Minerai limonitique, barytifère, calcitifère. Ouverture supérieure de Deákánya. — Analysé par V. TOLNAY.
7. Minerai limonitique, couleur de café, à texture cristalline. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par Mme S. NEMES.
8. Minerai limonitique terreux, Rudahegy. — Analysé par V. TOLNAY.
9. Minerai limonitique rougeâtre-vertâtre. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par I. TOÓKOS.
10. Minerai limonitique gris verdâtre, silicique, à cassure conchoïdale. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par Mme S. NEMES.
11. Minerai limonitique terreux, rouge clair. Andrassy II. — Analysé par GY. GRASSELY — É. DONÁTH.
12. Minerai limonitique silicique, verdâtre-brunâtre clair. Chambre de Vilmos, horizon supérieur, couloir III. — Analysé par Mme S. NEMES.
13. Minerai limonitique terreux. Partie du SW de Andrassy I. — Analysé par GY. GRASSELY — É. DONÁTH.
14. Minerai limonitique compact, à psilomélane. Ouverture supérieure de Deákánya. — Analysé par V. TOLNAY.
15. Minerai limonitique silicique, à pyrolusite. Ouverture supérieure de Deákánya. — Analysé par V. TOLNAY.
16. Minerai limonitique brun noirâtre. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par Mme S. NEMES.
17. Minerai limonitique compact, jaunâtre. Partie du NW de Andrassy I. — Analysé par GY. GRASSELY — É. DONÁTH.
18. Limonite à croûtes. Chambre de Vilmos, horizon supérieur. — Analysé par B. SIMÓ.
19. Sphérosidérite oxydées sur le surface miocène. Chambre du S de X, 1444^{me} point. — Analysé par Mme A. GUZY.
20. Tête de fer (Glaskopf). Andrassy I. — Analysé par GY. GRASSELY — É. DONÁTH.

6. táblázat — *Tableau No 6.*Barnavasére — *Minerai à limonite*

Sor-szám	Cu	Pb	Ag	Zn	Hg	As	Sb	Sr	Co	Ni	V	Cr	Li	Ga
5.	ny!	ny	(ny)	0	0	?	0	(ny)	0	(ny)	?	?	?	0
7.	(ny)	+	+	++	0	ny	ny	0	0	0	0	0	0	0
9.	(ny)	0	(ny)	0	?	?	0	?	0	?	(ny)	0	0	0
10.	(ny)	0	(ny)	?	0	(ny)	?	ny	?	ny	ny	0	?	0
12.	ny	0	(ny)	+	0	ny	(ny)	?	?	?	ny	0	0	0
15.	(ny)	0	(ny)	0	0	(ny)	(ny)	?	0	?	ny	0	?	(ny)
17.	ny	ny	(ny)	0	0	?	0	(ny)	(ny)	?	ny	0	0	?

7. táblázat — *Tableau No 7.*Szferosziderites érc — *Minerai à sphérosidérite*

	1.	2.	3.	4.	5.	6.	7.	8.
SiO ₂	21,58%	8,50%	11,78%	1,50%	1,82%	0,42%	1,07%	0,35%
TiO ₂	0,54	0,10	0,43	0,20	0,19	nyom	0,12	—
Al ₂ O ₃	5,31	1,83	3,67	1,29	1,57	0,04	—	—
Fe ₂ O ₃	10,19	3,14	19,41	10,98	8,52	3,59	3,44	48,63
FeO	28,48	43,18	27,69	40,80	41,04	47,06	47,52	—
MnO	1,55	2,87	0,42	0,34	1,16	1,97	0,86	1,75
MgO	0,89	1,94	0,84	0,70	1,27	2,50	2,73	2,01
CaO	3,84	6,92	5,14	6,78	4,40	6,57	6,99	7,76
Na ₂ O	—	0,21	—	—	—	0,08	0,19	—
K ₂ O	—	0,13	—	—	—	0,04	0,13	—
H ₂ O ⁺	4,26	0,82	1,76	1,16	0,55	0,46	0,76	—
H ₂ O ⁻	0,62	0,22	0,42	0,16	0,16	0,12	0,19	—
P ₂ O ₅	0,46	0,12	0,25	0,55	0,36	0,052	0,015	—
CO ₂	20,70	26,18	26,13	34,18	31,40	36,68	36,34	39,35
SO ₃	0,37	3,89	0,61	0,53	0,45	—	—	—
BaO	0,26	0,62	0,38	0,28	0,92	0,31	0,16	—
S	2,06	—	3,03	0,86	1,02	0,34	0,11	—
CuO	—	—	—	—	—	—	—	0,55%
Összes	—	100,67%	—	—	—	100,70%	100,62%	100,40%
—O	—	—	—	—	—	0,17	0,05	—
	—	—	—	—	—	100,53%	100,57%	—

8. táblázat — *Tableau No 8*Szferosziderites érc — *Minerai à sphérosidérite*

Sor-szám	Cu	Pb	Ag	Zn	Hg	As	Sb	Sr	Co	Ni	V	Cr	Li	Ga
1.	ny!	0	(ny)	(yn)	0	?	ny	?	?	?	0	0	0	0
2.	ny	+	(ny)	ny	0	0	0	?	?	(ny)	ny	0	0	?
3.	ny!	0	(ny)	?	0	(ny)	0	ny	(ny)	(ny)	ny	?	?	(ny)
4.	ny!	0	(ny)	?	0	(ny)	?	?	(ny)	ny	ny	0	?	(ny)
5.	ny!	0	(ny)	(ny)	0	ny	0	ny	(ny)	ny	ny	0	(ny)	(ny)
6.	ny	0	(ny)	ny	0	0	0	(ny)	?	(ny)	ny	0	0	(ny)
7.	ny	0	(ny)	(ny)	0	0	0	?	?	?	ny	0	?	(ny)

Lelőhelyek (7. táblázathoz):

1. Kovás szferosziderites érc. Andrassy I., földalatti fejtés, 1756. ponttól 15 m. — Elemző: Toókos I.
2. Tömött, szürke szferosziderites érc, üregek mentén barnuló. X. D-i kamra, tömedékszint, 1193. pont. — Elemző: Toókos I.
3. Szferosziderites érc. Andrassy I., földalatti fejtés, új szállítóvágat, 1772. pont. — Elemző: Toókos I.
4. Szferosziderites érc. Andrassy I., földalatti fejtés, 1756. pont. — Elemző: Toókos I.
5. Szferosziderites érc. Andrassy I., földalatti fejtés, régi tömedékvágat. — Elemző: Toókos I.
6. Vörösbarna szferosziderites érc. X. D-i kamra, 999. pont. — Elemző: GUZY K-NÉ.
7. Salakos, sárgásszürke szferosziderites érc. X. D-i kamra, tömedékszint, 999. pont. — Elemző: GUZY K-NÉ.
8. Tiszta, fennőtt kristályos szferosziderit. Lónyai bányarész. — Elemző: GRASSELLY GY. — DONÁTH É.

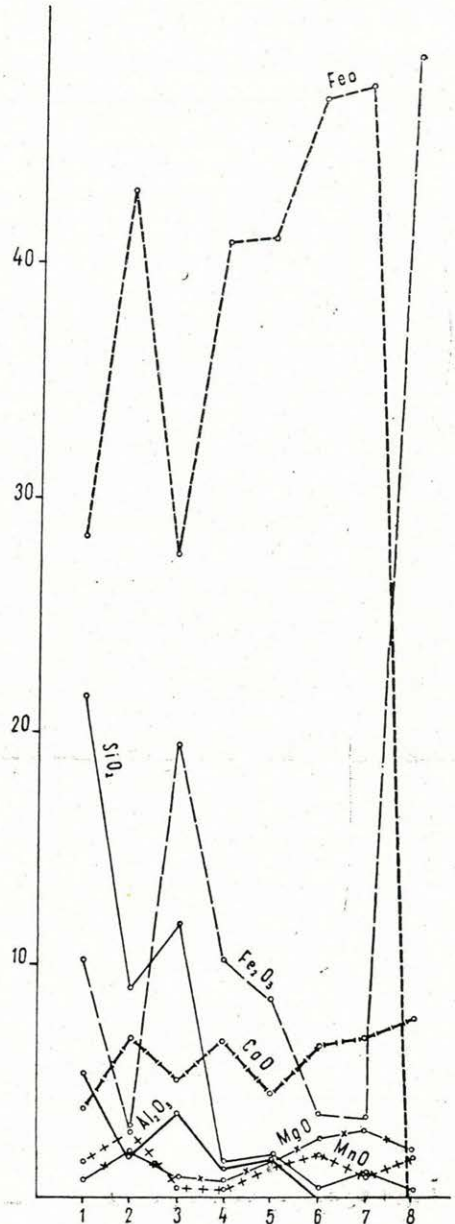
Localités (Tableau No 7.):

1. *Minerai sphérosidéritique silicique.* Andrassy I., exploitation souterraine, à 15 m du 1756^{me} point. — Analyse par I. Toókos.
2. *Minerai sphérosidéritique compact, gris, brunissant près des cavités.* Chambre du S de X, horizon de remblayage, 1193^{me} point. — Analyse par I. Toókos.
3. *Minerai sphérosidéritique.* Andrassy I., exploitation souterraine, nouveau couloir de transport, 1772^{me} point. — Analyse par I. Toókos.
4. *Minerai sphérosidéritique.* Andrassy I., exploitation souterraine, 1756^{me} point. — Analyse par I. Toókos.
5. *Minerai sphérosidéritique.* Andrassy I., exploitation souterraine, ancien couloir de remblayage. — Analyse par I. Toókos.
6. *Minerai sphérosidéritique brun rougeâtre.* Chambre du S de X., 999^{me} point. — Analyse par Mme A. Guzy.
7. *Minerai sphérosidéritique gris jaunâtre, à scories.* Chambre du S de X, horizon de remblayage, 999^{me} point. — Analyse par Mme A. Guzy.
8. *Sphérosidérite pure cristallisée.* Partie de mine Lónyai. — Analysée par Gy. GRASSELLY — É. DONÁTH.

39. ábra. Szferosziderites ércfajták vegyi összetétele. (1—8. elemzések sorszámai.)

Fig. 39. Composition chimique des sortes de minerai sphérosidéritique. (N^{os} 1 à 8 d'ordre des analyses.)

S Z F E R O S Z I D E R I T
S P H É R O S I D É R I T E



Az Al_2O_3 mennyisége — nagyrészt felszíni üledékes hozzákeveredés — a fémtartalom növekedésével fogy. A CaO és MgO aránya itt a Ca csaknem kétszeres túlsúlyára változik. Ezek mennyiségét nem tulajdoníthatjuk kétszeres közvetítéssel a kiindulási dolomitanyagnak, hanem az érctelep egészére kiterjedő utólagos vegyi átalakulás kísérő jelenségét láthatjuk benne.

A szferosziderites érc nyomelemtársasága is az előbbiektől eltérő (8. táblázat 440. oldal): Cu, Zn, Ni, V, Ga (Sr, Co, As).

Alsó-deákbányai kovás-hematitos vasérc

A rudabányai vasérctelep egyedülálló és különleges képződésű — részben üledékes eredetű — szeizi alapanyagú alsó-deákbányai vasércnek vegyi alkotását az alábbi 2 elemzés tükrözi; összehasonlításul a szeizi homokkő teljes elemzését (3. sz.) közöljük:

	1.	2.	3.
SiO_2	28,65%	27,21%	64,78%
TiO_2	0,25	0,43	0,37
Al_2O_3	4,37	8,66	9,71
Fe_2O_3	56,41	0,59	1,10
FeO nem határozható meg		29,06	11,65
MnO	2,97	1,68	0,18
MgO	0,50	2,71	0,32
CaO	0,20	0,21	6,33
Na_2O	0,17	0,54	0,06
K_2O	1,50	1,67	nyom
P_2O_5	0,04	0,05	0,14
H_2O^-	0,57	0,17	0,12
H_2O^+	4,42	2,36	5,33
CO_2	nyom	21,22	0,16
BaO	0,62	nyom	
S (összes)	0,14	0,32	
	<hr/>	<hr/>	<hr/>
	100,81%	100,87%	100,25%
—O	0,07	0,16	
	<hr/>	<hr/>	
	100,74	100,71	

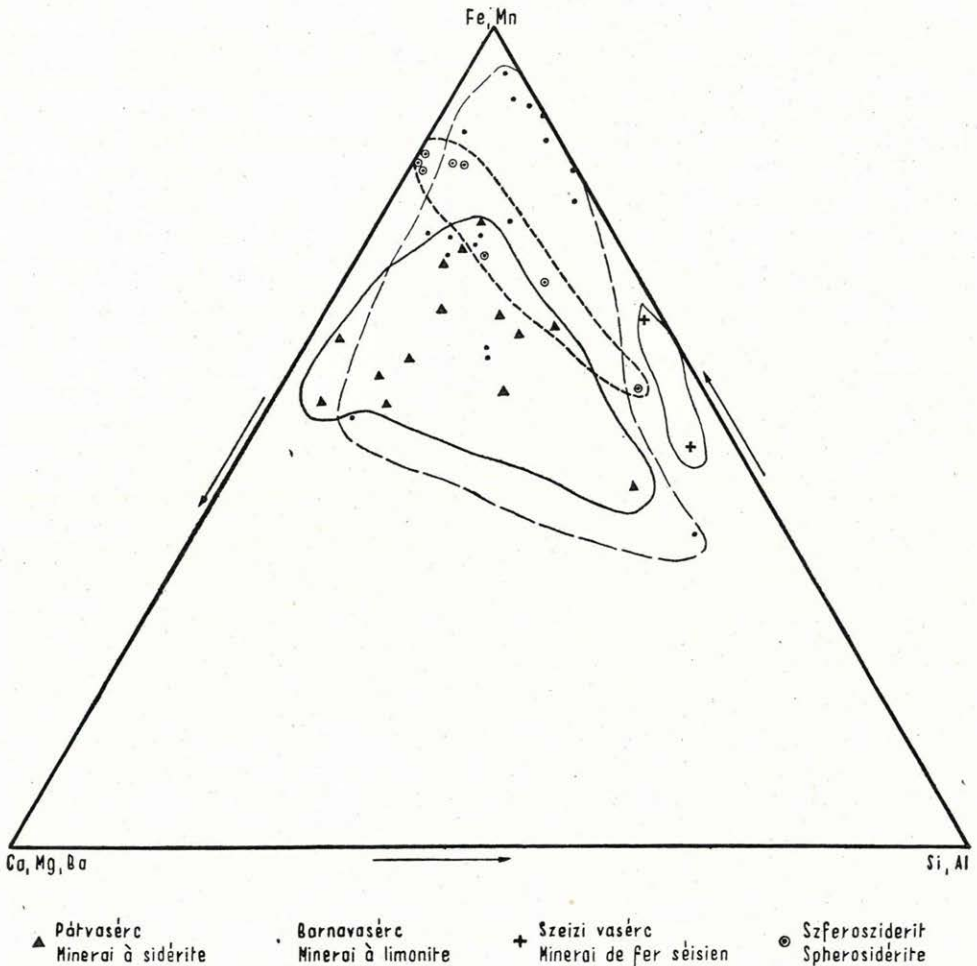
Lelőhelyek: 1. Hematitos vasérc. Alsó-Deákbánya. — Elemző: TOLNAY V.
2. Sziderit. Alsó-Deákbánya. — Elemző: TOLNAY V.
3. Szeizi homokkő. Altáró 3300 m. — Elemző: CSAJÁGHY G.

Az elemzések a rétegenként változó összetételű deákbányai érc két eltérő típusának összetételét mutatják be.

Az érc vegyi jellegét vastartalmán kívül, melyhez alárendelt mennyiségű Mn járul, az üledékes kőzetanyag maradéka határozza meg. A számottevő SiO_2 -tartalom a szeizi homokkő anyagából, a jelentős Al_2O_3 -tartalom ugyancsak a kiindulási üledékanyagból ered. CaO és MgO mennyisége alárendelt, az Mg túlsúlya metasomatikus hatásra vall. A BaSO_4 mennyisége egészen csekély.

* * *

A rudabányai megelemzett vasércfajták összetételét a fémes (Fe_2O_3 , MnO) — bázisos (CaO , MgO , BaO) — savanyú (SiO_2 , Al_2O_3) háromszög-diagramban is ábrázoltuk (40. ábra). Az egyes ércfajták vetületi foltjai a feldolgozás szempontjából lényeges alkatrészek megoszlását híven tükrözik. Az érces képződmény ércének és kőzeteinek Fe: Mn megoszlásáról a X. mellékleten feltüntetett, nagyszámú üzemi elemzés alapján szerkesztett diagram tájékoztat.



40. ábra. Vasércfajták vetületei fémes-bázisos-savanyú alkatrészek háromszög-diagramjában.
Fig. 40. Projections des sortes de minerai de fer, dans le diagramme triangulaire des constituants métalliques-basiques-acides.

A rudabányai ércfajták réztartalma

A rudabányai átlagérc nem elhanyagolható réztartalma (0,15%) a feldolgozásnál nehézséget okoz. A kémiai elemzéshez típusként kiválasztott kézipéldányok anyagában azonban a rézászványok ásványtani vizsgálat

során jelentősebb mennyiségben nem jelentkeztek. A vasércfajták finom eloszlású réztartalmának kinyomására SIMÓ B. külön sorozatos rézmg-határozást végzett az elemzési minták anyagán. Eredményei a következők:

Pátvasérc

1. sz. elemzés.	Durvakristályos ankerit	0,002%
5. sz. elemzés.	Sajátalakú kristályos pátvasérc	0,071%
6. sz. elemzés.	Mozaik pátvasérc	0,128%
7. sz. elemzés.	Krémfoltos pátvasérc	0,106%
9. sz. elemzés.	Oxidált, középszemű pátvasérc	0,012%
10. sz. elemzés.	Átkristályosodott, aprószemű pátvasérc	0,004%
11. sz. elemzés.	Baritesfókos pátvasérc	0,023%
12. sz. elemzés.	Félig oxidált pátvasérc	0,012%
13. sz. elemzés.	Vékonyréteges pátvasérc	0,044%
15. sz. elemzés.	Finomszemű pátvasérc	0,044%
	Átlagérték	0,045%

Pátsgéely

1. sz. elemzés.	Középszemű szegélysziderit	0,104%
2. sz. elemzés.	Durvakristályos barit	0,042%
3. sz. elemzés.	Középszemű sziderit barittal és pirittel	0,016%
4. sz. elemzés.	Durvaszemű barit pirittel	0,008%
5. sz. elemzés.	Középszemű sziderit barittal	0,008%
6. sz. elemzés.	Igen finomszemű sziderit kovasavas átitatással	0,003%
7. sz. elemzés.	Durvakristályos barit kevés sziderittel	0,008%
8. sz. elemzés.	Középszemű sziderit	0,002%
9. sz. elemzés.	Durvaszemű pátvasérc	0,013%
10. sz. elemzés.	Pirités, vasas dolomit	0,003%
11. sz. elemzés.	Oxidált, pirités sziderit	0,007%
12. sz. elemzés.	Baritos, pirités sziderit	0,006%
13. sz. elemzés.	Kovás, pirités barit	0,003%
15. sz. elemzés.	Kovás barit oxidált sziderittel	0,008%
16. sz. elemzés.	Kovás barit kevés sziderittel	0,003%
17. sz. elemzés.	Oxidált kovás pátsgéely harmadkori ércfelszínről	0,740%
	Átlagérték	0,045%

Barnavasérc

1. sz. elemzés.	Kristályos lilásbarna vasérc	0,036%
2. sz. elemzés.	Átmosott, morzsás barnavasérc, okkeres agyagzár- ványokkal	0,062%
3. sz. elemzés.	Sötétbarna, kristályos barnavasérc, vasesillámerek- kel, kalcitos	0,120%
7. sz. elemzés.	Kávébarna, kristályos szövetű barnavasérc	0,030%
9. sz. elemzés.	Vörösés-zöldes barnavasérc	0,009%
10. sz. elemzés.	Kagylós törésű, kovás, zöldesszürke barnavasérc	0,012%
11. sz. elemzés.	Világosvörös, földes barnavasérc	0,020%
12. sz. elemzés.	Világos zöldes-barnás, kovás barnavasérc	0,014%
16. sz. elemzés.	Feketésbarna barnavasérc	0,014%
18. sz. elemzés.	Kérges limonit	0,029%
19. sz. elemzés.	Oxidált szferosziderit miocén mállási felületen	0,003%
	Átlagérték	0,032%

Szferosziderites érc

1. sz. elemzés.	Kovás szferosziderites érc	0,033%
2. sz. elemzés.	Tömött, szürke szferosziderites érc, üregek mentén barnuló	0,012%
3. sz. elemzés.	Szferosziderites érc	0,021%
4. sz. elemzés.	Szferosziderites érc	0,133%
5. sz. elemzés.	Szferosziderites érc	0,013%
6. sz. elemzés.	Vörösésbarna szferosziderites érc	0,005%
7. sz. elemzés.	Salakos, sárgásszürke szferosziderites érc	0,007%
	Átlagérték	0,032%

A réz meghatározásokból és az egyes ércfajtákra számított átlagértékekből azt láthatjuk, hogy bár a réztartalom három nagyságrenden keresztül szabálytalanul változik, a termelt vasérc átlagos réztartalmát sehol sem közelíti meg. A meghatározások átlagértékei ennek $\frac{1}{4}$ — $\frac{1}{5}$ részét adják. Ebből azt állapíthatjuk meg, hogy a rudabányai vasérc réztartalma szabad szemmel jól látható, durva eloszlásban jelenik meg. Az ércfajták szabad szemmel egyenletesnek látszó anyaga finom eloszlásban csak jelentéktelen rézmennyiséget zár magába.

Az elvégzett vizsgálatok a különböző ércfajták között a réztartalom lényeges különbségeire nem utalnak. Nem állapítható meg szabályszerűség az érc valamelyik járulékos ásványának (barit, kvarc, pirit) a réztartalommal párhuzamos felszaporodására vonatkozóan sem. A réz felléptének és eloszlásának kielégítő meghatározására csak nagyobb tömegű ércminták sorozatvizsgálata nyújthat módot.

4. A VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY SZERKEZETI FÖLDTANI VISZONYAI

A rudabányai vasérctelepet magába foglaló pikkelyeződési öv rendkívül bonyolult, több szakaszban, különböző irányú erőhatásokra kialakult szerkezeti képét egyszerű bányaföldtani vizsgálat alapján megrajzolni alig lehetséges. Az alsó- és középső-triász különböző képződményei, sőt néhol az óharmadkori és miocén-kori képződmények is olyan szerkezeti változatossággal torlódtak egymásra és morzsolódtak össze, hogy térbeli elhelyezkedésüket és egymáshoz való viszonyukat a feltárások mindig csak egyetlen sík szerkezeti elrendeződését mutató képe alapján megállapítani szinte lehetetlen.

A pikkelyeződési öv szerkezeti felépítéséről a harántszelvények nyújtják a legjellemzőbb adatokat. A vonulat szerkezetének ábrázolása céljából ezért az uralkodó csapásirányra merőleges, ÉNy—DK-i irányú harántszelvények minél hűségesebb, valamennyi hozzáférhető adat felhasználásával történő megszerkesztését tűztük ki feladatul. A harántszelvények összeállításánál a külfejtés feltárásainak, a vágatszelvevényezés és mélyfúrások adatainak egybevetítése útján jártunk el (IV. mell.). A megfigyelésből vagy bányamérnökségi térképekből merített valóságos adatokat az ércvonulat megismert általános szerkezeti képének jellegzetességei szerint igyekeztünk kiegészíteni. A harántszelvények — a valóságos adatok és kivetítések megkülönböztető jelzésével — egységes értelmezés szerint kívánják az érctelep szerkezeti felépítését a legvalószínűbbnek látszó formában ábrázolni.

A szelvényeken különösen szembevető, hogy a szárnyak szerkezeti elemzése alapján a középső, gerincmenti szakasz felépítését rekonstruálni nem tudjuk. A bányászat tengelyvonala mentén tornyosultak legmagasabbra az érces és meddő középső- és alsó-triász pikkelyek. Éppen erről a legkiemeltebb, középvonalmenti szakasról hiányzik csaknem minden földtani adatunk. A külfejtési tölcéserek sora az előrehaladott külszíni bányászat folytán mesterséges völgygé olvadt össze (18—20. ábra), melynek falain úgy-

szólván csak csapásirányú szelvényeket figyelhetünk meg, harántfeltárásunk alig akad néhány.

Éppen a harántszelvények magjának szerkezeti elrendeződése nem rajzolható meg a szárnyak tényszerű adatainak ki- vagy összevetítése révén, s éppen a szerkezet kulcsát képező, az összetorlódás mozgási rendjét és erőmegoszlását leghívebben tükröző részlet csaknem teljesen hiányzik. A régi külszíni művelés által lefejtett központi teleprészről úgyszólván semmi használható földtani adatunk nincs. Egyedüli dokumentum a bányafeltárásokat megelőző kutatófúrások fúrási naplója, melyből a hozzávetőleges közettani szelvény állapítható meg, rétegtani kiértékelésre csak fenntartással használható. E fúrások közül a szelvényeink síkjába esőket vagy abba bevetíthetőket ábrázoltuk. A «légnyerég»-be eső fúrási szelvények és megfigyelt földtani adataink között a képződményhatárok összehúzására nem vállalkoztunk. Szokásban volt ugyan mérnökségi, sőt földtani szelvények szerkesztésénél is szomszédos fúrások azonos képződményeinek rétegszerű összefüggésben való ábrázolása (JASKÓ, 1938), azonban e szelvények mind a tervezés, mind a szerkezeti földtani megítélés szempontjából megtévesztők voltak. Utánzásuk még földtani megszorításokkal sem látszik megengedhetőnek vagy az értelep általános szerkezetével összeegyeztethetőnek.

A fúrások szórványos adatai alapján az ércvonulat középső szakaszára hasonló bonyolult — vagy talán még bonyolultabb — szerkezetet kigondolni, amilyen a szárnyak megfigyeléséből kiadódik, túl merész, egyéni elképzeléseket kifejező és tudományosan nem igazolható vállalkozás lett volna. Szelvényeink ezért kiharapott magjukkal, jelenlegi csonkaságában tüntetik fel az értelep szerkezeti felépítését. Ebben az összképben a triász képződmények rendkívüli eldaraboltságán és távolról sem egyenletes vagy szabályszerű irányítottságán kívül a szerkezet kétoldalassága a legfeltűnőbb.

A rudabányai pikkelyeződési öv szerkezeti jellegét az egymásratorlódást előidéző oldalirányú nyomások adták meg, melyek hatására a triász összlet rideg képződményei (dolomit, mészkő, pátvasérc) szélsőségesen feldarabolódtak s a képlékeny, alapanyagul szolgáló kampili márgába nyomódtak. Ezt a sajátos szerkezeti alakulást, melyre a heves oldalirányú nyomások, kismértékű fedőterhelés és a határos képződmények ellentétes képlékenységi viszonyai jellemzők, alig lehet általánosan ismert és nevezéktanilag meghatározott szerkezeti formához hasonlítani. Eddigi magyar földtani irodalmunkban pikkelyeződésnek neveztük ezt a darnói vonalmenti vagy azzal párhuzamos rátolódási övekben gyakran fellépő, sajátos magyar szerkezetkialakulást. Ha ennél a megjelölésnél megfelelőbbet ezúttal sem tudunk alkalmazni, szükségesnek látszik, hogy egy kiegészítő jelzővel «rögpikkely» megkülönböztessük a pikkelyeződés mintájaként ismert, takaróáttolódásokkal kapcsolatos, nagy fedőterhelésű, szigorúan egyező dőlésű, szabályos váltakozású pikkelyeződéstől.

A rudabányai értelep dolomit-, mészkő- vagy vasércablának, tömbjeinek szétdarabolását, felmorzsolását és kenőanyagával való összegyűrését nem egyenletes, egy irányból ható, sőt nem is mindig oldalirányú

nyomóerő idézte elő. A «rögpikkelyek» tehát sokrétű és többszakaszú szerkezeti fejlődésük folytán sem mindig pikkelyszerűek, elrendeződésük pedig éppen nem hasonló a zsendelyszerűen egymásraboruló pikkelyekéhez. A közettáblák nem egyenletes legyalulódását és nem egyező dőléssel való egymásratorlódását a csekély fedőterhelésen kívül az oldalirányú nyomás lökészerű hatása és nem mindig azonos iránya okozta.

A rudabányai érces képződmény rendkívül bonyolult szerkezeti fejlődésének pontosabb kinyomozásához a részletes bányaföldtani szelvényezéssel kapcsolatos genetikai vizsgálatok és a nagyszámú adatmegfigyelés *statisztikus* kiértékelése vezettek el. A hegységképző igénybevételek, mozgásirányok és mozgási szakaszok szerinti tagolását a pátszegélyek mikrotektonikai vizsgálata indította el. A *pátszegélyek* időrendi egymásutánjukban jól követhető *elmozdulásainak rendszerbe foglalása* tette lehetővé, hogy a bányaföldtani felvételek során gyűjtött több ezer szerkezeti mérési adatot ugyanebben a rendszerben statisztikusan kiértékeljük.

A szegélyes pátvasérc és kampili márga érintkezéseket az ércképződés mechanizmusának kinyomozása alapján a metasomatózis idejében fennállott tektonikus érintkezéseknek tekintjük. A rudabányai érctelep szerkezetének mai kialakulásáig igen erőteljes és többirányú szerkezeti igénybevétel hatotta és mozgatta át az egész érces képződményt, úgyhogy az ősi szegélyes érintkezések, melyek éppen a legélesebb képlékenységi ellentét, a hegységképző erők leggyakoribb, leghevesebb hatásának felületére estek, ritka, mondhatni kivételes esetben maradtak fenn eredeti helyzetükben és összefüggésükben. A részletelmozdulásoknak, melyek mértéke a csikos-sávós szegélyképződményeken hűen leolvasható, igen változatos kombinációit figyelhetjük meg ezeken a közzethatárokon (VIII. mell., 41—42. ábra).

A szegélyek szerkezeti elemzése természetesen mindenhol a fennálló pátvasérc-márga érintkezés helyzetét vette alapul. Bizonyos, hogy az érintkezés mai helyzete az esetek jelentős számában nem egyezik meg az ércesedés korabeli helyzettel, de egy tömegben való kibillenések, átfordulások kinyomozására semmilyen közvetlen megfigyelési adatunk nincs.

A szegélyes pátvasérc és márgaérintkezés átlagos helyzetének (pátvasércettest kiegyenlített felülete, egyben a szegély sávozottságának, a pátvasérc padozottságának, nyugodt érintkezés esetén a kampili márga rétegeességének síkja) bányaszerte elvégzett számbavételéből az adódott ki, hogy az érctestek (pikkelyek) meglehetősen szigorú törvényszerűséggel az érctelep *uralkodó csapásirányába* rendeződtek. Az ettől eltérő (haránt-helyzetű), viszonylag gyér számú adat akár az érctestek harántvégződése mentén kialakult eredeti helyzetű szegélynek is felfogható.

A szegélyes pátvasércettestek és vele együtt a meddő karbonátos közettömegek «lapja» (rétegdőlése) azonban az állandó csapás betartásával csaknem egyenlő arányban való délkeleti-északnyugati dőlésmegoszlásával kiadja a rudabányai érctelep uralkodó *kétoldalas-pikkelyes, háztetőszerű szerkezetét* (43. ábra). A pikkelyek uralkodó csapásiránya és ellentétes

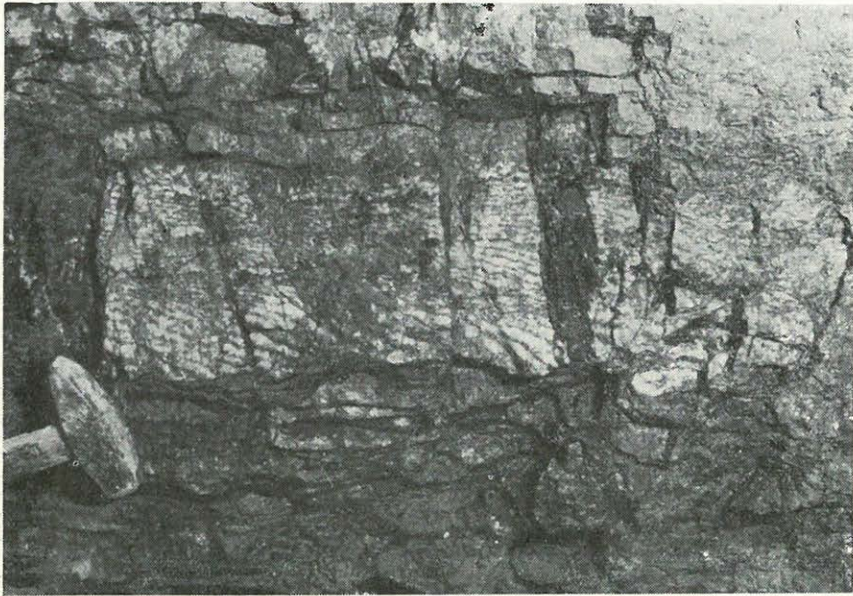


41. ábra. Eldarabolt éreszeggy barnavasérc és kampili márga érintkezésén. — X-es D-i, 247 m-es szint. —
Fig. 41. Bordure morcelée de minerai, au contact du minerai limonitique et de la marne campilitenne. — Horizon de 247 m du S de X

dőlése olvasható le a bányaföldtani vizsgálatok során gyűjtött képződményhatár-dőlésadatok gyakorisági diagramjáról is (44. ábra).

A csapásirányok képződményfajták szerint felbontott gyakoriságából kitűnik, hogy az idősebb szerkezeti igénybevétel irányai képlékeny kőzetből (kampili márga) kitörlődnek. Az ércetek átkristályosodásuk (pátvasérc) és oxidációjuk (barnavasérc) ellenére is továbbviszik a dolomittól öröklött szerkezeti irányokat.

Nincs okunk rá, hogy a rudabányai szerkezet sajátos kétoldalasságát,



42. ábra. Ferdesávós, baritos pátszegély eltolódásokkal és zökkenőkkel. — X-es É-i szállítóvágat.

Fig. 42. Bordure de sidérite, barytifère, obliquement rayée, à dislocations et saccades. — Couloir de transport du N de X.

melynek együtemű kialakulását mechanikailag is igen bajos lenne magyarázni, az ércképződés idején fennállott ősi szerkezetnek tekintsük. A lapos pikkelyes szerkezetnek a tengelyvonal mentén való megemeléseivel szinte csak a mélyebb feüképződmények diapírszerű mozgásra képes evaporitjait gyanúsíthatjuk, amit egyébként sem közvetlen földtani megfigyelés, sem elméleti megfontolás nem támaszt alá.

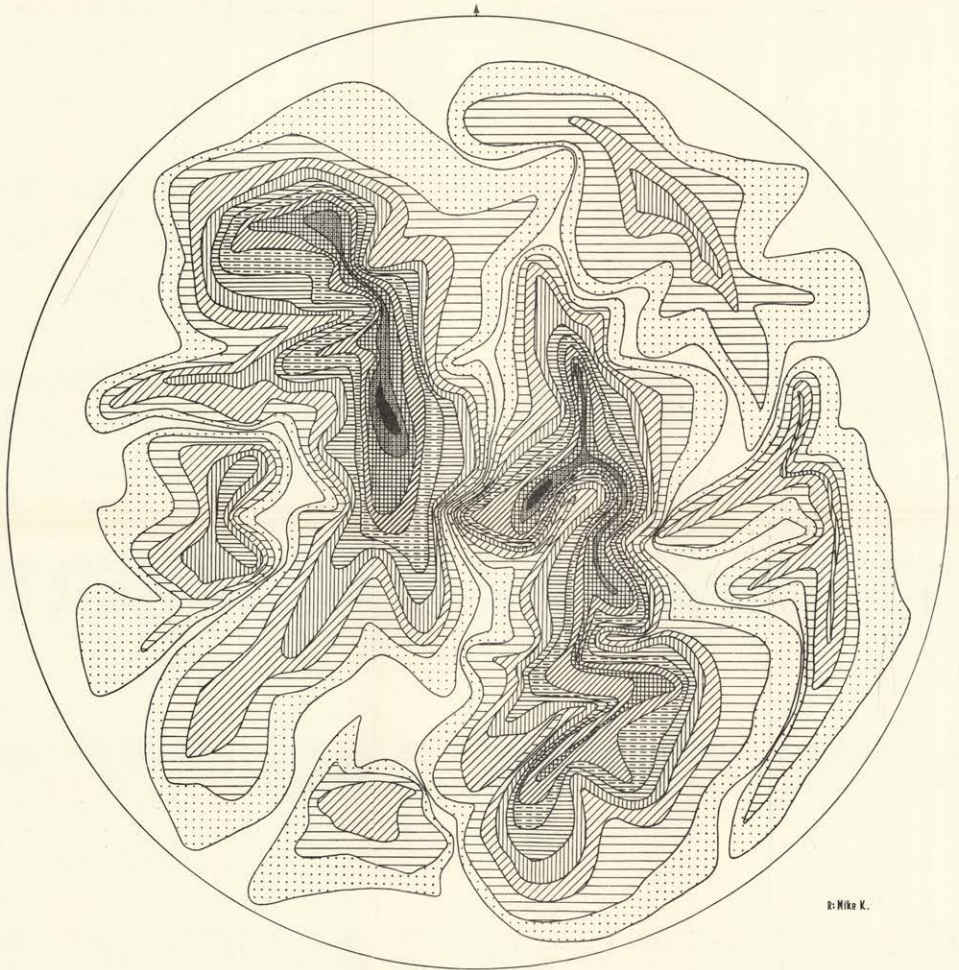
Valószínűbbnek látszik, hogy a szerkezet kétoldalassága két különböző hegységképző szakasz ellentétes irányú pikkelyeződésének eredménye. Az egész vasércvonalat szerkezeti földtani vizsgálati [Uppony, Martonyi környéke (XII. mell.)] a rátolódásos mozgások idősebb (kréta-kori) irányaként az ÉNy-nak dőlő síkok mentén DK-felé történő felpikkelyeződést határoztak meg (BALOGH-PANTÓ, 1953; PANTÓ, 1954). Ez a kinyomozható legrégebbi hegységképződési szakasz azonosítható az Upponyi hegység DK-i

A VASÉRCES ÖSSZLET RÉTEGDÖLÉSEINEK GYAKORISÁGI DIAGRAMMJA.

DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DES INCLINAISONS DES COUCHES DE L'ENSEMBLE À MINÉRAI DE FER.

SZERKESZTETTE-COMPOSÉ PAR: VARRÓK KORNÉLIA.

1955.



Dr. Mike K.

Uralkodó csapásirányok - Directions dominantes des couches.

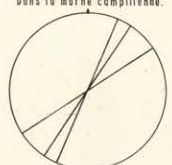
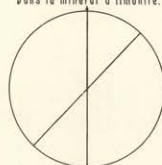
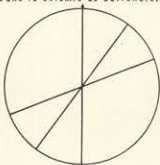
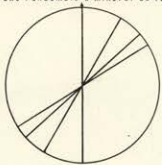
Vasérces összletben.
Dans l'ensemble à minéral de fer.

Alsó-anizusi dolomitban.
Dans la dolomie de Guttenstein.

Pálvasércben.
Dans le minéral à sidérite.

Barnavasércben.
Dans le minéral à limonite.

Kampili márgában.
Dans le marne compléenne.



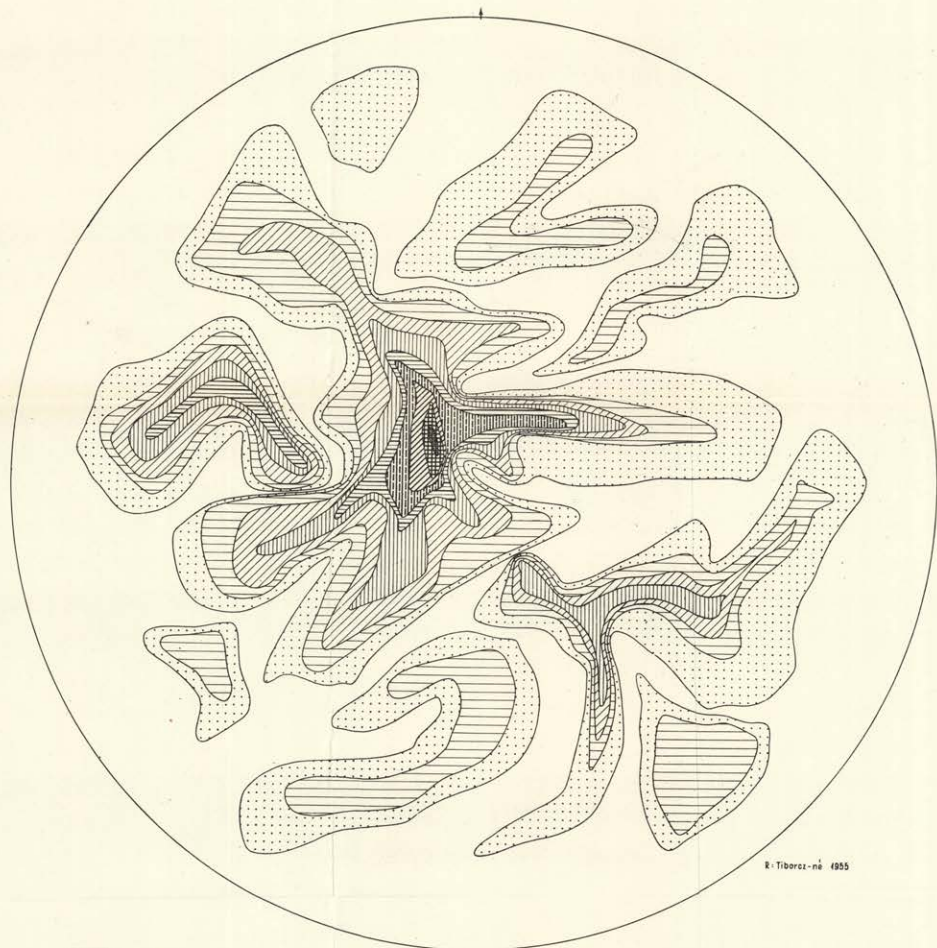
1-3
 3-5
 5-7
 7-9
 9-11
 11-13
 13-15
 15-17
 17-19
 19-

43. ábra. Rétegdőlés.






Fig. 43. Inclinaison des couches.

A VASÉRCTELEG KÉPZŐDMÉNYHATÁRAI DŐLÉSÉNEK GYAKORISÁGI DIAGRAMMJA
 DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DE L'INCLINAISON DES LIMITES DES FORMATIONS DU GISEMENT DE MINÉRAI DE FER

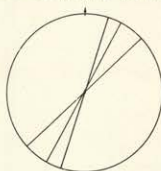
SZERKESZTETTE — COMPOSÉ PAR : VARRÓK K. 1955







E. Tiborcz-né 1955

-  0-10
-  10-20
-  20-30
-  30-40
-  40-50

Képződményhatárok uralkodó csapásirányai
 Directions dominantes des directions des limites des formations



-  50-60
-  60-70
-  70-80
-  80-90

44. ábra. Képződményhatár.
 Fig. 44. Limites des formations.

peremén húzódó pikkelyeződési öv alsó-karbon és középső-triász képződményeket érintő rátolódásaival, melynek felső-kréta (szenon) előtti lezajlását a kialakult pikkelyekre transzgredáló gozau konglomerátum bizonyítja (I. mell.). Ebben az ausztriai fázishoz kapcsolható rátolódásos mozgási szakaszban látjuk a rudabányai metasomatózis szerkezeti előfeltételeit biztosító, ércesedés előtti pikkelyeződés előidézőjét (XI. mell. 2.).

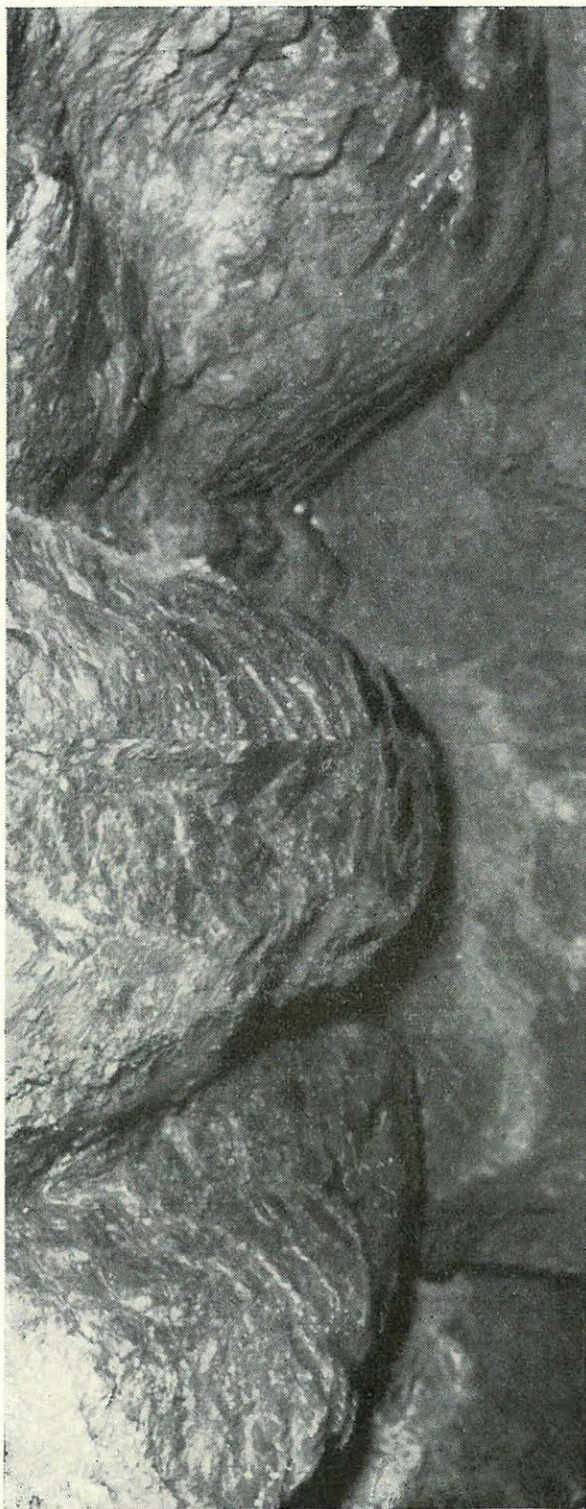
Rudabánya ősi szerkezetét nagyobb, összefüggő «fedő» dolomitpikkelyek és alattuk vonszolódó, kampili márgába gyűrődő, aprózódó, morzsálódó dolomittáblák egyoldalas (ÉNy felé dőlő) egymásrátolódásában keressük. Az ellentétes helyzetű, szegélyes pátvasérc-márga érintkezésekről fel kell tételeznünk, hogy egy tömegben (en bloc) való mozgás révén rendeződtek át DK-i dőlésűvé. Ezt a feltevést a rétegdőléssel ellentétes dőlésű síkok mentén történő részletpikkelyeződések és elvonszolódások gyakori szerkezeti kisformáin kívül a szerkezeti adatok szakaszokra bontott statisztikus kiértékelése is alátámasztja.

A szegélyek eldarabolódásán, alakváltozásán három egymást követő (esetleg több ütemben lejátszódó) szakaszhoz tartozó, jól megkülönböztethető mozgástípus jut kifejezésre. Első a szegélyes pátvasérctesteket eldaraboló, vagy legalább is kisebb-nagyobb lezökkenéseit előidéző *haránt- és hosszanti* vetők rendszere. Második a közel *vízszintes irányú eltolódásokat* eredményező mozgási szakasz. Mindkettőnél fiatalabb a pátszegélyek újbóli átrendeződését előidéző, enyheshögű rátolódásokban nyilvánuló, *fiatal pikkelyeződési* szakasz.

A haránt- és hosszanti vetők rendszerében ismerhetjük fel az első felpikkelyeződést előidéző torlódásos igénybevétel teljes megszűntének és bizonyos mértékű széthúzó erők felléptének hatását. A többnyire meredek helyzetű (60—80°-os) vetőlapok mentén dőlésirányú elmozdulás következett be. A pátvasérctestek határán kanyargó «szegélyvágatok» feltárásai szerint ezek az elmozdulások az esetek túlnyomó többségében a 10 m-es nagyságrendet sem érték el. E vetőlapok helyzetében a harántirányú — ÉK-nek és DNy-nak egyenlő arányban dőlő — elrendeződés az uralkodó. Hosszanti, ugyancsak meredek állású vetőlapok (XI. mell. 4.) alárendeltebb jelentőségűek.

A kisebb méretű zökkenők kapcsán a szegélyes páttesthatárokon jól megfigyelhető vetődéses elmozdulásokat tehetjük nagyrészt felelőssé a vasérctelep ősi pikkelyeinek nagymértékű *eldarabolódásáért* (45. ábra). Ezeknek a szegélyzökkenéseknek uralkodó irányai pontosan megegyeznek a bányaföldtani térképezés és szelvényezés során észlelt vetődésekével, sőt jól egyezik a bányaföldtani adatok kiértékelése alapján szerkesztett nagyobb vetők uralkodó ÉNy—DK-i és ÉK—DNy-i csapásirányaival is (46. ábra).

A vízszintes eltolódások élesen elütő mozgástípusa a szegélyeken megfigyelhető időrend szerint is jól elkülönül a függőleges haránttagolódás előbbi szakaszától. Szerkezeti elemzésünk és a bányaföldtani térképezés adatainak statisztikus kiértékelése alapján nem kívánjuk azt állítani, hogy a különböző típusú mozgások nem fonódtak esetenként térben és



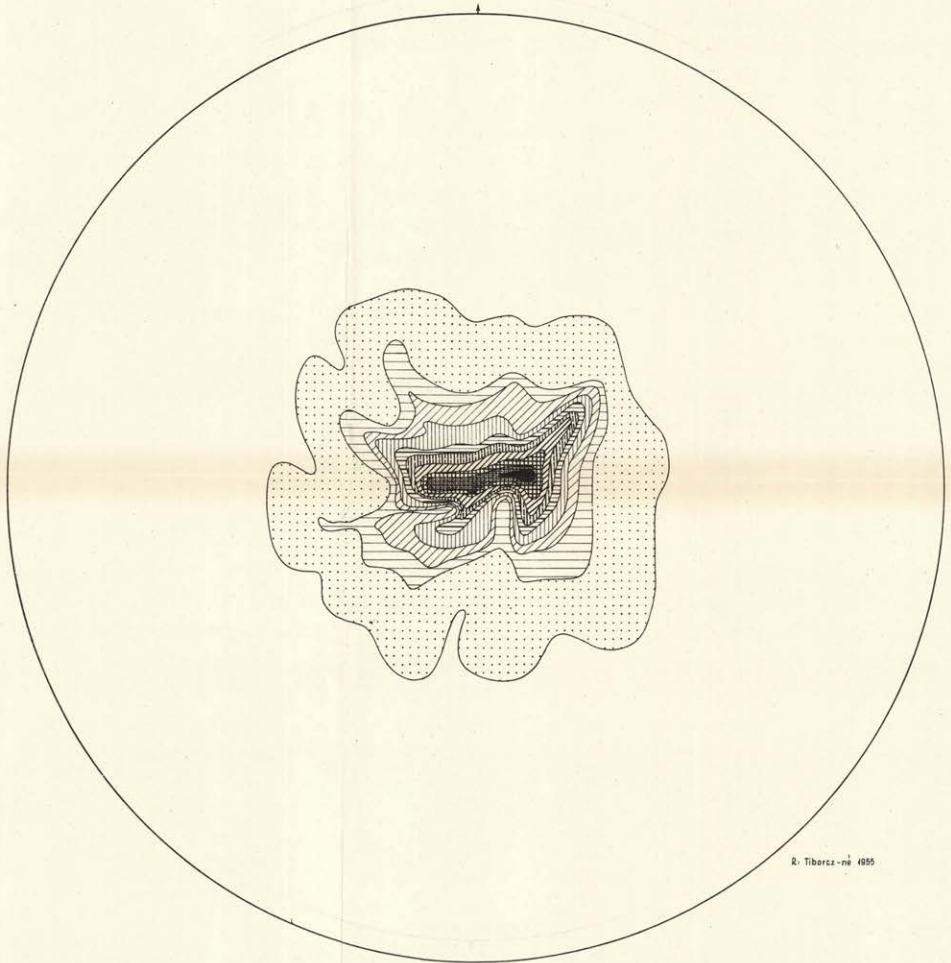
45. ábra. Alsó-anizusi dolomitpikkely tagolt, kihengerelt alsó felületének réseihe kampili márga nyomul. — X-es D, tömedékvágat.
Term. magys. 1/20-án része.

Fig. 45. La marne campilienne pénètre dans les interstices de la surface inférieure laminée, divisée d'une écaille de dolomie de Gultenstein. —
Coulloir de remblayage du S de X. 1/20 de la grandeur naturelle.

A RUDABÁNYAI VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY VETŐLAPJA DŐLÉSÉNEK GYAKORISÁGI DIAGRAMMJA

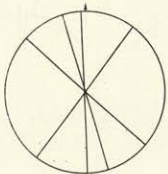
DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DE L'INCLINAISON DU PLAN DE FAILLE DE LA FORMATION A MINERAI DE FER DE RUDABÁNYA

SZERKESZTETTE — COMPOSÉ PAR : VARRÓK K. 1955

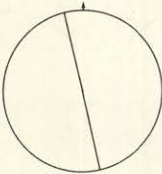


R. Tiborcz-né 1955

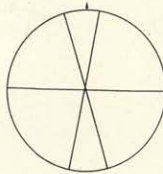
Vasérces összlet
Ensemble à minerai de fer



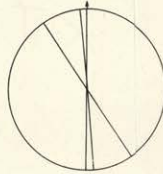
Dolomit
Dolomie



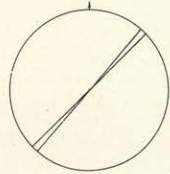
Pályasérc
Minerai à siderite



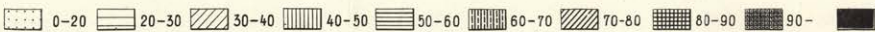
Barnavasérc
Minerai à limonite



Campili márga
Marne campilienne



Uralkodó vető csapásirányok
Directions dominantes des failles

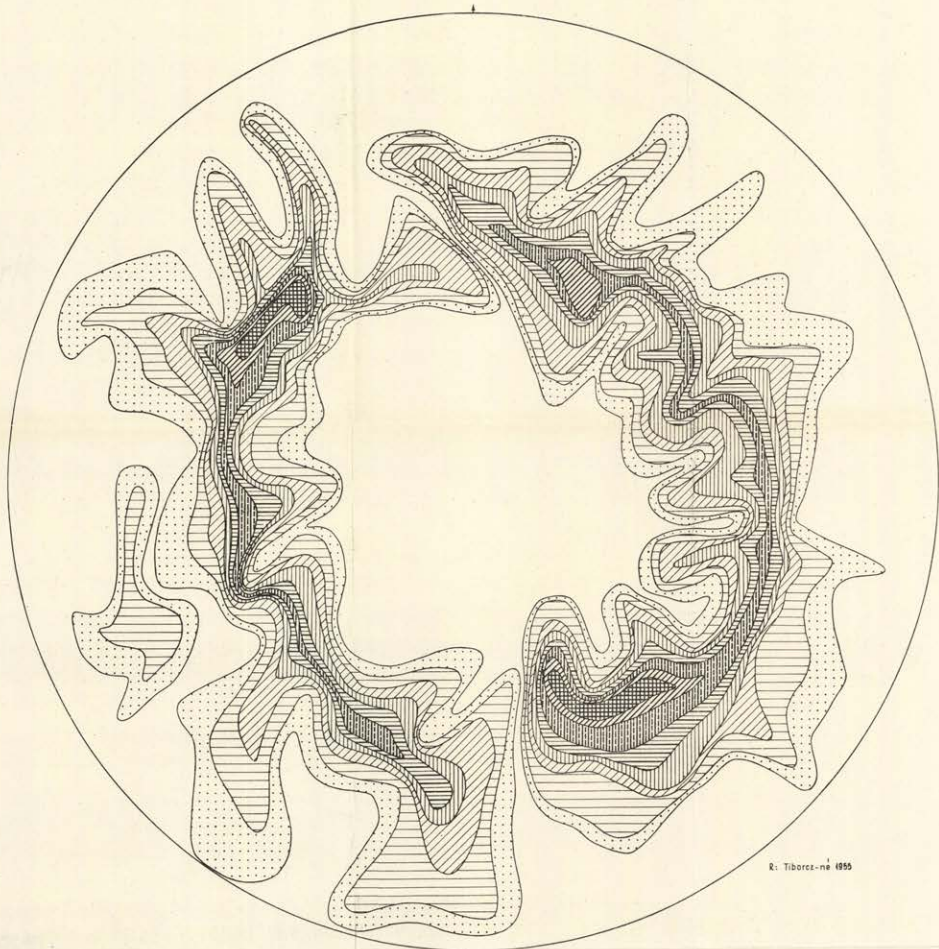


46. ábra. Vetők.
Fig. 46. Failles.

A RUDABÁNYAI VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY ELTOLÓDÁSI SIKJAI DŐLÉSÉNEK GYAKORISÁGI DIAGRAMMJA

DIAGRAMME DE FRÉQUENCE DE L' INCLINAISON DES PLANS DE DISLOCATION HORIZONTALE DE LA FORMATION METALLIFERE DE RUDABÁNYA

SZERKESZTETTE — COMPOSÉ PAR : VARRÖK K. 1955



R. Tiborcz-né 1955

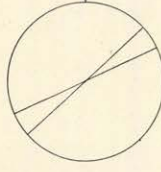
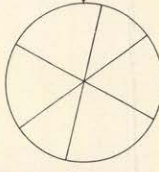
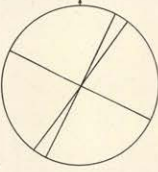
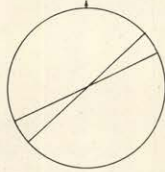
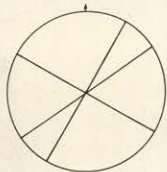
Vasérces összlet
Ensemble à minerai de fer

Dolomil
Dolomie

Pálvasérc
Minerai à siderite

Barnavasérc
Minerai à limonite

Campili márga
Marne campilienne



Uralkodó eltolódási sík csapásirányok
Directions dominantes des plans de dislocation horizontale

0-10

10-20

20-30

30-40

40-50

50-60

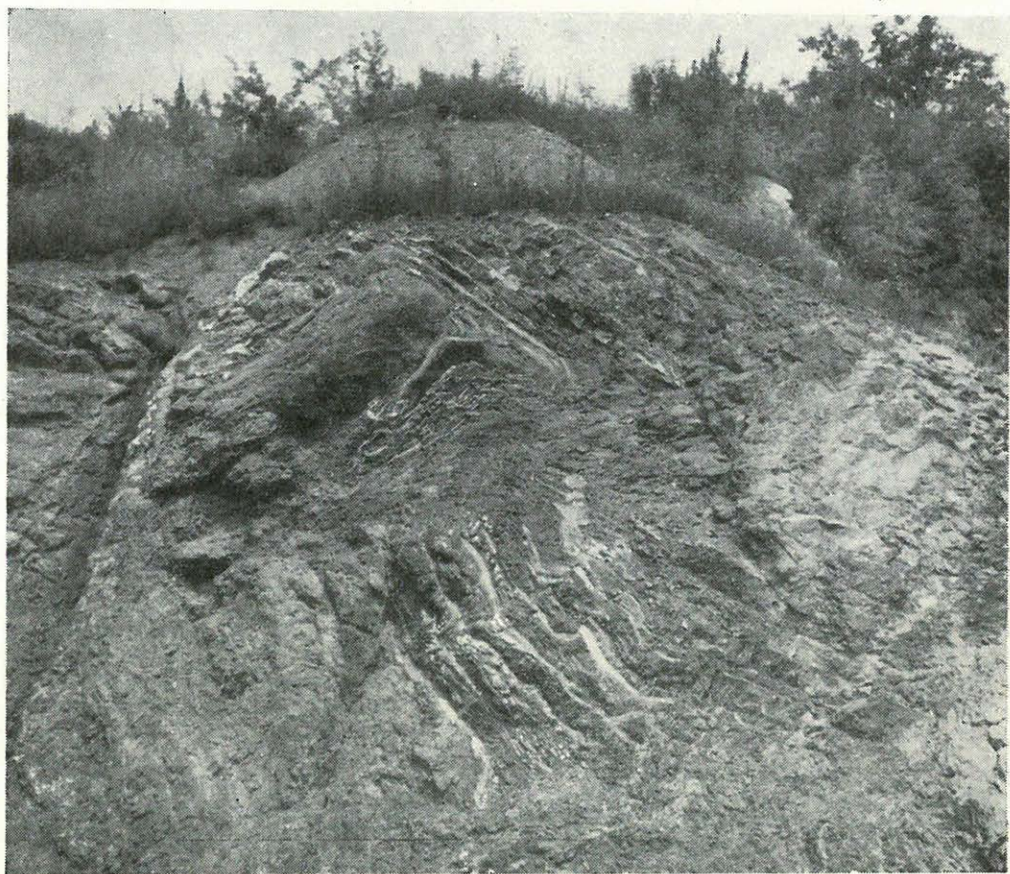
60-70

70-80

47. ábra. Eltolódások.
Fig. 47. Dislocations horizontales.

időben össze, csupán azok uralkodó, szerkezetformáló szerepében kívánunk szakaszosságot, fejlődési időrendet megkülönböztetni.

A párhuzamos elmozdulási síkok rajain jelentkező közel vízszintes eltolódások a szegélyek szerkezeti zavartságának uralkodó jelenségei. A



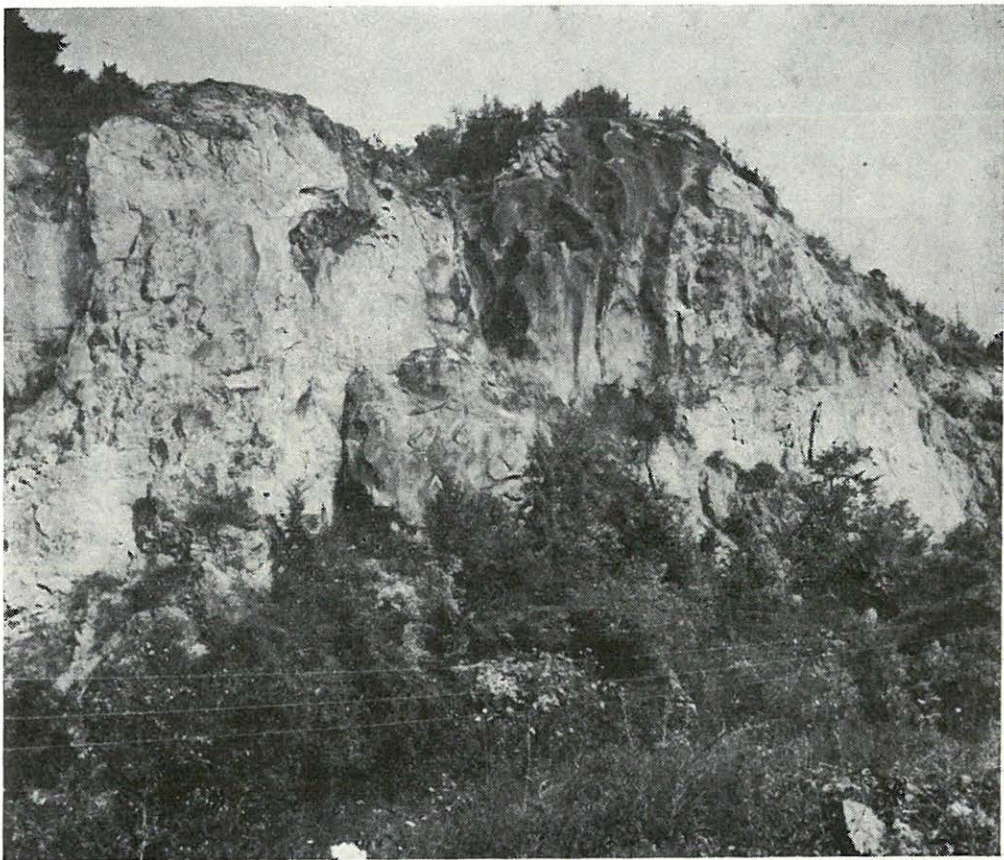
48. ábra. Vízszintes eltolódással tagolt, gyűrt táblás kampili mészkő-dolomitösszet. — Vilmos külfejtés. (Pietsch R. felv.)

Fig. 48. Ensemble à calcaire et dolomie campiliens, plissé, divisé par une dislocation horizontale. — Exploitation à ciel ouvert de Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

vízszintes elmozdulás mértéke a szegélyek felépítésében kivehető módon többnyire nem nagy. Az elmozdulás iránya, mely a csúszási síkok pátvasérchen különösen szép tükrén enyhe rovátkoltság alakjában jól felismerhető (50. ábra), a vízszintessel legtöbbször 20°-nál kisebb szöveget zár be. Az elmozdulási síkok túlnyomórészt meredek helyzetűek (60—80°), dőlésirányuk megoszlásán pedig hármas gyakorisági maximum jut kifejezésre (47. ábra). Két, egymással csaknem derékszöveget bezáró harántirány a pikkelyeződést eredményező összetorlódás leggyakoribb fő csúsztatósíkjaiként fogható fel. Mellékmaximumként az ércetek hossz-

irányú vízszintes eldarabolódását eredményező, csapásirányú, a lapos dőlésű érces pikkelyeket meredeken metsző elmozdulási síkok adódnak ki.

A tárgyalt eltolódások egy csoportba foglalását az elmozdulás irányának a vízszintessel bezárt egyöntetűen kis szögértéke indokolta. Az el-

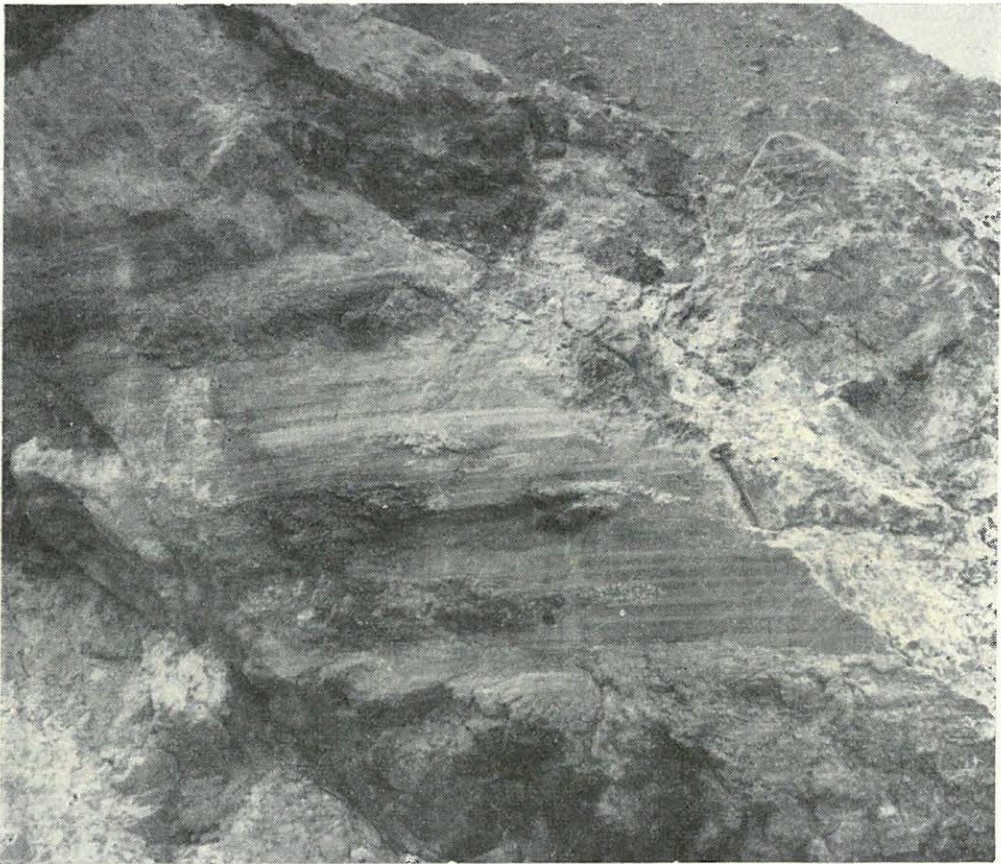


49. ábra. Rátolódásokkal és függőleges síkmenti vízszintes eltolódásokkal tagolt, karstosodott, alsó-anizusi vasas dolomit és kampili márgaösszlet. — Vilmosi «Nagyfal». (Pietsch R. felv.)

Fig. 49. Ensemble de dolomie de Gultenstein, karstifié, divisé par des chevauchements et par des dislocations horizontales le long de plans; perpendiculaires. — «Grand mur» de Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

csúszások égtáj szerinti megoszlása azt bizonyítja, hogy ezek az elmozdulások *nem egységes* mozgási szakaszban, nem azonos erőhatásokra következtek be. A fő csúsztatósíkok mentén bekövetkezett eltolódások az újabb torlódási formákat létrehozó igénybevételek előljáróinak tekinthetők. Az aktív elmozdulás vektorát, vagyis a megtorlódást előidéző erőhatás irányát a csúszási lapokon megállapítani nem lehet. Kétségtelen, hogy a $30\text{--}210^\circ$ és $120\text{--}300^\circ$ maximumú eltolódások az érctelep fő csapására közel merőleges összenyomás elől térítették a megnyúlás hosszanti irányába az érctestrészleteket. Az érctelep csapásával egyező irányú, közel

vízszintes eltolódások részint a csúsztató elmozdulások velejárójának is tekinthetők, részint a vonulat hosszában nem egy időben, nem azonos erővel és nem pontosan egyező irányban ható torlódásos igénybevételek hatására fellépő nyúlási feszültségek feloldódási síkjait láthatjuk bennük.



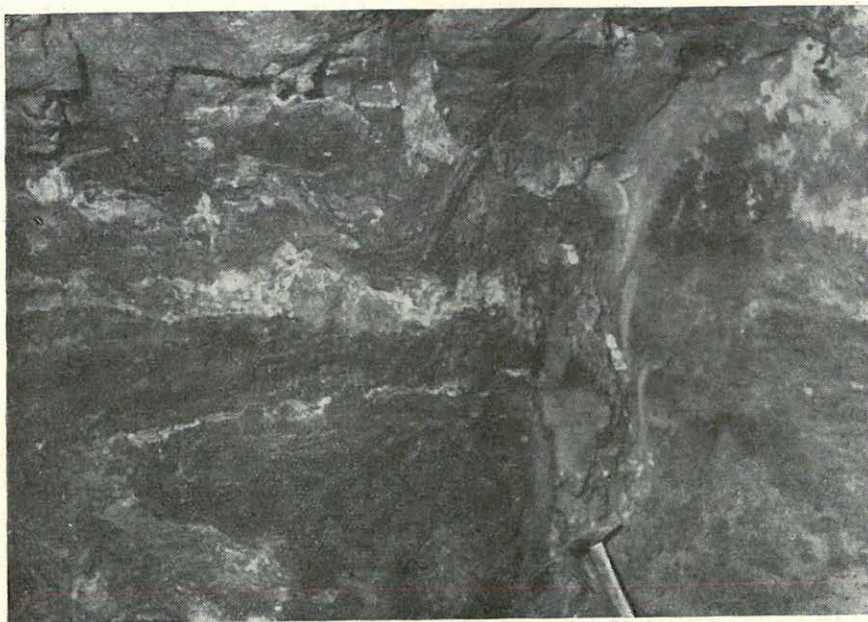
50. ábra. Közel vízszintes irányú eltolódás csúszási nyomai meredeken álló vasas dolomitfelületen.
— Vilmos külfejtés. (Pietsch R. felv.) Term. nagys. 1/20-ad része.

Fig. 50. Vestiges du glissement d'une dislocation presque horizontale, sur une surface raide de dolomite ferrifère. — Exploitation à ciel ouvert de Vilmos. (Photo R. Pietsch.)

Az eltolódási síkok képződmények szerint felbontott gyakorisági diagramjáról az érces összlet egészére jellemző megoszlás csak a pátvasércnél és barnavasércnél olvasható le. A kampili márga és alsó-anizusi dolomit szerkezeti képén a csapásirányú vagy ezt hegyesszögben metsző eltolódási irányok jutnak túlsúlyba.

A harántvetőrendszert előidéző széthúzásos formákkal szemben tehát az eltolódások már torlódást, megnyúlást eredményező összenyomásról tanúskodnak. Ez a több szakaszban megújuló erőhatás, mely végül is újabb pikkelyeződést váltott ki, az ércetek feldarabolásában jelentékeny

szerepet játszott. Mind a külszíni, mind a földalatti bányaművelésben tömegével figyelhetők meg a meredek állású, vízszintes rovátkoltságú csúszási tükrök, melyek mentén az ércetek eredeti összefüggésének megszakadása, sőt szétdarabolódása szegélyek nélkül is szembetűnő (48, 50, 51. ábra). A külszíni bányaművelés leglátványosabb eltolódási síkjai a vilmosbányai Nagyfalon figyelhetők meg (5, 49. ábra). Ennek álló helyzetű vízszintes csúszási nyomokat feltűntető, egymást hegyesszögben metsző síkjai mentén az érces és meddő pikkelyes összlet teljes vastagsága



51. ábra Vízszintes eltolódás nyoma barnavasércre települő miocén ércfelszíni törmelékes-vegyi üledéken. — Istvántelek, ÉK-i harántvágat.

Fig. 51. Vestige d'une dislocation horizontale sur des sédiments clastiques et chimiques de la surface de minerai (Miocène). — Istvántelek, couloir transversal du NE.

együttesen szakadt részekre s jutott az összenyomás szabta új elrendezésbe.

A szegélyeken megfigyelhető legkésőbbi mozgási szakasz újabb pikkelyes rátolódásokat eredményezett. Ez a hegységképző szakasz az előbbi háromhoz sorolt valamennyi elmozdulás síkját elmetszi, tehát ideje jóval az ércképződés utánra, az érctelep kialakulás legfiatalabb szakaszára tehető. Az ércszegélyeken megfigyelt fiatal rátolódások az idős, ércképződés előtti pikkelyeződéshez hasonlóan az érctelep uralkodó csapásirányába rendeződnek, dőlésük azonban már nem egyenlőszárnyúan kétoldalas, hanem határozott túlsúllyal DK-i. ÉNy-i dőlésű fiatal csúszási síkok oly csekély számban vannak, hogy ezeket egyirányú erőhatás mellett a régi pikkelyeződési felületek mentén újraélelt elmozdulásoknak tekinthetjük.

A szegélyes pátvasérc és kampili márga érintkezések mikrotektonikai vizsgálata alapján behatárolható, DK-nek hajló síkok mentén ÉNy felé irányuló fiatal felpikkelyeződési szakasz összhangban van a rudabányai bányászat egész területén és a vasércvonulat távolabbi részein (Uppony) tett szerkezeti földtani megfigyelésekkel. Ezek szerint az *alsó-miocén képződményeket is érintő fiatal pikkelyeződések mindig ÉNy-felé irányulnak*. Ilyen rátolódásokat figyelhetünk meg pl. az Andrassy I-ben és III-ban, ahol barnavasércetek és dolomitpikkelyek miocén ércfelszíni üledékekre csúsztak rá. Hasonló szerkezet bontakozik ki az Andrassy I. bányarész ÉNy-i szárnyán végzett mélyszinti kutató feltárásoknak az újabb mélyfúrások adataival való összevetéséből is (IV. mell. 10.). Eszerint a bányászat ÉNy-i peremén az érces képződmény alsó-miocén rétegtagok közbeiktatásával toldott rá a meddő triász képződményekből álló, határos alaphegységészre. Hasonló mozgásirányokról tanúskodnak az Upponyi hegység ÉNy-i peremén (upponyi «Bánya») végzett vasérckutató feltárások is (PANTÓ, 1954). Itt az alsó-karbon kristályos mészkőösszletnek az alsó-miocén képződményekbe gyűrődött ércesedett középső-triász pikkelyekre történt fiatalrátolódásával állunk szemben (II. mell.). A Szendrői hegység alsó-karbon összletének felépítésére FÖLDEVÁRI A. szerkezeti elemzése (1942) szerint ugyancsak az ÉNy-i irányú fiatal felpikkelyeződés nyomja rá uralkodó bélyegét.

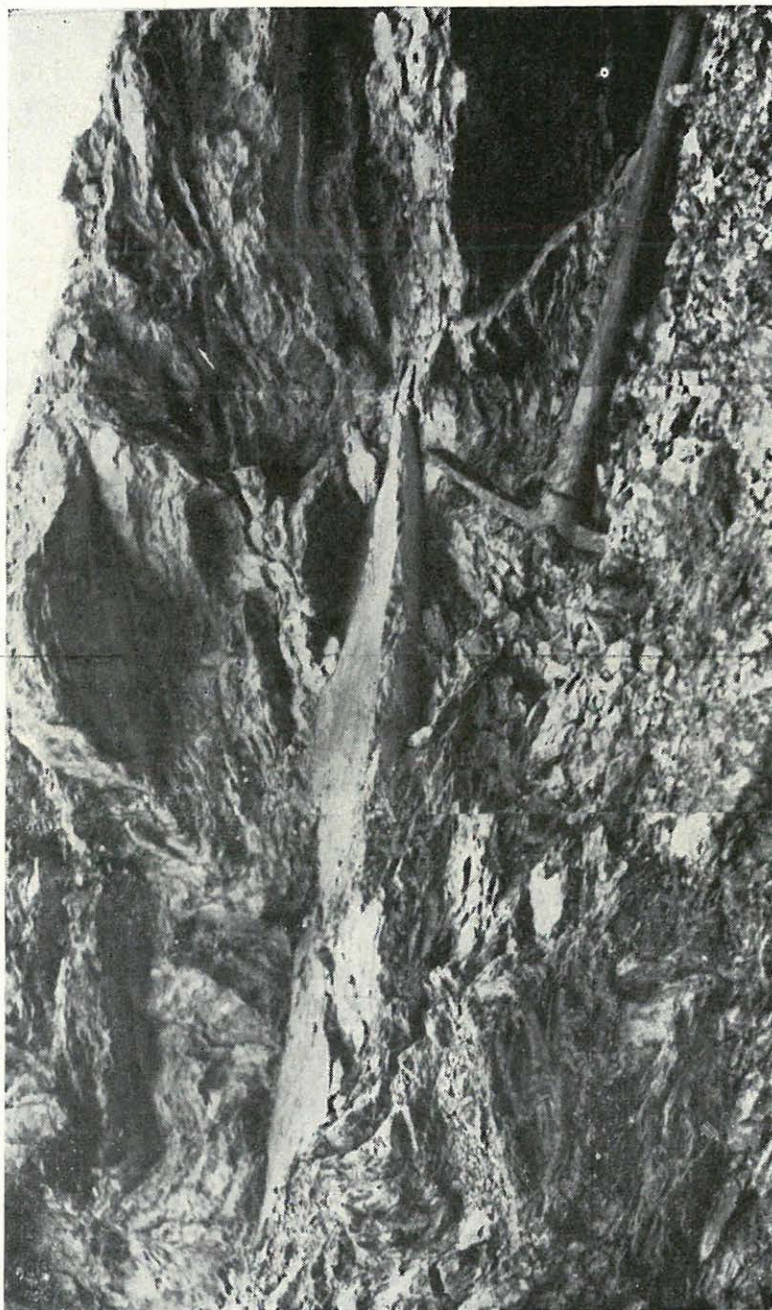
Ez analógiák alapján a rudabányai vasérctelep fiatal, ÉNy felé irányuló pikkelyes rátolódásait ugyancsak a miocénbe (*stájer-szakasz*) helyezzük (XI. mell. 5.). Ennek a késői rátolódási szakasznak tulajdonítjuk az érctelep mai szerkezeti kialakulását, az eredetileg DK felé irányuló ausztriai pikkelyezésből származó, utóbb vetők és eltolódások révén szétdarabolt telepösszletnek ÉNy felé való átpikkelyezését, a kétoldalas, háztetőszerű szerkezeti elrendeződést (19, 52. ábra).

Ez a fiatal átmozgatás, mely az érctelep képlékeny anyagba nyomódott merev kőzettömegeit nagyfokú töréses előkészítés után eredeti szerkezeti helyzetükkel éppen ellentétes irányba kényszerítette, okozója főként a rudabányai érctelep rendkívül bonyolult, ellentétes vonásokat tükröző szerkezetének és karbonátos kőzettömegei szélsőséges elaprózásának, felmorzsolódásának.

A vasérces összlet szakaszokra bontható, ellentétes erőhatásokat tükröző szerkezetalakulása során a képződmény csapása, a megnyúlás, a képlékeny gyűrődésre képes kőzetanyag redőtengelyeinek iránya (*b-tengely*) mindvégig változatlan maradt (53. ábra). A rudabányai érces összlet kampili márga kenőanyaga, mely a rideg kőzettömegeken leolvasható sokféle ellentétes hegység szerkezeti igénybevételt mind átszenvedte s azokra képlékenységeinek megfelelően hajlítós alakváltozással válaszolt, az egész érctelepen végig azonos szerkezeti földtani képet mutat. A kampili márga és a lemezes mészkő képződményen mérhető *megnyúlási (lineáció)* adatok jól körülhatárolt szórással az érctelep ÉK—DNY-i fő csapásirányára esnek. A kampili márgaszerkezet a megnyúlási irány állandóságán kívül az oldalirányú nyomás legutolsó uralkodó erőhatását tükrözi (54. ábra).



52. ábra. Az Andrassy III. külfejtés vetőkkel, eltolódásokkal és átpikkelyeződéssel tagolt, kampili márgába gyúrt barnavasércetestet
Fig. 52. Les corps de minéral limonitique de l'exploitation à ciel ouvert Andrassy III., divisés par failles dislocations horizontales et de l'écaillage répété, pétris dans la n. arne campilienne

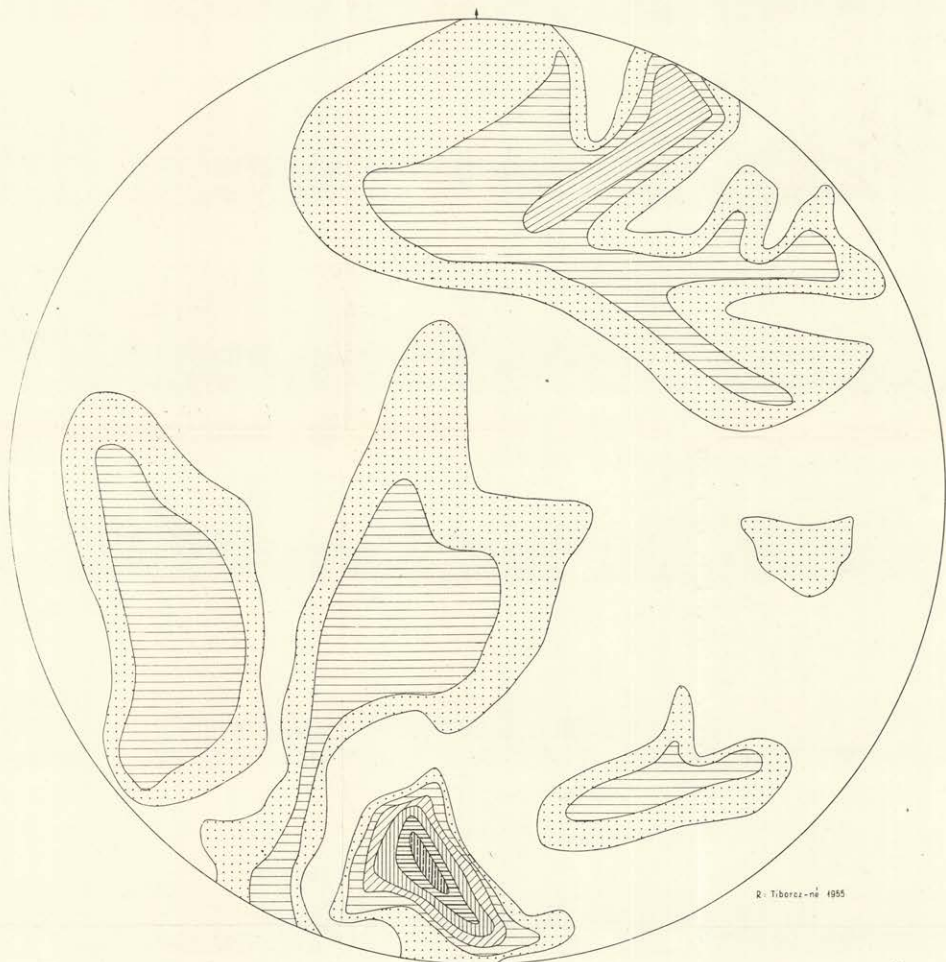


54. ábra. Gyüredezett kampli agyagmárga fiatal rátoiolódási sikkal. — Andrassy III. kulcfejtés.
Fig. 54. *Marne argileuse plissotée, campiltenne, avec un plan de chevauchement jeune.* — Andrassy III.




A VASÉRCES KÉPZŐDMÉNY REDŐTENGELY (LINEÁCIÓ, B-TENGELY) IRÁNYAINAK GYAKORISÁGA

FREQUENCE DES DIRECTIONS DES AXES DE PLI (LINEATION, AXE B) DE LA FORMATION MÉTALLIFÈRE

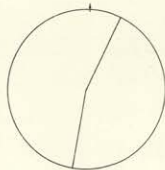
SZERKESZTETTE — COMPOSÉ PAR : VARRÓK K. 1955






R. Tiborcz-né 1955

-  0-10
-  10-20
-  20-30

Uralkodó redőtengelyirányok
Directions dominantes des axes de pli



-  30-40
-  40-50
-  50-60

59. ábra. Redőtengely.
Fig. 59. Axes des plis.

A stájer mozgás szerkezetátalakító hatása a képlékeny kampili márgából csaknem teljesen kitörölte a korábbi hegységképződési szakaszok során kialakult ÉNy-i rétegdőléseket s a gyűrt összlet redőinek átmozgatásával a DK-i dőlésű átrendeződést hagyta vissza (55. ábra).

A stájer hegységképző szakasz nagyszabású szerkezetátalakításai után a rudabányai vasérctelepre viszonylagos szerkezeti nyugalom köszöntött. A fiatal pikkelyeződésen is átesett érctelep felszínére a felső-pannoniai barnaközséncsíkos agyag és homok rétegsor nyugodtan települ s e képződmény már csak kisméretű szerkezeti elmozdulásokban vesz részt (56. ábra). A rátolódásokat előidéző heves oldalirányú erőhatások nem élednek fel újra s meredek elmozdulási síkok mentén csak egyszerű lezökkenések következnek be, melyek a rétegeket eredeti helyzetükből alig billentik ki.

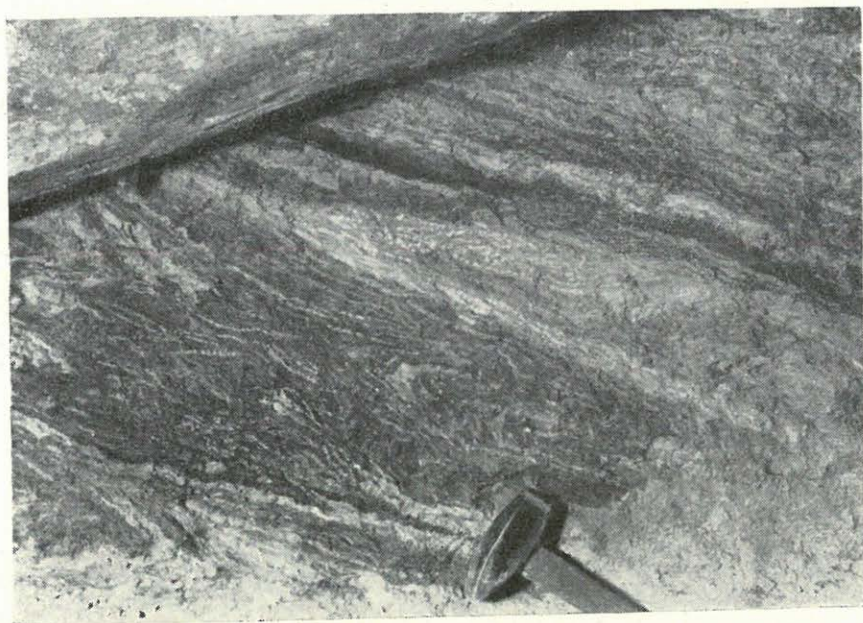
5. AZ ÉRCKÉPZŐDÉS IDEJE, MÓDJA ÉS LEFOLYÁSA

A rudabányai sziderites metasomatózis az ausztriai hegységképző szakaszban felpikkelyeződött, részleteiben töredezett, felmorzsolts anizusi dolomit (kampili mészkő és dolomit) összletet hatotta át. A felpikkelyeződés oldalirányú nyomásának ellankadtával beálló harántvetődések már a kialakult pátvasércetesteken hoznak létre vetőtükröt és a pátszegélyeket eldarabolják. Pátvasércképződés utáninak minősíthetjük az ezutáni szerkezeti mozgási szakaszban bekövetkező haránteltolódásokat is. A stájer hegységképző szakasz ellentétes irányú pikkelyes átrendeződését a metasomatózistól többféle szerkezeti eseménnyel jellemezhető, hosszabb időszak választotta el. A metasomatózis időbeli behatárolására vonatkozó szerkezeti adataink tehát azt bizonyítják, hogy a szideritesedés az ausztriai szakasz szerkezetkialakulása után, de jóval a stájer szakasz, sőt az azt megelőző viszonylagos nyugalmi szakasz előtt következett be. *Az ércképződést a kárpáti orogén eseménysorozatába illesztve a larami hegységképződéssel meginduló — eddigi ismereteink szerint időben le nem határolt — hosszantartó folyamatként tüntethetjük fel.*

A metasomatózist előidéző hidrotermális tevékenység okozójának megállapítására közvetlen földtani tapasztalatunk nincs. Jelentősebb magmás tevékenység nyomai az ércesedés közelében a felszínen egyáltalán nem mutatkoznak. A kiterjedtebb felszínalatti gabbrótömegek alakjában jelentkező bódvavölgyi ofiolitok magmatektonikai és geokémiai okokból nem jöhetnek számításba sziderites metasomatózis okozójaként. Az alpi iniciális magmás tevékenység oxidos-vasas ércesedésével más kifejlődésben (Tornaszentandrás) találkozunk.

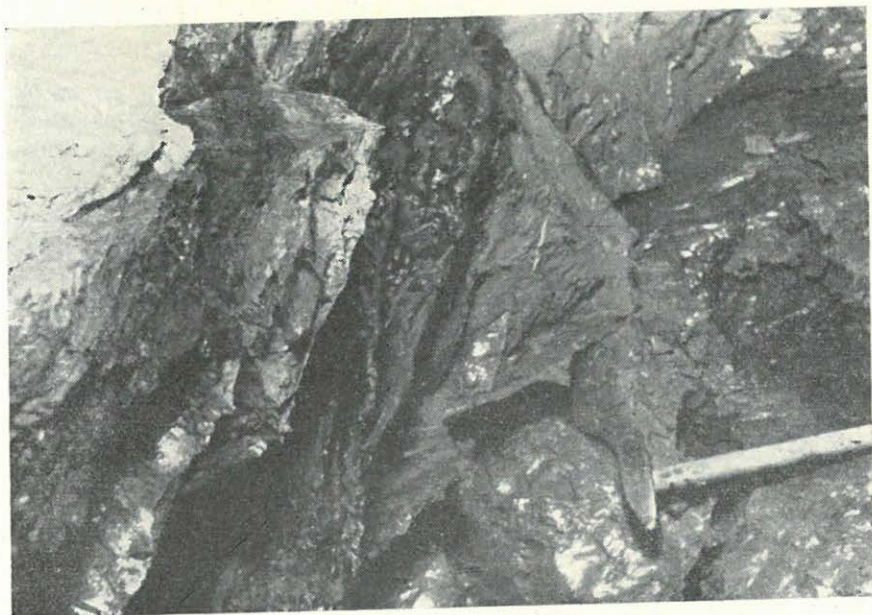
A Rudabányai hegység egyetlen triász utáni savanyú eruptívuma a színorogén magmás tevékenység termékének tekinthető szalonnai kvarcporfir, mely szerkezetileg átmozgatott lencsék alakjában jelenik meg a Telekesi-völgy alsó szakaszán és a Bódva-szorosban, a rudabányai ércteleptől kb. 6 km távolságban. Bár többízben kísérlet történt arra, hogy ezt a kvarcporfirt a sziderit érchozó magmájaként tüntessék fel, nincs elfogadható földtani bizonyíték ennek a feltevésnek alátámasztására.

A metasomatikus ércesedést hegyszerszerkezeti időbehatárolás alap-



55. ábra. Finoman gyütredezett, elvonszott, vöröseskék kampakli agyagmárga. — X-es E, szállítóvágat.

Fig. 55. *Marne argileuse campillienne à raies rouges, finement ptissolée, lamineé, — Couloir de transport du N de X.*



56. ábra. Fialtal mozgás esúszási felületei barnaköszénés kő pannómiai agyagrétegeken. — Vilmosi kamra, felső-szint.

Fig. 56. *Plan de glissement d'un mouvement jeune, sur une série pannonienne à raies de houille brune. — Chambre de Vilmos, horizon supérieur.*

ján óharmadkorinak tartva, az érchozó oldatok közvetlen, távoli vagy egyáltalán magmás eredetének kérdését ércföldtani vizsgálati módszereinkkel eldönteni nem tudjuk. Kétségtelen, hogy a szomszédos Szepes-Gömöri Érc-hegység metasomatikus és teléres szideritlepei közelében az alpi színorogén gránitos plutonizmus felszíni nyomai kimutathatók (KORDIUK, 1941/a). E nyomok alapján természetesen a színorogén magmatömegek egykori elhelyezkedése nem rajzolható meg. A szideritlepeknek a kibúvások köré rajzolt hatalmas fiatal gránitplutonnal való genetikus kapcsolatát ezért nem bizonyítja az ércesedések uralkodó fémjeinek eloszlásában kiadódó egyközpontos zónásság sem (SCHÖNENBERG, 1947). Az ércesedés kifejlődésbeli különbségei még kevésbé engedik meg a betléri vagy aranyidai kibúvásokkal összefüggő fiatal gránit genetikus kapcsolatainak Rudabányáig való kivetítését.

A legújabb ércteleptani tapasztalatok megvilágításában éppen a metasomatikus szideritlepek kialakulásának távolról sem elengedhetetlen feltétele az ércesedés közelében kimutatható savanyú magmatömeg (SZÁDECZKY, 1955). A metasomatózis fellépésében és térbeli eloszlásában az általános színorogén *anyagvándorlás széles keretei között* az ércesítő oldatok távoli szállítását biztosító *feltölődési pályáknak* nagyobb szerepük van, mint a magmás közettömegekkel való közvetlen kapcsolatnak. Rudabánya esetében tehát a darnói vonal folytatását jelző, *triász és karbon* nagyszerkezeti egységek határát jelölő rátolódási vonal közelségének tulajdonítjuk a metasomatózis térbeli meghatározottságát. Időben az ausztriai hegységképző szakasz rendkívüli kéregszerkezeti eseményei idézték elő azt a nagy anyagvándorlást, mely metasomatózist előidéző vastartalmú oldatok feltörésében jelentkezett.

A rudabányai sziderites metasomatózis folyamatát földtani időmértékkel is *hosszan elnyúló* folyamatnak kell tekintenünk. Nincs okunk arra, hogy az ércképződést több elhatárolható vagy hatásaiban megkülönböztethető szakaszra bontsuk. A metasomatikus átépítődés folyamatát azonban mindenképpen lassan, fokozatosan kiteljesedő földtani folyamatnak kell tekintenünk.

Mint annyi más metasomatikus ércesedés esetében, Rudabányán sem ismerjük a ferrohidrokarbonáttartalmú melegvizes-oldatok közvetlen *beáramlási útját*. A Darnó—Uppony—Martonyi-i triász-karbon határon futó idősebb és fiatalabb szerkezeti vonalak közrefogják ugyan a rudabányai érctelep eddig ismert területét, azonban az ércesedésnek a szerkezeti vonalakkal való *mélybeli összefüggését* eddigi kutatásaink pontosan nem tisztázták. Az ércetestek teljes feltárása, sőt kitermelése sem nyújt ércteleptani tapasztalatot tekintetben, hogy az összetöredezett dolomitpikkelyeket a vizet át nem bocsátónak tekinthető márgaanyagon keresztül milyen irányból (meredek törés vagy enyhe dőlésű rátolódási sík mentén) érték el az ércesítő termák.

A távoli magmamaradékból vagy a színorogén anyagvándorlás *kapcsán* esetleg a hegységképződési öv mélységbeli szilárd kőzeteiből táplálkozó metasomatikus ércesedést mindenképpen az epitermális hő-

mérsékleti csoportba kell sorolnunk. Az érctelep ásványegyüttesében nagyobb hőmérsékletre utaló ásvány nincs, így a feltörő termákat legfeljebb 100—150° hőmérsékletűnek tarthatjuk. Az érctelep kialakulásának minden jellege — különösen a csekély fedőterhelésre utaló torlódásos szerkezet — viszonylag *kis mélységben* lejátszódó folyamatokra utal. Az eddig ismert ércesedés lefolyásának átlagos mélységövét nem tehetjük 100—200 m-nél többre.

Nincs tájékoztató adatunk az érchozó oldatok bősége és koncentrációja tekintetében sem. Nincs okunk — már jelentősebb nyílású feltörési hasadékrendszerre vonatkozó megfigyelés hiányában sem — a metasomatózist előidéző termák bő odaáramlását feltételezni. A csekély utánpótlású termafeltörés a nagy közettömeg vékony repedésein, szemcseközein igen nagy felületen oszlott szét s azon csak szivárgásnak nevezhető lassúsággal áramlott keresztül. Ezalatt igen nagy hőelvonás közben hatalmas hideg közettömeget kellett felmelegítenie, így hőmérséklete lényegesen lecsökkent. Mindebből az következik, hogy a dolomittömegnek a beáramlás helyétől távoleső részein a közetszemcsék között lejárló tulajdonképeni metasomatikus átépítődés hőmérséklete 100°-nál *kisebb is* lehetett. Az átépítődő közettömeg igen jelentős lehűtő hatása a helyi átjárhatóság, átalakulás előrehaladottsága szerint teleprészletenként rendkívül különböző mértékben érvényesült, ezért az ércképződés a telep egészére vonatkoztatva igen tág határok között, térben és időben ingadozó hőmérsékletértékek mellett játszódott le. A hőmérséklet különbözősége leginkább az átalakulás sebességét befolyásolhatta, ami a rendkívül változó érceloszláson, szemcsézettségen és szöveten is tükröződik.

A képződési hőmérsékletnek az ércalkat befolyásolásában megnyilvánuló szerepe kísérleti adatok nélkül azért sem értékelhető ki, mert az előttünk álló ércanyagban — feltéve, hogy jellegeiből az utólagos hatások módosításait ki tudjuk szűrni — az érchozó oldatok és mellékközet sokféle és nagyban változó adottságaiból, ezek találkozásából adódó kémiai és fizikai hatások összegeződésének eredményét vizsgálhatjuk. Az érceloszlás és kifejlődés változatossága azt bizonyítja, hogy a metasomatózis hatóképessége és hatásmódja (a termák hőmérsékletétől, bőségétől, összetételétől, nyomásától, p_H -jától függően) az érctelep egyes részein és az ércképződés egyes szakaszaiban eltérő volt s a különféle *mellékközet-hatások* között igen különböző mértékben érvényesült. A metasomatózis határingadozásainak közelebbi taglalására — ismét csak kísérleti adatok hiányában — nem vállalkozhatunk. A mellékközet-hatásokat megkíséreljük fizikai és kémiai hatásokra különválasztva valamennyire részletezni.

A mellékközet fizikai hatásai között legjelentősebb a vízáteresztőképesség (repedezettség) és átítathatóság (likacsosság). Előbbi főleg a termák terjedése, áramlása, utóbbi a közettömeg egyenletes, teljes átépítődése tekintetében szabja meg a metasomatózis lefolyását.

A rudabányai metasomatózis hatását az érces képződmény három uralkodó tagján, a kampili márga-, kampili mészkő és dolomit- és alsó-anizusi dolomitösszleten figyelhetjük meg. Az első és két utóbbi képződ-

mény fizikai viselkedése egymástól igen eltérő volt a metasomatózis hatásaival szemben.

A kampili márga vízáteresztőképessége általában — főleg a rétegzésre merőlegesen — csekély. A képlékeny márgaképződmény tehát többnyire akadályként, gátként szolgált az ércesedő összletben végbemenő termáramlásokkal szemben. A rétegzéssel párhuzamos irányban — bár erre vonatkozó kísérleti adatunk nincs — kell a kampili márgának bizonyos vízáteresztő képességet tulajdonítanunk, mert a termáknak az érces képződménybe jutását és tovaterjedését is csak ily módon tudjuk megmagyarázni. Mivel a kampili márgaösszlet eredeti üledékes szerkezete szerint általában tömörnek mondható, a rétegmenti fellazulását, termák vezetésére alkalmas rétegrések, hasadékok keletkezését hegyszerszerkezeti igénybevételnek tulajdoníthatjuk. A termavezető hasadékok lefutásában tehát az ércképződés előtti rátolódások irányai jutnak kifejezésre.

A kampili márgaösszlet átitathatósága egészen csekély. A termák éppen ezért alig hatoltak bele a márgaösszlet anyagába, azon — még karbonátosabb rétegein sem — a sziderites metasomatózis nem érvényesült. Az ércesedés lefolyásánál fontos szerepe abban nyilvánult, hogy a termák szabálytalan *szétszívárgását meggátolta s áramlásukat* hosszabb időn át egyes átalakítandó pikkelyekhez *terelte*. A márgának ez a terelő hatása — burokszerű elhelyezkedéséből adódó ércsapdaszerű, megrekesztő, torlódásokat előidéző hatásával párosulva — vezetett az ércesedés *koncentrálódásához*, viszonylag teljes átalakulású nagyobb ércetek képződéséhez.

A márga-alapanyag *termavezető*, irányító szerepét szerencsésen egészítette ki a beágyazott kampili mészkő-dolomit, illetve anizusi dolomit-pikkelyek nagy *áteresztőképessége és átitathatósága*. A karbonátos kőzetek fizikai viselkedésének e két rokonjelenségét tulajdonképpen a kőzettömeget átjáró repedéshálózat méretei és arányossága szabják meg.

Az átjárhatóság elsősorban a kőzzettestet átszelő határozott lefutású, jelentősebb résvastagságú hasadékok sűrűségétől és eloszlásától függ. Olyan karbonátos kőzzettest, melyben csak ez a hasadékrendszer alakult ki s ehhez nem kapcsolódik teljes átitatódást elősegítő, a kőzet egész tömegét finoman behálózó repedéshálózat, teljes tömegű metasomatózisra nem volt alkalmas. Főként a kampili mészkő és dolomit fedőpikkelyeiben találunk példát ilyen részleges átalakulásra, a metasomatózis csak az oldatvezető hasadékok falának néhány cm mélységű kérgén érvényesült.

A kőzettömeg finomméretű, egyenletes összetöredezésére leginkább a rideg, vastagpados anizusi dolomit volt alkalmas. A dolomittömegekben találjuk meg leginkább a teljes átitatáshoz legmegfelelőbb arányt az oldatvezető hasadékok és ezeket összekötő, hajszálvékonyágig elágazó repedérendszerek között. A rideg kőzetanyag az egész kőzettömeget érő hegyszerszerkezeti igénybevételek hatására egységesen deformálódott, így a szét-töredezés mikroszkópi méretekig csaknem egyenletesen érvényesült. Erősebb hegyszerszerkezeti igénybevétel egyes övek mentén a dolomit teljes felmorzsolódását vagy kihengerlődését eredményezte. E szakaszokon a kőzettömeg átitathatósága még inkább megnövekedett.

A mellékközetek fizikai hatásai, melyek az érces képződmény sajátos felépítésében a kampili márgába ágyazott dolomitpikkelyek ércesítő termákkal való átítatódását tették lehetővé, fontos szerepet játszottak a metasomatózis teljességre jutásában és az ércesedés koncentrálódásában. E hatásokat már rudabányai vizsgálataink kezdetén felismertük s azokat korábbi közleményben (1948) igyekeztünk rendszerbe foglalni. Újabb vizsgálatok főként a pátszegélyek *megtorlódásról* tanúskodó szerkezeti formái révén bővítették erre vonatkozó ismereteinket (1954). A pátszegélyek mozgalmasság, az áramlásról és az oldatok elterelődéséről tanúskodó szerkezeti képe újabb bizonyítékot nyújtott arra vonatkozóan, hogy a dolomitteketet körülvevő, vizet át nem bocsátó márgaburoknak a metasomatózis teljességre jutásában fontos szerepe van. A repedezett, átítatott dolomitteket lefojtottságának, a termák akadályozott tovaáramlásának, a lassú metasomatikus átépítődés időszükségletének biztosításában volt szerepe. Hasonló — de nem egyező — mellékközethatások érvényesülését állapítja meg KERN A. (1952) az eisenerzi és hüttenbergi metasomatikus vasérctelepeken.

Az *ércscsapdák* belső felületét bélelő pátszegélyek megtorlódásra utaló szerkezeti jellegein kívül figyelembe kell azonban vennünk a páttest főtömegétől lényegesen eltérő *vegyi* alkotásukat is. A metasomatózis kísérő vagy maradék elemeinek a szegélyen történő felhalmozódását és a felépítésében uralkodó ásványfajta sávjainak ritmusos váltakozását — mint arra SZÁDECZKY-KARDOSS E. akadémikus rudabányai bejárása során figyelmeztetett — nem lehet kielégítő módon az áteresztőképesség ugrászerű változásával magyarázni.

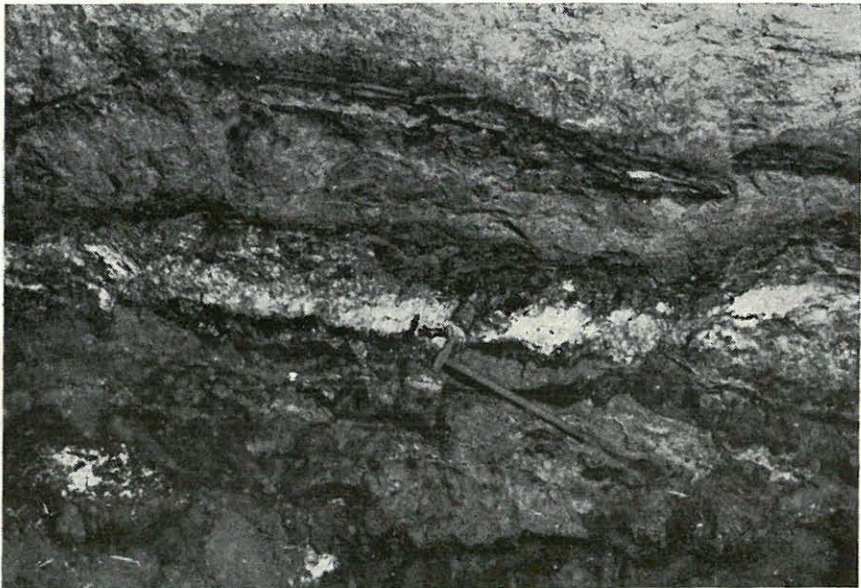
A szegélyek képződésében a mellékközetek fizikai és kémiai hatásai együttesen érvényesültek, ezért tárgyalásuk már az utóbbi területére vezet át. A kémiai mellékközet-hatások tárgyalásához a fizikaiaknál is kevesebb támpontunk van. Feltehetjük ugyan, hogy az átalakulatlan mellékközet-részletek vegyi alkata nagyjából megfelel annak, mely az érchozó termákat várta, azonban a kémiai hatás feltétlenül kölcsönhatás, így a termák összetételének, kémiai állandóinak ismerete nélkül, nehezen határozható be.

A *sziderites metasomatózis lefolyását* vagy teljességét eddigi ismereteink szerint a *kiindulási karbonátanyag vegyi összetétele lényegesen nem befolyásolta*. A kőzetanyag átjárhatósága és átíthatósága sokkal inkább meghatározta egy kőzettest teljes metasomatózisának lehetőségét, mint anyagának meszes vagy dolomitos összetétele. Bár a legtöbb pátvasérc teljes elemzése jelentős Mg-feleslegével arra utal, hogy a kiindulási dolomitanyag kationjai közül a Ca volt könnyebben kicserélhető, a tiszta mészkő — kevésbé alkalmas szerkezeti előkészítettségénél fogva — nem volt a dolomitnál megfelelőbb kiindulási anyag a metasomatózis számára.

Lényeges tényező azonban az átalakítható karbonátanyag vegyi tisztasága, a metasomatózisban részt nem vevő anyagok mennyisége és eloszlása. A *szerkezeti előkészítettség*en kívül a dolomitteket nagyfokú *tisztasága* biztosította a kőzettömegek csaknem teljes tömegű átalakulását. A kampili sorozat márgás tagjaiban a nem megfelelő fizikai adottságokon

kívül a karbonátos kőzet jelentős szennyezettsége is megakadályozta a metasomatózist.

A dolomit- és márgatömeg határán tehát sziderites metasomatózisra való vegyi alkalmasság szempontjából éppúgy éles határt tapasztalunk, mint a fizikai alkalmasság tekintetében. E közethatár azonban nemcsak a karbonát-oldhatóság és kicserélhetőség szempontjából éles választóvonal. A márgaösszlet jelentős agyag- és pirittartalmával a karbonáttestből kitépő termák redox- és p_H -viszonyait egy csapásra megváltoztatja. Ez a



57. ábra. Eldarabolt pátszegély márgaösszletbe behatoló metasomatózis nyomaival. (Felső sötét csíkok: kampili mészkő közbetelepülésből alakult, oxidált szideritrétegek.)
— X-es D, pátejtés

Fig. 57. Bordure de minerais morcelée, avec les vestiges de la metasomatose qui pénètre dans un ensemble de marne. (Raies foncées, en haut: couches de sidérite, oxydée formées par les substitutions des intercalations calcaires de l'ensemble campilien.) — Extraction de sidérite du S de X.

változás a karbonátos metasomatózisnak még nem állja teljesen útját, éppen a szegélyeken látunk példát arra, hogy a sziderites behelyettesítés — bár megváltozott szöveti formákkal — a márgaösszlet legközelebb eső mészkőrétegeire is átterjedt (57. ábra). Sokkal éleesebben érvényesül a márgaösszlet kémiai hatása a metasomatózis kísérőásványai, elsősorban a barit és különféle szulfidásványok kiválása tekintetében. Kísérleti adatok hiányában pontosabban e hatásokat körvonalazni nem tudjuk. A barit ércszegélymenti hirtelen kiválását kétségtelenül a márgahatáron érvényesülő hirtelen *redox-potenciálcsökkenés* indokolja.

A szegélyek ritmusos-sávós felépítését — közelebbről még nem ismert mechanizmus révén — az ugrásszerűen változó kémiai mellékközethatások *szakaszos* érvényesülése okozhatta. Mivel a pátszegélyek anyagának mikrosz-

köpi vizsgálata kimutatta, hogy a szegélyek zöme a már kialakult pátvasércetest szegélyi részének újraoldódásával, kiszorításával járt együtt, a szegélyek ritmusos felépítésében nem a kezdeti metasomatózis anyagszállításának szakaszosságát kereshetjük, hanem főként a későbbi maradékoldatok újraoldó és áttelepítő hatásának ingadozásait. A szegélyekben ezért a sávosan áthalmazott szideriten kívül a maradékoldatok szulfidanyaga és a mellékközethatások folytán megrekedő barit került felhalmozódásra.

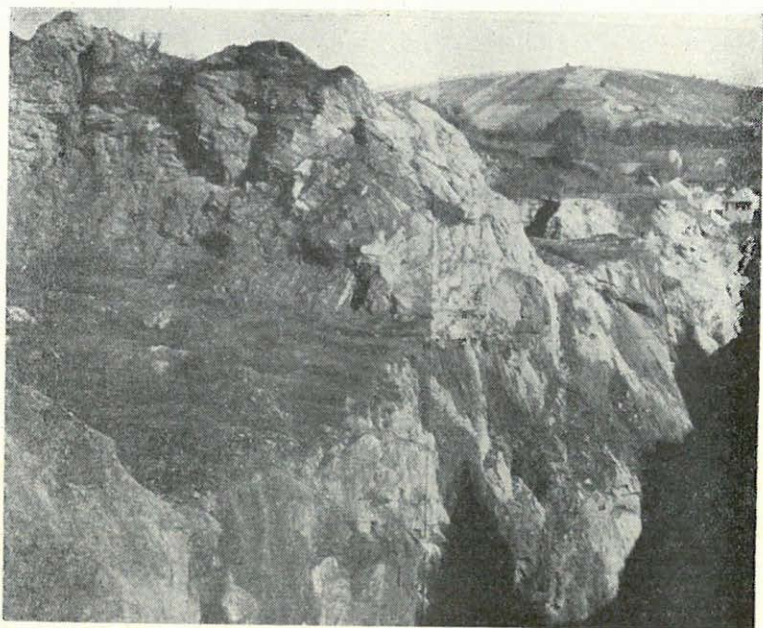
A pátvasérctestek kialakulása időben elhúzódó, többször megújuló, földtanilag mégis egységes ércképződési folyamat eredménye. Ugyanez az ércképző folyamat — nagyjából megegyező elemtársulással — jutott érvényre az Alsó-Deákbánya üledékes vasfelhalmozódást már tartalmazó felső-szeizi rétegsorán.

Az elemtársulás azonossága szól egyedül amellet, hogy a deákbányai érc hematitos metasomatózisát a pátvasércképződés földtani folyamatával összekapcsoljuk. A deákbányai vasérc anyaga, szövete és szerkezete annyira eltérő a pátvasércétől, hogy keletkezésének magyarázatához nem elegendő a szeizi homokköösszletnek a dolomitétől lényegesen eltérő (fizikai és kémiai) mellékközethatásait kiemelnünk, az érchozó oldatok összetételében, hőmérsékletében is lényeges különbségekre kell gondolnunk. Ezek együttes hatása tükröződik az érchozó oldatok megnövekedett reakcióképességén, mellyel nemcsak az alárendelt mennyiségű karbonátos kötőanyagot, de a homokkő kvarcanyagát is megtámadta, kiszorította a hematitos metasomatózis. A deákbányai ércesedést — jól elhatárolódó fellépte és viszonylag kis kiterjedése folytán is — a rudabányai metasomatózis egy különleges, *nagy hőmérsékletű*, helyi kifejlődésének kell tekintenünk.

Az alsó-deákbányai szeizi rétegsor hematitos metasomatózisának a rudabányai pátvasérc főtömegét kialakító sziderites metasomatózissal való kapcsolatát a Felső-Deákbánya hematitos barnavasércce oxidált pátos ércesedése is alátámasztja. A felső-deákbányai sziderites metasomatózis sokkal nagyobb vastartalmú (teljesebb átépítésű) pátvasércet hozott létre az anizusi dolomitból, mint amilyent Rudabánya más bányarészeiben találunk. A Felső-Deákbányában az érceloszlás is más. A metasomatózis nem terjedt ki a márgába gyúrt dolomittest egészére. Az összefüggő karbonáttesten belül azonban a jóminőségű pátvasérc *éles határral* különül el a meddő dolomitól, nem az átszivárgás vagy átítatódás fokozatos gyengülésének megfelelő átmenetekkel, mint a rudabányai érctelep más részein (58., 59. ábra). E kifejlődésbeli különbségekben — a Felső-Deákbánya dolomitjának esetleg kezdettől fogva különböző szerkezeti előkészítését is figyelembe véve — a metasomatózist előidéző oldatok nagyobb hőmérséklete és koncentrációja jut kifejezésre. Nem véletlen, hogy a metasomatózisnak ez a Rudabányán kivételes — inkább a Szepes-Gömöri Ércheység metasomatikus sziderittelepeihez hasonló — kifejlődési formája éppen az Alsó-Deákbánya ugyancsak nagy képződési hőmérsékletet bizonyító hematitos metasomatózisának tőszomszédságában lép fel.

A metasomatikus ércesedés eddigiekben ismertetett elsődleges ter-

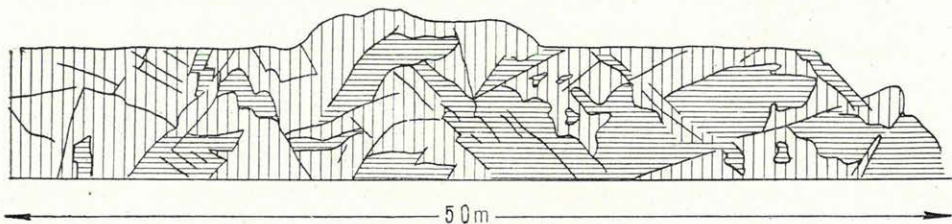
mékei (szegélyes pátvasércrtestek, alsó-deákbányai metasomatikus hematit) az óharmadkorban alakultak ki. Az ismeretlen, távoli magmás vagy mélységi metamorf forrásból táplálkozó ércesedés teljes egészében epitermális, a Deákbánya kivételével általában kifejezetten kis-



58. ábra. Éles határú érceloszlás, részben metasomatizált alsó-anizusi dolomitban. (V. ö. 59. ábra.)

Fig. 58. Répartition de minerais à limites nettes, dans la dolomite de Guttenstein, en partie mélasomatisée. (Cp. fig. 59.). — Ouverture supérieure de Deákbánya.

hőmérsékletű képződmény. Az ércképződés során bekövetkezett — rátolódásos — elmozdulásokat az ércképződés előttiektől megkülönböztetni nem tudjuk. Az érchezó oldatokat vezető hasadékok újrafelszakításával az ércesedés alatti mozgások az érceloszlásra döntő befolyást gyakorolhattak.



59. ábra. Felső-Deákbánya részben ércesedett alsó-anizusi dolomitja. (Függőleges vonalozás: dolomit, vízszintes sűrű vonalozás: barnavasérc.)

Fig. 59. La dolomite de Guttenstein, en partie minéralisée de l'ouverture supérieure de Deákbánya. (Hachurage perpendiculaire: dolomite, hachurage horizontal fin: limonite.)

A metasomatikus érces képződmény — mint a szerkezeti földtani taglalásnál láttuk — kialakulása óta többször mélyreható szerkezeti átrendeződésben vett részt. A túlnyomórészt torlódásos formákat eredményező hegységszerkezeti igénybevételekben az alpi hegységképződés közbülső fázisainak (pireneusi, helvétii, szávai) gyengébb, majd a stájer fázisnak igen erőteljes szerkezetátalakító hatása érvényesült.

Az egyes hegységképző szakaszokban a szerkezeti átrendezésekkel kapcsolatban a már kialakult metasomatikus ércetestet a megújuló anyagvándorlás révén (éppúgy, mint KERN A. magánközlése szerint a hüttenbergi érctelep) újabb *termális* de már *nem ércképző működés* hatásai érték. A feltörő termális oldatokat elsősorban a nehézfém-tartalom hiánya különböztette meg a metasomatózis hidrotermális közegeitől, hőmérsékletük elérte, sőt olykor meg is haladta azt a hőfokot, melyen a dolomitestek sziderites átépítődése végbement.

Az ércképződés utáni «meddő» termafeltörésekből ércásványok már jelentős mennyiségben nem keletkeztek, hatásuk azonban a metasomatikus pátvasérctest mélyreható *átalakulásában* nyilvánult. Ezekről a rendkívül eltérő hőmérsékletű, forró-langyos vizű, változó CO₂-tartalmú termákról feltételezzük, hogy a pátvasérc részleges oldásával és áthalmozásával számottevő másodlagos fémfeldúsulást idéztek elő.

A termális működés az érctelep meddő kőzetein is nyomot hagyott. A kampili márgán végbement átalakulások természetét még pontosan kideríteni nem sikerült. Igen szembevetendő azonban ez az átalakulás a nem ércesedett alsó-anizusi dolomiton, mely gyenge vasas impregnációval kapcsolatban kiterjedt szakaszokon szenvedett nagyfokú *porlódást*. A dolomitesten áttörő forróvíz gyakran gömbfülkés termális üreghrendszert alakított ki a dolomitban.

A vasérctelep metasomatózis utáni történetének korábbi vagy későbbi szakaszaiban fellépő termális működések a szerkezeti átrendeződés és lepusztulás különböző állapotában érték az ércetesteket. Ennek megfelelően változó volt a termák lefojtottsága vagy felszínre ömlése, zárt áramlása vagy szabálytalan szétterjedése s ezzel együtt az átalakítás nyomása, hőmérséklete, koncentrációja, oxidáló képessége, p_H-ja stb.

Nincs elég adatunk ahhoz, hogy az ércképződés utáni termális ércátalakulásokat szakaszokra különítsük s az elváltozások módja szerint rendszerbe foglaljuk. Az átalakulási folyamatokat csak az ércetestek mai anyagán összegeződött hatásaiban tudjuk megítélni. Az egymásutáni átalakulások gyakran annyira eltűntették a korábbi állapot jellegeit, hogy mikroszkópi vizsgálattal is alig akadunk nyomára. A feltörő termális oldatok okozta ércátalakulások főként a harmadkor későbbi szakaszain, különböző arányban és módon fonódtak össze a felszíni hatásokra végbemenő elváltozásokkal. Mivel termékeik is gyakran megegyezők, a feltörő és leszálló hatásokra végbemenő folyamatok élesen nem választhatók külön.

Az ércátalakulások között éles határvonalat az átalakító közeg redox-potenciálja alapján vonhatunk. Kis redox értékű átalakulások során a pátvasérc szideritanyaga állandó marad, illetve a korábban kialakult barna-

vasérc limonitja szideritté redukálódik. E folyamatok terméke a *szferosziderites érc*. Nagy redox értékű átalakító közegek hatására *barnavasérc* képződik.

A szferosziderites érc földtanilag is számottevő méreteken és gyakorlatilag is jelentős mennyiségben való képződéséhez vezető folyamatok felderítése a legutóbbi kutatások eredménye. A szferosziderites érc szöveti és szerkezeti jellegeinek felismerése alapján a bányaföldtani vizsgálat különös figyelmet szentelt ezen ércfajta előfordulásmódjának kinyomozására. Ebből adódott az a felismerés, hogy szferoszideritképződésre az érctelep átalakulásainak történetében több szakaszban, különböző hatások révén, s igen eltérő körülmények között került sor.

A szferosziderit-képződés legkorábbi példáját *forróvizes oldatok* feltörésének tulajdonítjuk. A csekély mennyiségű oldott anyagot tartalmazó — bizonyára kénhidrogénes — forróvíz repedések hálózatán keresztül érte el a pátvasérctesteket. Oldó és átalakító hatása, mely meddő dolomitestek esetében porlódást eredményezett, az elsődleges pátvasércen szferosziderites átalakulást indított meg. A karbonátásványok keverékéből álló pátvasércen a termák oldó hatása fajlagosan különböző mértékben érvényesült. A pátvasérc maradék Mg-, illetve Ca-karbonáttartalmát még az optikailag egyneműnek látszó elegykristályok felbontása révén is kioldották. Az ily módon csaknem elméleti tisztaságúvá vált szideritanyag helybéli átépítődés és átkristályosodás révén szferosziderites szövetet vett fel. Az átépítődést a szulfidtartalom lényeges növekedése kísérte, az uralkodó szulfidásvány a pirit, kénhidrogén hatására szideritből képződött.

A pátvasérc termális szferoszideritesedésének nagyobb hőfokát egyrészt a CaCO_3 , másrészt a barit viselkedése igazolja. A szferosziderites érc-tömegekben, ahol CaCO_3 kéregszerű kiválásaira sor került, — Rudabánya egyéb érces képződményeitől eltérően — több helyen *aragonittal* találkozunk. Igen különös a pátvasérc metasomatikus baritjának (pátszegélyek és bariterek anyaga) a szferosziderit-képződéssel kapcsolatos átalakulása. Ez tulajdonképpen abban áll, hogy a baritkristályok belső egyensúlya a fellépő belső feszültségek hatására megbomlik s a kristály zavarossá válik, majd apró szilánkokra hull szét. Ez az átalakulás, mely optikailag kimutatható anyagi változással nem jár együtt, a baritnál már enyhe hőkezelésnél fellépő szét pattogzáshoz hasonló. Feltevésünk szerint — bár ezt kísérleti adattal eddig igazolni nem sikerült — a barit porlódását az idézhette elő, hogy a szferoszideritesedés során *eredeti képződési hőmérsékleténél jóval nagyobb hőfokú termák hatása alá került*. Az érc finomabb eloszlású barittartalma oldódás révén lényegesen le is csökkent s a maradék baritpor a szivacsos szerkezetű szferosziderit üregeibe rendeződött át.

A pátvasérctestek termális szferoszideritesedése, mely a szerkezeten jól megfigyelhető módon a termavezető hasadékok felől indult ki, az érctelep felszínközeli részein előzetes oxidáció révén kialakult barnavasérc-testeket is elérte. Felszín alatt megrekedve, jelentős CO_2 -tartalma révén, kellő oldó és redukáló hatást volt képes kifejteni, hogy a barnavasérc

limonitanyagát FeHCO_3 alakjában oldatba vigye és sugaras-rostos szideritkristályokat képezzen belőle.

Redukciós környezetben végbemenő ércátalakulás az érctelep felszínén kialakult mélyedésekben meggyűlő, csapadékvízzel vagy részben termális vízzel táplált tavak alján több szakaszban ismétlődött. A vízzel elborított miocén érctelepfelszínen helyenként jelentős vastagságú szferoszideritkéreg alakult ki, részben a felszínig érő érctestek anyagának helyi átépítődése részben az oldatban áthalmazott hidrokarbonátos vasanyag vegyi üledékképződése révén. Az érctelep lepusztulásából származó vasanyag karbonátos formában történő áthalmazása még több szakaszban ismétlődik és a felső-pannoniai üledéksor bázisát alkotó szferosziderites pad, illetve konkreciósor képződésével éri el utolsó jelentős szakaszát.

Hasonló módon több szakaszra tagolódik és változatos ércfajták képződéséhez vezet a pátvasérc oxidációjával, illetve a limonitanyag áthalmazásával kapcsolatos ércátalakulások gazdag sorozata. A felszínhez közeleső (50 m-nél kisebb mélységben elhelyezkedő) pátvasércestestek limonitos átalakulását elsősorban leszálló csapadékvíz okozta. A felszínig érő és felszínen szétterjedő termafeltörések övezetében azonban a feltörő oldatok is jelentős átalakítást idéztek elő az érctest felépítésében. Az átalakulások itt is dolomitporlódással álltak kapcsolatban. A pátvasérc vagy ankerit dolomitmaradékának oxidáció közben lezajló porlódása az elsődleges érc vastartalmú és meddő anyagának különválását eredményezte. A kolloid-oldatként vándorlásra induló ferrihidroxid nagyfokú tisztaságot ért el és kérges-okkeres limonitkiválások alakjában gyakorlatilag is jelentős tömegekben halmozódott fel.

A leszálló oldatok hatására végbemenő barnavasércképződés, a pátvasércestestek felszínre, illetve felszínközébe jutása, tehát kb. a miocén eleje óta állandóan folyamatban van. Az azóta végbement szerkezeti átrendeződések a pátvasércestestek újabb felpikkelyezése és a fedőrétegek széttagolása révén még mélyebbre terjedő oxidációnak nyitottak utat. A jelentős vastagságú — főtömegében már lefejtett — «vaskalap» kialakulásával párhuzamosan természetesen megindult az érctelep lepusztulása is. Magasabb helyzetű érctestek durvább-finomabb barnavasérc-törmeléke a lehordás irányait követve a térszín egyes mélyedéseiben halmozódott fel. Kötőanyagában a kolloid-oldatként vándorló vashidroxid anyaggal keveredő okkerkiválásai jelennek meg.

A metasomatikus vasérctelep képződésével és átalakulásával kapcsolatos folyamatok tárgyalásánál figyelmünket a vasércanyag változásaira összpontosítottuk. Az érces képződmény járulékos elemeinek, így a mangánnak és réznek átalakulásait és felhalmozódásait nem érintettük. A szferosziderites, illetőleg limonitos ércfajták kialakulása kapcsán az elsődleges érc egyenletesen eloszlott Mn-, illetve Cu-tartalma eredeti összefüggéseiből kilépve, új ásványképződések és feldúsulások sorozatán keresztül új eloszlást nyert (IX/a, b. mell.).

A járulékos elemek szempontjából a másodlagos ásványok fajtáit és képződésmódját megszabó redox-értékhatár nem esik egybe a szferoszide-

rit—limonitképződés határértékével. A réztartalmú oldatok a környezet vastartalmának vegyértékét meghatározó tényezők hatásaira eltérő módon viselkedtek. A szferoszideritben megtaláljuk a kalkopiriten, kalkozinon és termésrézen kívül a kupritot is. A Mn-tartalom a szferoszideritképződés során nagyjából kioldódott, így a szferosziderittömegek az érces képződmény mangánban legszegényebb tagjai.

Mind a Mn-nak (piroluzit, pszilomelán), mind a Cu-nak (termésrész, kuprit, azurit, malachit) önálló ásványok alakjában való nagymértékű feldúsulása a leszálló oldatok hatására végbemenő barnavasércképződés jellegzetes kísérőjelensége (IX/a., b. mell.).

B) Martonyi

A Rudabányától ÉK-re 10 km-nyire levő martonyi vasércelőfordulás (I. mell.) az ércesedés méretei tekintetében eltörpül Rudabánya mellett. A vasércvonalat egészét tekintő vizsgálatainkban az *ércképződés regionális kiterjedésének* megállapítása szempontjából tulajdonítunk fontosságot ennek a jelentéktelen érctelepnek.

Martonyiban a bányaművelés 5 éve megszűnt s az időszakosan végzett kisméretű feltárások földtani adatai nem kerültek kielégítő formában rendszeres összegyűjtésre. Így az érctelep földtani viszonyainak ismeretése nem lehet olyan alapos, mint Rudabánya esetében. Összesítésünket csak régebbi ércföldtani adatok felhasználásával tudjuk megadni mert a teljesen hozzáférhetetlen feltárások lehetetlenné teszik a rudabányai részletes vizsgálatok megismeréseinek itteni alkalmazását.

Bányaföldtani viszonyok. A martonyi vasércelőfordulás csekély kiterjedése és fiatal képződményekkel való takartsága folytán nem hívta fel magára oly korán a kutatók figyelmét, mint Rudabánya. Kiaknázásáról adatunk csak 1872-ből maradt fenn. Magánvállalkozók néhány évi kísérletezés után kézzől-kézre adják a bányát, míg 1898-ban a Hernádvölgyi Vasipari Rt. tulajdonába jut, melynek 9 évi kezelésére tehető a bánya első komolyabb fellendülése. 1921-ig szünet állt be a bányászkozásban, melyet magánosok részéről rövidéletű kutató vállalkozások szakítottak meg. 1937-ben, az egyre fokozódó vasérchiányt kihasználva, Telluria nevű, olasz érdekeltségű bányavállalat indított gyorsan fejlődő bányászkozást. Rövid rablógazdálkodás után a bányászat jogát a Diósgyőri Vasgyár szerezte meg, mely az ércbányászat egykézbe vételéig meg-megszakadó, kisebb ütemű termelést folytatott. Minthogy az addig lemélyített kutatófúrások a lefejtett képződmény talpában a mélység felé újabb érctesteket nem találtak, a bánya művelése 1951-ben leállt.

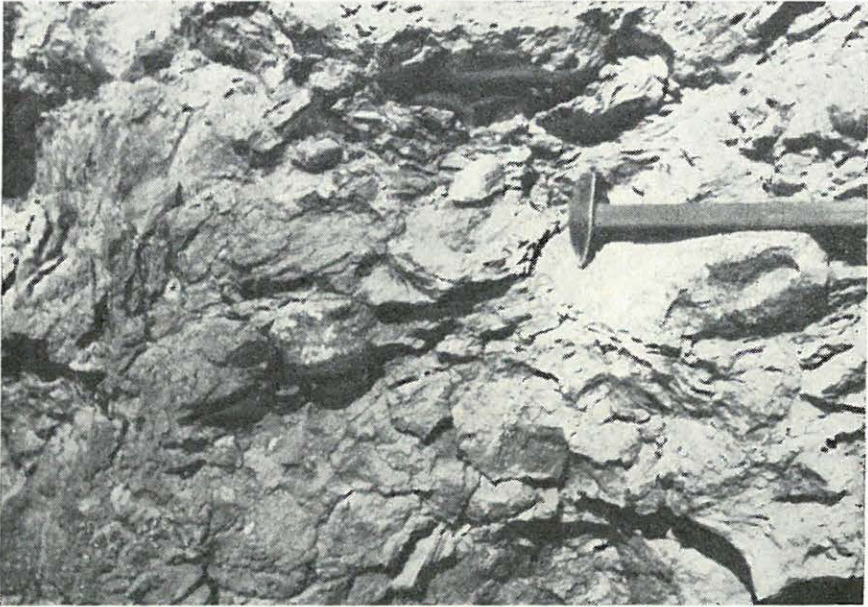
A mindössze 800 m csapásmenti és 100 m harántirányú kiterjedésű martonyi vasércelőfordulás szerkezeti zavartsága még Rudabányáén is túlsz. Az érces képződmény itt is túlnyomórészt alsó-triász képződményekbe ágyazott metasomatikus ércesedésű anizusi dolomitpikkelyekből áll. Az érctelep egészében átmozgatott, kihengerelt összetételben képlékeny alapanyagként a borvörösescíkos, kékesszürke és mészkőlemezes, szürke kampili agyagmárgán kívül a fekete ladini agyagpala és homokképződmények is részt vesznek. Az érctelep márgás képződményekbe gyúrt merev, rideg tömbjei meddő és többé-kevésbé ércesedett kampili és alsó-anizusi



60. ábra. Átmozgatott ladini agyagmárgaösszetel belegyűrt, kihengerelt mészkő- és dolomitömbökkel. — Martonyi, Kósakúti külfejtés.
 Fig. 60. Ensemble de marnes argileuses ladiniennes remuées, avec des blocs pétris et laminés de calcaire et dolomie. — Martonyi, exploitation à ciel ouvert de Kósakút.

dolomitból, anizusi világos mészkőből és cukorszövetű dolomitból állnak. A pikkelyezett érces képződmény «mélyfeküje» átmozgatott anizusi dolomit- és mészkőtömböket tartalmazó szeizi fekete agyagpala-homokkő, melynek a ladini palaösszlettel való, biztos határ nélküli elkülönítését gipszes közbetelepülései és erezései indokolják.

Az érctelep sokszor megszakított, rendszertelen művelése folytán eredeti, érintetlen tömegének földtani felépítéséről annyi adatunk sincs, mint Rudabánya esetében. A kutatás legutóbbi szakaszaiban hozzáfér-



61. ábra Átmozgatott ladini agyagmárga tektonikus mészkő- és dolomitzárványokkal.
— Martonyi, Kósakúti külfejtés.

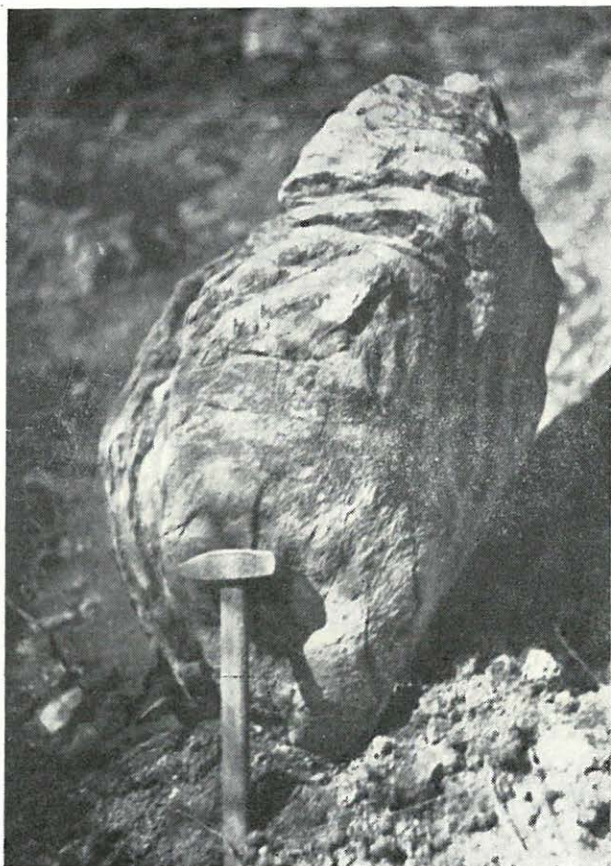
Fig. 61. Marne argileuse ladinienne remuée à enclaves tectoniques de calcaire et dolomie.
— Martonyi, exploitation à ciel ouvert de Kósakút.

hetővé vált feltárások földtani adataiból az érctestek eloszlása, szerkezeti szabályszerűsége, az érctelep egészére vonatkozóan kielégítő módon nem rajzolható meg.

Martonyiban az érces összlet szerkezeti jellegét — éppúgy, mint Rudabányán — képlékeny képződményekből álló alapanyagba gyúródott, apróbb-nagyobb rideg kőzettömegek adják (XII. mell.). Az összlet azonban — amennyire eredeti tömegének alig 1/10 részére kiterjedő, földtani-
lag valamennyire leírt feltárásokból kitűnik — annyira szabálytalan felépítésű, hogy pikkelyes övnek nem is nevezhető. Az érc- és dolomittestek sokkal apróbbra daraboltak, mint Rudabányán, kiterjedésük táblásnak nem mondható s elhelyezkedésükben uralkodó csapásirány alig állapítható meg. A képlékeny márga-alapanyag nemcsak gyüredezett, hanem egész

tömegében *kihengerelt*, felmorzsolt és ridegebb képződmények apróbb-nagyobb *zárványaival egybegyűrt* (60., 61., 62. ábra).

A martonyi érces képződmény szerkezeti jellege tekintetében csak annyi állapítható meg, hogy a teljes összleten csekély fedőterhelés mellett



62. ábra, Ladini összletből kifordult, kihengerelt dolomittömb. — Martonyi, Kósakúti külfejtés.

Fig. 62. Bloc de dolomie, laminé, extrait de l'ensemble ladinien. — Martonyi, exploitation à ciel ouvert de Kósakút.

igen nagyszabású *rátolódással kapcsolatos átmozgatás* érvényesült. A jelenlegi szerkezet kétségtelenül ércképződés után alakult ki s ez többé-kevésbé elmosta a korábbi szerkezet vonásait. Mivel baritos szegélyek megjelenésére és helyzetére vonatkozó újabb bányaföldtani adatunk sincs, nem tudunk még főbb vonalakban sem jellemzést adni a metasomatózist váró eredeti szerkezetről. A legutóbbi nagyszabású átmozgatás hatóirányát pontosan megállapítani nem tudjuk, a kihengerlés nyomai általában enyhe hajlásúak.

A metasomatózis a rudabányaihoz hasonló lefoiyású volt. A sziderites átépítődés folyamata elsősorban a szerkezetileg előkészített (töredezett és felmorzsolts) alsó-anizusi dolomiton érvényesült. Az ércképződés elsődleges terméke pátvasérc, melynek átlagos Fe-, illetve sziderittartalma kisebb a rudabányaiénál.

Az érces képződmény csekély mélysége folytán a pátvasérc csaknem mindenhol barnavasérccé oxidálódott. A felszíni átalakulás folyamata — éppúgy, mint Rudabányán — utólagos termális hatásokkal szövődött össze, melyek kilúgzás és áthalmozás révén a limonitanyag jelentősebb feldúsulásához vezettek. A termális hatás a dolomiton nagyarányú *porlódást* okozott. Az ércanyag megfigyelésére ma egyedül hozzáférhető barnavasérc-készlethányó anyagának átvizsgálása szerint a szferoszideritesedés Martonyiban nem volt jelentősebb mértékű, bár baritporlódás és a vasas dolomit porlódásának kíséretében repedések mentén nyomai kimutathatók.

Az érctelep legelterjedtebb harmadkori fedőképződménye a felső-panóniai agyag és homok rétegsor. A közvetlen ércfelszín szárazföldi képződményei nyomokban kimutathatók, egységes jellemzésükre azonban feltárások hiányában nem vállalkozhatunk.

A vasérc ásványos összetétele, szövete és szerkezete. Martonyiban gyakorlatilag egyetlen ércfajtát, a barnavasércet tarthatjuk számon. Kétségtelen, hogy a jobb minőségű, helyben oxidálódott barnavasérc pátvasérből származik, azonban az ismert bányafeltárások adatai szerint az érctelep oxidálatlan részletei sehol sem érik el a pátvasérc vastartalmát. Adataink szerint a bánya pátvasércet sohasem termelt.

A felszíntől mélyebbre eső teleprészleteken akadnak ugyan karbonátos foltok, azonban ezek csak ankeritnek vagy vasas dolomitnak nevezhetők s az oxidációt valószínűleg csekély vastartalmuk miatt kerülték el. Ezek anyagában KOCH S. vizsgálataival egyértelműen (KOCH—GRASSELLY—DONÁTH, 1950) *sziderit, kvarc, barit, pirit, kalkopirit, bornit, tetraedrit, galenit* volt meghatározható. A barnavasérc ásványai: *limonit* (goethit és lepidokrokite), *hematit, kalkozin, kovellin, malachit, azurit, cerusszit*. Az ásványok kifejlődése és az érc szövete a rudabányaihoz minden tekintetben hasonló. Mivel az érc teljesebb vizsgálatára friss anyag nem áll rendelkezésünkre, korábbi jellemzését kibővíteni nem tudjuk.

Az ércetek alakjának megállapítására igen kevés adatunk van. A márgaösszletbe ágyazott barnavasérc-tömbök gyakran igen kisméretűek, alakjukon a tektonikus eldarabolódás szembetűnő, padosság szerinti (táblás) kiterjedésük azonban nem uralkodó. A metasomatózis gyakran nem terjed ki a karbonátos tömeg egészére s a barnavasércet vasas dolomittal repedéshálózat szerinti részleges átítatások átmenetei kötik össze.

A barnavasérckészlet anyagának átvizsgálása alapján a barit a rudabányaihoz hasonló mennyiségben vesz részt az ércanyag felépítésében. Apróbb érkitöltéseken és fészkeken kívül jelentősebb vastagságú, sávosan oxidált sziderittel, illetve szulfidásványokkal váltakozó baritfelhalmozódásokat is találunk. Ezek minden valószínűség szerint a pátvasércetek

baritos szegélyeinek képviselői Martonyiban, azonban az ércetek határához kötött megjelenését újabb megfigyelés nem támogatja.

A helyben oxidálódott barnavasércfajtákon a kiindulási dolomit pados, breccsás szerkezete figyelhető meg. Egyes jóminőségű barnavasérc-részletekre durvapátos elválás jellemző. A felszíni áthalmozások kérges, konkréciós formái, valamint a kilúgzások sejtes-likacsos szerkezetei a rudabányai barnavasércével megegyezők.

A *vasérces képződmény vegyi alkata*. A martonyi oxidálatlan ankerit (1., 2.) és jóminőségű — válogatott — barnavasérc (3., 4.) vegyi összetételére vonatkozóan GRASSELLY GY.—DONÁTH É. alábbi 4 teljes elemzése nyújt felvilágosítást:

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	0,83 %	1,45 %	3,84 %	4,01 %
Al ₂ O ₃	1,82	1,63	—	—
Fe ₂ O ₃	—	16,34	79,37	66,86
FeO	9,17	0,81	—	—
MnO	1,54	1,98	3,94	4,68
MgO	13,38	10,52	0,09	0,78
HaO	29,12	29,10	0,66	8,58
HO ₂	44,01	36,02	—	—
izz. veszt.	—	—	10,99	12,76
C ₂ O ⁺	0,06	2,48	—	—
C ₂ O ⁻	—	—	0,60	1,68
CuO	—	—	0,83	0,67
Összesen:	99,93 %	100,33 %	100,32 %	100,02 %

A martonyi érces képződmény vegyi összetétele sok tekintetben hasonló a rudabányaiéhoz. Az elsődleges ankerit összetételében feltűnő a CaO nagy túlsúlya a MgO felett. Ez az érintetlen dolomiténál is nagyobb Ca : Mg arány vagy a metasomatózis Mg-kicszerű hatásával magyarázható, vagy meszesebb (kampili) kiindulási anyag feltételezését teszi szükségessé. Mivel a közölt elemzések mintáinak pontos származását nem ismerjük, a kérdés egyelőre nem dönthető el.

BaSO₄ az elemzett mintákban — egyenlőtlen eloszlása folytán — csak nyomokban volt kimutatható, átlagos mennyisége azonban nem maradhat sokkal a rudabányai értékek alatt.

A martonyi barnavasérc átlagos összetételét az alábbi termelési átlagértékek jellemzik: Fe: 25,64 %, Mn: 0,87 %, SiO₂: 4,93 %. Rudabányával összehasonlítva feltűnő a Mn igen alárendelt mennyisége és a Fe : Mn arány féllakkora értéke.

A martonyi vasércelőfordulás szerkezeti földtani ismertetését rossz feltártsága miatt pontosabban megadni nem tudjuk. Az ércképződés módját és lefolyását nagyjából a rudabányaiéval megegyezőnek tartjuk. A részletfolyamatok alakulásában vagy a metasomatózis helyi adottságaiban mutatkozó eltérések pontosabb elhatárolásához elegendő adat gyűjtésére nem volt alkalmunk.

C) Uppony

Uppony község határában, az Upponyi karbon szigethegység előterében megjelenő kisebb vasérctesteknek önmagukban gyakorlati jelentőségük nem volt és ez idő szerint sincs. A rendkívül érdekes szerkezeti helyzetben megjelenő metasomatikus vasércnyomoknak azonban a rudabányai ércképződés kiterjedésének nyomozása szempontjából különös figyelmet szentelünk. A DK-i — mélyben összefüggő, a felszínen az Upponyi és Szendrői karbon szigethegységekben jelentkező — egységes *paleozóii tömegnek az ércesedett triász képződményekhez való szerkezeti viszonya*, a Rudabánya-Upponyi vasércvonulat mentén *itt jut legszembetűnőbben kifejezésre* (II. mell.).

Az upponyi vasércnyomok csekély kiterjedése és kismértékű feltárt-sága nem teszi lehetővé, hogy az érctelep anyagvizsgálatát a rudabányaihoz hasonló alapossággal megadjuk. Az előfordulás ismertetését tárgyalásunk általános szempontjainak kiemelésével korábbi felvételi jelentésünk (1954) kiegészítésével adjuk meg.

Bányaföldtani viszonyok. Az upponyi vasérc természetes kibúvásában aligha volt ismeretes, ezért az érckereső bányász figyelmét csak az újkorban hívhatta fel magára. Okleveles adatunk csak a XVIII. század végéről van, amikor mindkét upponyi előfordulási helyen (a község Bánya nevű részén és a Zsinnyetető É-i lábánál) kisüzemű barnavasércbányászat folyt.

Az érctestek méreteiből következik, hogy a felszínhez legközelebb eső telep-részleteken kialakított kezdetleges külfejtések a kisüzemi kereteket nem léphették túl. Időszakosan volt bányaművelés a XIX. század során is, a szekereken elszállított vasérc mennyisége azonban mindvégig jelentéktelen maradt. Bár a XIX. század közepe óta a Diósgyőri Vasgyár folyamatosan fenntartotta az előfordulás kutatási jogát, számottevő kutató vállalkozásba nem fogott.

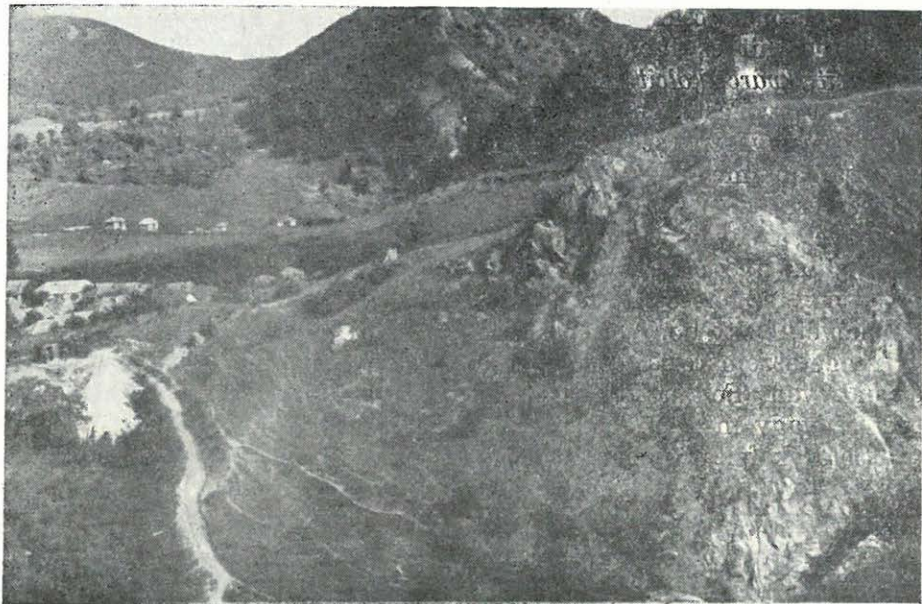
A Zsinnyetető vasércnyomainak tárós alávájással történő megkutatásába 1945-ben a Rimamurány—Salgótarjáni Rt. kezdett. E kutatások lezáratlansága ösztön-zött 1950-ben SCHMIDT E. R. javaslatára szerinti (1949) fúrású kutatásra, mely utóbb az alsó-karbon összlet rátólódási övének bányászati feltárásával az érctestek szer-kezeti helyzetének pontos lehatárolására vezetett (63. ábra).

Az érctelepnek alig nevezhető upponyi barnavasércfelhalmozódás az al-só-karbon összletnek ÉNy felé, a középső-oligocén képződményekre történt rátólódása alatt *vonszolt* alsó-miocén képződményekbe ágyazott, részben érces alsó- és középső-triász képződményekre terjed ki (II, XIII. mell.). A barnavasérc fősajátságaiiban megegyezik a rudabányai uralkodó ércfajtával, így biztosra vehetjük, hogy ahhoz hasonlóan alsó-anizusi dolomit metasoma-tózis révén keletkezett pátvasérc oxidációs terméke. Ez alátámasztást nyújt annak feltevésére is, hogy az upponyi vasérc a rudabányaihoz hasonló körülmények között, földtörténetileg azzal egyidőben képződött.

Az upponyi vasércfelhalmozódás két pontján a régi külfejtések nyo-main elinduló kutatások az érctestek teljes körülhatárolásáig nem ju-tottak el. A kutatótárók és fúrások adataiból az volt megállapítható, hogy az érctestek igen csekély kiterjedésűek, inkább csak *értcömböknek* nevez-hetők. Elhelyezkedésük a rátólódás alatti kihengerelt, átmozgatott öv-ben szabálytalan és fellépésük rövid szakaszokra korlátozott. Kutatá-saink övezetében tehát gyakorlatilag jelentős érctömegek feltárására nem

volt remény, ezért nem folytattuk a rátolódási övnek kutatólétesítményekkel való besűrítését.

Az upponyi kutatások szerkezeti keretének megállapítása egyben arra is rávilágított, hogy a metasomatózis nem az ércetek jelenlegi helyén, mostani környezetükben következett be. A upponyi ércetek *eredeti összefüggésükből kiragadott*, a rátolódás révén távolabbra elvonszolt tektonikus tömbök, melyek képződési helyét és korábbi elrendeződését, összefüggéseit nem ismerjük (II. mell.). Az érces képződmény ural-



63, ábra. Az upponyi «Bánya» vaséreményomai az alsó-karbon mészkőösszlet ÉNy-i rátolódásának tövében.

Fig. 63. Les vestiges de minerais de fer du «Bánya» de Uppony, au pied du chevauchement dirigé vers le NW de l'ensemble de calcaire carbonifère inférieur.

kodó hegységszerkezeti jellegét az alsó-karbon tömeg nagyszabású rátolódása korábbi jellegek teljes eltörlésével egységesen alakította ki. E rátolódás jelentős nagyságrendjéről és az érvényesült hegységszerkezeti erők mértékéről az egész érces összlet erős kihengerlődése, felmorzsolódása tanúskodik. A szerkezeti igénybevétel nemcsak a triász karbonátos közettömegek és az ércanyag felmorzsolódására vezetett, hanem jelentős alakváltozást, kihengerlődést eredményezett az alsó-miocén konglomerátum kvarcitos kőzetanyagból álló tömbjein is.

Az upponyi érceteket elszakítottóságuk és idegen környezetben való megjelenésük folytán érctelepnek nem minősíthetjük, az eddig behatárolt ércesedés települési viszonyait nem tekinthetjük mérvadónak az ércképződés körülményeinek és kiterjedésének megállapítására. A felszínközeli megalált ércetek csak kiindulásul szolgálnak a kutatás számára

az érctelep további részeinek helyes szerkezeti értelmezéssel történő kinyomozására.

Upponyban eddigi feltárásainkkal csak barnavasércet értünk el. Nagyobb barnavasérc-tömbök magvában a kisebb vastartalmú helyeken megtaláljuk az oxidálatlan karbonátos érctelepanyag nyomát, mely a barnavasérc közettani szerkezeti jellegeivel karöltve kétségtelenül bizonyítja hogy az alsó-anizusi dolomit metasomatózisának terméke itt is a rudabányaihoz hasonló pátvasérc lehetett.

A *vasérc ásványos összetétele, szövete és szerkezete*. Az eddigi feltárások alapján csak a barnavasérc jellemzését adhatjuk. Ásványai: *limonit* (goethit és lepidokrokit), *hematit*, *piroluzit*, *pszilomelán*, *malachit*, *barit*, *kvarc*, *kalcit*. Az ásványfajták kifejlődése a rudabányai ércel szemben új vonást nem tüntet fel.

A barnavasérc szövete, a helyben oxidált ércfajták túlsúlyával, fővonásaiban megegyezik a rudabányai érc leggyakoribb típusaival. Szerkezetére az ércetek ércépződés utáni rendkívül erős, tektonikus igénybevétele nyomott uralkodó bélyeget. Üledékes közetszerkezetnek alig találjuk nyomát s az összeforratlan repedezettség, morzsoltság tanúsítja, hogy az ércetek kihengerlődése, aprózódása a metasomatózis után következett be.

A metasomatózis eredeti környezetének meghatározására igen kevés adatunk van. Feltehetjük, hogy az a kampili márga, mely helyenként az érces vagy meddő alsó-anizusi dolomittömbök közé ékelődve az érc-kutató tárók feltárásaiban megfigyelhető, az ércetek eredeti környezetéhez tartozott. Az upponyi vasércben igen kevés barit van, a rudabányai baritos pátszegélyekhez hasonló szerepét és adottságait csak párhuzam alapján gyaníthatjuk, bizonyítására adatunk nincs.

A barnavasérc vegyi összetételének részletesebb tárgyalására teljes elemzések nem állnak rendelkezésünkre. A barnavasércnek a rudabányaihoz hasonló kifejlődése alapján nincs okunk, hogy vegyi alkotásában lényeges különbséget feltételezzünk. A kutatások különböző szakaszaiban készített részleges elemzések bizonyossága szerint Fe- és Mn-tartalma értékeiben és arányaiban jól megegyezik a rudabányaiával.

	Fe %	Mn %	Elemző
Zsinnye, 2. sz. kutatóárok	34,8	0,97	Ózdi Lab. 1942.
Zsinnye, 6. sz. kutatóárok	37,3	2,00	Ózdi Lab. 1942.
Zsinnye, 11. sz. kutatóárok	49,2	1,20	Ózdi Lab. 1942.
Zsinnye, 12. sz. kutatóárok	45,3	1,70	Ózdi Lab. 1942.
Zsinnye, 13. sz. kutatóárok	27,3	0,96	Ózdi Lab. 1942.
Zsinnye, külfejtés	40,82	3,48	CSAJÁGHY, 1949.
Zsinnye, külfejtés	36,73	1,99	NEMESNÉ, 1949.

Az upponyi vasércnyomok szerkezeti földtani megismerését elsősorban a község «Bánya» nevű részén telepített kutatófúrás (8. sz.) és kisebb hosszúságú kutatótárók tisztázták. A triász-anyagú barnavasérc-

testek burdigálai vörös agyag és konglomerátum képződménybe gyűrődtek (II. mell.) Az alsó-karbon összlet DK-i 40°-os hajlású sík mentén történt rátolódásának idejét ennek megfelelően mindenképpen a miocén középre kell tennünk.

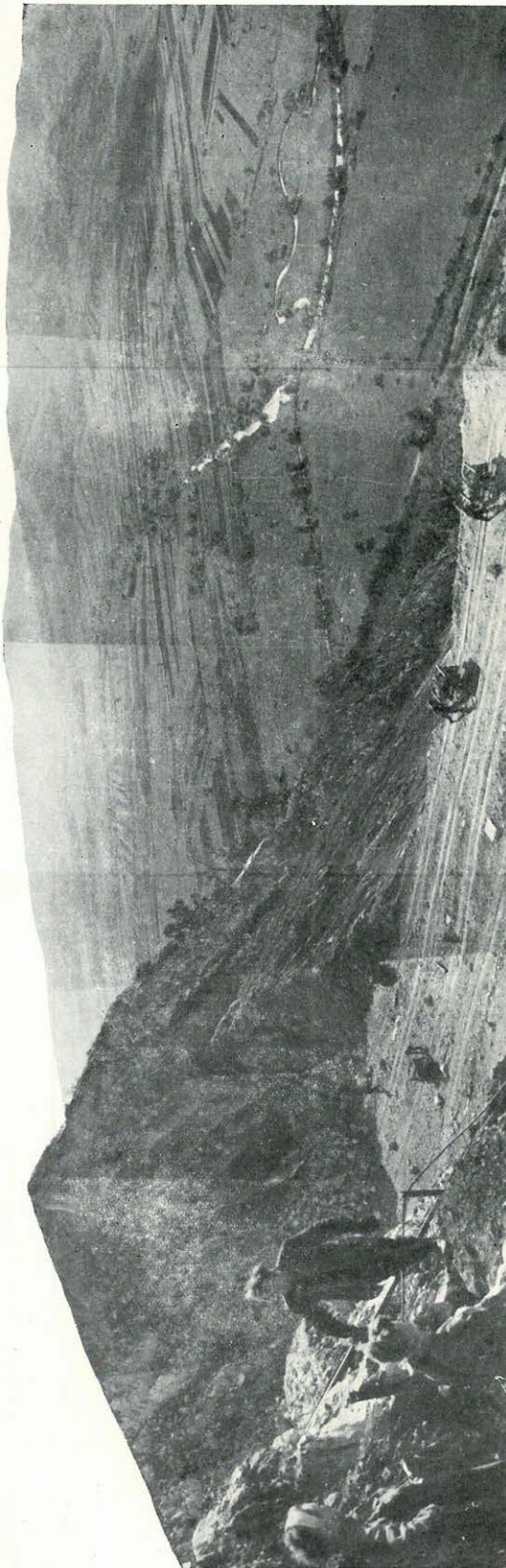
Hasonló szerkezeti földtani viszonyok olvashatók le a zsinnyetetői bányászati kutatás STOLL LÓRÁNT bányamérnök készítette 1946. évi földtani dokumentációjából. Itt a barnavasércetestek durvahomokos, aprókavicsos kifejlődésű burdigálai képződmény anyagába ágyazódtak. A barnavasérc-tömbök alig 200 m-es szakaszon egy soron rendeződtek egymás mellé, így az alávájásukra telepített kutatótárók csak a miocén tektonikus «fekü» képződményt tárták fel (XIII. mell.). A vasércnyomok csapásirányú folytatásában 1950-ben lemélyített kutatófúrások az érces képződmény hosszanti irányú kiterjedését nem igazolták.

Az Upponyi hegység szerkezetének nyomozása szolgáltatott adatokat arra vonatkozóan, hogy az alsó-karbon vonulatban többszöri, egymással ellentétes irányú hegységképző igénybevételek érvényesültek. Az alsó-karbon összlet DK-i peremén megfigyelhető nagyszabású rátolódás, pikkelyeződés szenon előtti korát a pikkelyes szerkezetre nyugodtan települő gozauai konglomerátum bizonyítja. Ez a régebbi (ausztriai) szerkezeti elrendeződés Rudabányán ércképződés előtti fő szerkezetkialakító szakasznak minősült. Az upponyi «Bánya» érctesteinek elrendeződésén a közvetlenül ható *miocén (stájer) rátolódás* olyan *túlnyomó erővel* érvényesült, hogy a korábbi szerkezet nyomait — ha a metasomatózis helyén és idején ilyenek megtalálhatók voltak — csaknem eltörölte. Mai szerkezeti elrendeződésükben tehát ezek az ércetestek csak a stájer mozgások «fiatalabb» szerkezetátalakító hatását tükrözik. A karbon összlet ÉNy-nak irányuló miocénkori feltolódása, amit a darnói vonal nagyszerkezeti keretébe állítva az egész vasércvonulatra kivetítettünk, itt figyelhető meg legjobban.

Az upponyi vasércnyomok eddigi megismerésünk alapján a stájer mozgások révén szakadtak ki eredeti összefüggésükből. A metasomatikus vasérctelep összefüggőbb tömegeit a fiatal rátolódás síkja mentén, esetleg az alsó-karbon összlet alatt, nagyobb mélységben várhatjuk. A sziderites metasomatózis e Rudabányától legtávolabb eső nyomai tehát földtanilag nemcsak a csapásirányú kutatást indokolják, hanem a rátolódás mentén, *idősebb képződmények alatt elrejtett érctelep lehetőségére* is rámutatnak.

D) Tornaszentandrás

A Rudabányai hegység legészakibb sarkán, az uppony-rudabányamartonyi vasércelőfordulásokat összekötő szerkezeti vonaltól távolabb, az előbbiektől eltérő típusú vasércfelhalmozódást találunk a Tornaszentandrás melletti Osztramoson (I. mell.). Bár itt nem a darnói vonalmenti sziderites metasomatózissal állunk szemben, az előfordulás rövid ismertetése a terület ércképző folyamatainak minden oldalról való megvilágítása céljából szükségesnek látszik.



64. ábra. A tornaszentendrési Osztramos mészkőbányájában feltárt homattal érhető el a felső-anizisi lömleges mészkő. Háttérben a Felső-Bódva medence.

Fig. 64. Calcaire massif anisien moyen et supérieur à réservoir de veines homattiques, ouvert dans la carrière du Osztramos à Tornaszentendrész. En arrière-plan, le Bassin supérieur de Bódva.

Bányaföldtani viszonyok. A Tornaszentandrás és Bódvarákó községek között emelkedő 380 m magas Osztramos főtömegében pados, kristályos szövetű, világos, középső-triász (wettersteini) mészkőből áll (XIV. mell.) A hegy ÉNy-i alja alsó-anizusi dolomit, mely ÉK-DNy-i csapású, meredek vető mentén érintkezik a mészkővel. A mészkő karsztosodott felszínét pleisztocén vörös agyag borítja s ez kitöltésként a mészkő hasadékaiba is mélyen bemosódott.

Az Osztramos mészkőtömegében a mészkő-dolomit határral párhuzamos tektonikus hasadékrendszer mentén, több egymásután következő szakaszban, különféle jellegű ércképző folyamatok zajlottak le s ezek terméke rövidebb életű vasércbányászat kialakulását tette lehetővé. A más-más eredetű érchozó oldatok elsődleges folyamatok révén a hasadékrendszer egyes részein hematitkiválást, máshol hajszálerek mentén sziderites helyettesítést eredményeztek. A főhasadékok mentén lejátszódó utólagos elváltozások mindkét ércfajtaból okkeres hasadékkitöltést hoztak létre (VENDEL, 1947, PANTÓ, 1948).

Az osztramosi hasadékok okkerkitöltése korán, bizonyára már a középkorban bányászatra ösztönzött. A könnyen kohósítható, jóminőségű vasércet a XVIII. században kisüzemben rendszeresen fejtették, s a termelést szakéren Kassa és Rozsnyó vidékére szállították. Az osztramosi okkerbánya 1834-ben felerészben kincstári tulajdonba került, ennek ércét ezentúl Diósgyőrbe szállították, felerésze magánkézen maradt és ércét Kassa mellett Mislockán dolgozták fel. A két bányarész meg-megszakadó kisüzemű művelését 1925-ben váltotta fel rendszeresebb feltárás és termelés, amikor a Diósgyőri Vasgyár az előfordulás egységes bányászatát indította meg (VENDEL, 1938). Ez a művelés egyenletes ütemben a készletek csaknem teljes kimerüléséig, 1950-ig, tartott. Ekkor a bánya kohászati mészkő tömegtermelésére tért át (64. ábra).

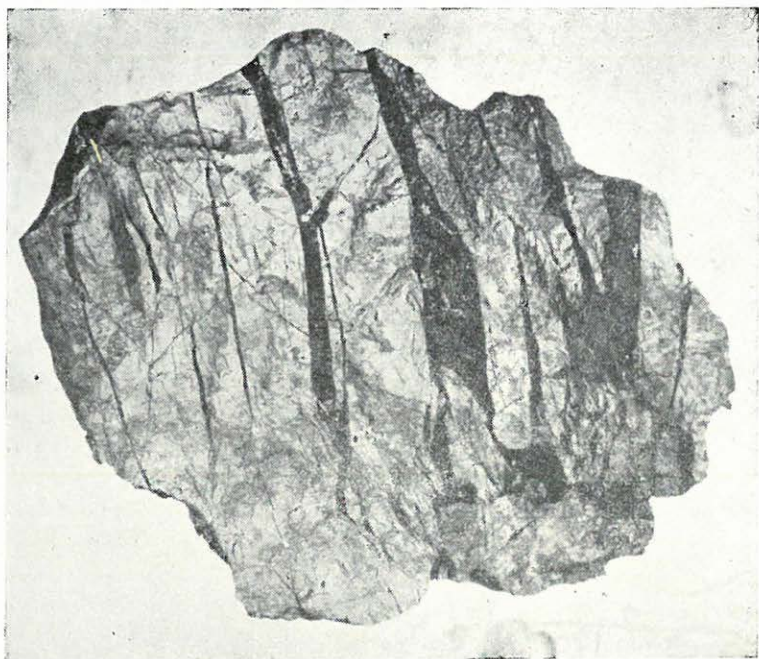
A másodlagos feldúsulási termékként jelentkező okker kutatása és bányászata mellett foglalkoznunk kell a hematit nagyobb tömegeinek felkutatására és hasznosítására irányuló, ugyancsak hosszú múltra visszatekintő kísérletekkel. A sort WOLF H. (1869) nyitja meg, aki magánmegbízásból részletes földtani vizsgálatot végzett az Osztramos környékén, hogy a hematitnyomok jelentősebb felhalmozódására adatokat gyűjtsön. A hematitnyomokat az Osztramos D-i lábánál megjelenő, általa paleozóinak tartott, szeizi agyagpala és homokkő összletből származtatta és kutatását a Vaskövölgy eredőágainak találkozásánál javasolta.

Az Osztramos környékén megjelenő hematitnyomok ismételt kutatásra ösztönöztek. 1924—25, 1930 és 1938-ban az osztramosi okkeres vasércet felhasználó Diósgyőri Vasgyár mágneses geofizikai méréseket kezdeményezett a bányaművelés során figyelemreméltó mennyiségben jelentkező hematit elrejtett tömegeinek szélesebbkörű nyomozására (PEKÁR, 1924, FEKETE, 1936—38, HAÁZ, 1938). A mérések az Osztramos vonulatában felszín alatti vasércelőfordulásra utaló anomáliát nem mutattak ki, hatalmas kiugró értékek jelentkeztek azonban a Felső-Bódva-medence pannóniai-pleisztocén feltöltésén. Az anomáliák pontosabb kiértékelésére telepített elektromos mérések nem jártak sikerrel (SCHMID 1938).

1949-ben került csak sor a hematitnyomok kérdésének megoldására irányuló újabb vasérckutatósi kezdeményezéssel kapcsolatban a Bódvarákó község DNy-i szélénél kimutatott mágneses maximum megfúrására (Bódvarákó 1. sz. fúrás). A fúrás elsőként tárta fel a bódvavölgyi nátrongabbrró jelentősebb tömegét (PANTÓ-FÖLDVÁRINÉ, 1950).

A bódvavölgyi mágneses maximumok sorozatos felfurása a Komjáti 1., Szögliget 1., 2. és Perkupa 1., 2. sz. fúrásokkal azt igazolta, hogy a terület kiugró mágneses értékeit mindenhol bázisos eruptív tömegek okozzák. A fúrások a gabbróbenyomulás mellékkőzetét sehol sem érték el és ércfelhalmozódásra sem bukkantak. A hematitkutatások kérdése ilymódon a fúrások révén végleges megoldást nem nyert.

Ércfeldtani viszonyok. Az Osztramos vasércelőfordulásai a hegy ÉNy-i lejtőjén futó ÉK-DNy-i, nagyjából párhuzamos hasadékrendszer mentén jelentkeznek. A hosszanti fő hasadékokból hegyes szögben válnak ki hálózatos összeköttetést létesítő mellékágak, melyek a határos mészkő tömeget helyenként egészen finom és sűrű repedéshálózattal járják át. A hasadékrendszer egy részén hematitkitöltésű érhálózatot találunk, mely néhol a kőzet egyenletes átitatásába megy át.



65. ábra. Tömeges középső-, felső-anizusi mészkő párhuzamos, oxidált sziderit érhálózattal. — Osztramos. Term. nagys. 1/5-e. (Dömök T. felv.)

Fig. 65. Calcaire massif anisien moyen et supérieur, à réseaux de veines parallèles de sidérite oxydée. — Osztramos. 1/5 de la grandeur naturelle. (Photo T. Dömök.)

Az osztramosi *hematit*, eddigi ismereteink szerint, szabálytalan érkítöltés, melynek tömegei — 0,5-1,00 m maximális vastagságuk folytán — nagyságra érceteknek nem nevezhetők. Az eddigi általános jellegű vizsgálatokból még az sem állapítható meg, hogy a hematitos hasadékkitöltések milyen irányú és milyen szakaszú szerkezeti igénybevételekből származnak. Tektonikailag különösen igénybevett, töredezett szakaszokon a hematitosodás mindenestre nagyobb vastagságú.

Nem nyújt érceteknek nevezhető tömegeket az elsődleges *szideritkiválás* sem. A sziderit a hematitnál is finomabb érhálózat élesen elhatárolódó kitöltéseként jelenik meg (65. ábra), anyaga a mészkő tömegébe nem hatol be. Legjelentősebb szideritfelhalmozódást a bányaművelés fő hasadéka mentén találunk, ahol a sziderit a mészkő tömegének negyed-

részét is eléri. A szideritkitöltések kíséretében néhol nyomokban vas-csillámkiválás jelenik meg.

Az osztramosi bányaművelés az előzőleg hematittal és sziderittel áthálózott mészkőben a fő hasadékirányok mentén kialakult üregrendszer *kérges-okkeres limonitkitöltésére* irányult. Ez a másodlagos folyamatok révén feldúsult ércanyag a 400 m hosszú, 100 m magas, a mélység felé 15 m-ről 1,5 m-re egyenletesen szűkülő hasadérendszer nagyrészt szabálytalanul töltötte ki. Helyenként jelentősebb utólagos átítatás révén a hasadék mészkőfala is barnavasércnek (ankeritnek) minősült, más-hol a hasadékjáratok elszűkülése vagy kalcitos (cseppköves) kitöltése folytán megszakadt az érctest folytonossága (VENDEL, 1947, PANTÓ, 1948).

A főhasadék kibúvásán a XVIII—XIX. században külszíni művelés települt. 1925—1950. között az előfordulás rendszeres művelése 6 szinten, tárókból kiinduló földalatti fejtéssel (főtepászta) történt. A művelés során kitermelt hasadékkitöltés és hasadékfal helyére tömedék került, így az üregrendszer legnagyobb része a közvetlen megfigyelés számára hozzáférhetetlen. Az egykori kibúvások falain, és az efölött kialakított mészkőbánya feltárásaiban gyűjthetők össze a legértékesebb adatok a hasadérendszer kialakulására és kifejlődésére vonatkozóan.

A mészkőbányászat az okkeres barnavasércet tartalmazó üregrendszerrel párhuzamos, összetett hasadékot tárt fel (XIV. mell.). Ennek falait elsődleges érckiválások (hematit, limonit) nem hálózták át, rajtuk vastag, durvakristályos kalcitbekéregzés látható. A hasadék, melynek eddig csak az egykori vasércbánya művelési szintjei fölött vannak feltárásai, 5—20 m között változó vastagságú. Kitöltése az Osztramos csúcsánál pleisztocén vörös agyag, mely a benne talált csiga- és gerinces maradványok szerint a *mindeli*-szakaszban keletkezhetett. Lefelé a hasadékkitöltés időszakos sávós szalagosságot mutató sárga agyag- és homokkitöltésbe megy át. A negyedkori hasadékkitöltésben mészkőgörgetegen kívül tömör hematit tömbjei, kavicsai kerültek elő, melyek az Osztramos elsődleges hematitfelhalmozódásban gazdagabb, lepusztult felső szakaszáról származhatnak.

A vasérc ásványos összetétele, szövete és szerkezete. A tornaszentandrásí érces képződmény ásványai: *hematit, sziderit, limonit, kalcit, klorit* (KOCH—GRASSELLY—DONÁTH, 1950). Az elsődleges vasérc kiválásként megjelenő hematit többnyire tömeges, finomkristályos szövetű, a mészkővel kizsoritási formákkal érintkezik. Fel nem emésztett mészkőzárványok is gyakoriak benne. Összefüggő hematittömegek repedései mentén utólagos átkristályosodás révén rostos-leveles szerkezetű kristályos hematitkitöltés alakult ki. A hematit csúszási lapjain vékony kloritbevonat gyakori.

A sziderit általában durvakristályos-pátos szövetű. A kristályok szemnagysága a sziderit-érkitöltés vastagságával arányos. A sziderit a bánya hozzáférhető feltárásaiban, a pátos szerkezet megtartásával, többnyire átoxidálódott. Finom behintés vagy bevonat alakjában jelenik meg benne néhol a vascsillám. A sziderit a mészkő felé élesen határolódik el. Finom-

eloszlású vasas átítatást csak az oxidáció révén keletkező limonit okoz a mészkövön.

A hasadékkitöltő limonit sejtes-kérges lepidokrokrit-vázával és laza okkeres kitöltésével a rudabányai áthalmazott barnavasércfajtákhoz igen hasonló szöveti és szerkezeti képet nyújt. A laza limonitkiválást utólagos finom- vagy durvakristályos kalcitátítás szilárdítja meg. A limonit másodlagos áthalmazásai során a mészkő átítatásával és részleges kiszorításával is teret nyert.

A vasérces képződmény vegyi alkata. A tornaszentandrásai válogatottan tiszta hematitkiválás vegyi összetételét GRASSELLY GY. — DONÁTH É. alábbi elemzése tünteti fel:

SiO ₂	1,20%	MgO	nyom
Al ₂ O ₃	0,79%	CaO	0,97%
Fe ₂ O ₃	95,98%	P ₂ O ₅	0,03%
FeO	0,43%	CO ₂	0,74%
MnO	nyom		
		Összesen:	100,14%

Az osztamosi hasadékkitöltés limonitos ércére vonatkozóan GRASSELLY GY. — DONÁTH É. válogatott tiszta darabon végzett teljes elemzésének eredményét közöljük:

SiO ₂	1,14%	P ₂ O ₅	nyom
Al ₂ O ₃	7,89%	H ₂ O ⁻	1,46%
Fe ₂ O ₃	75,19%	H ₂ O ⁺ + CO ₂	13,90%
FeO	0,03%		
CaO	0,55%	Összesen:	100,16%

A fejtésre került barnavasérc nagyobb tömegének összetételét a termelési átlagelemzések középértékei jellemzik: Fe: 28,71%, Mn: 0,37%, SiO₂: 5,73%.

A tornaszentandrásai vasérc vegyi alkat tekintetében lényegesen különbözik sziderites-metaszomatikus vasérctelepeink anyagától. Eltérését legszembetűnőbben a Mn alárendelt mennyisége, a Cu, Ba és S csaknem teljes hiánya tünteti fel. A Mg hiánya a mellékkőzet tiszta mészkőjellegeből fakad.

* * *

A tornaszentandrásai vasércelőfordulás szerkezeti földtani viszonyai az elérhető feltárások és régi bányadokumentáció alapján részletes vizsgálatra szorulnak. Gondos, az ásványkitöltések fajtáit is figyelembevevő szerkezeti elemzéstől az érceloszlás törvényszerűségeinek alaposabb megismerését várhatjuk.

Az elsődleges érc kiválás fajtái közül a *hematitot* tekintjük *korábbi*, nagyobb hőmérsékletű képződésnek, a *szideritet* *későbbi*, kisebb hőmérsékletűnek. Az elsődleges ércesedés két szakaszra bontását az ásványképződés feltételeinek különbözősége indokolja. Sziderit és hematit együttes fellépése folytán azonban nem látszik indokoltnak, hogy a két szakasz között

éles, mélyreható határt vonjunk, vagy különböző eredetűnek tartjuk. Az oxidos és karbonátos elsődleges vasérckiválást nem nevezhetjük metasomatikus ércesedésnek, bár a mézskőanyag helyenkénti kiszorítása bizonyos fokú helyettesítésről tanúskodik (VENDEL, 1947). Kétségtelen, hogy a hasadékrendszerrel átjárt, mégis tömör mézskőben az érckiválás lényegesen különböző környezethatások között zajlott le, mint a felmorzsolts alsó-anizusi dolomitban. Az érces képződmény elemtársaságának élesen elütő volta mégis arra utal, hogy eredete a metasomatikus vasérctelepektől független folyamatokban keresendő.

Az ércesedés eltérő jellegét és okát a metasomatikus érctelepektől lényegesen különböző földtani környezet is indokolja. A Bódvavölgy vonala is fontos szerkezeti irányt jelöl, melynek mentén a perkupai feltárások adatai szerint nagyarányú rátolódásos elmozdulások történtek. E szerkezet kialakulásának idejét azonban a mozgási övben fellépő alpi iniciális magmaműködés ofiolitos gabbrótermékei a kréta végére rögzítik. Az ennek során végbemenő ércképző folyamatokat tehát tetemes időkülönbség választja el a darnói vonal harmadkori hidrotermális folyamataitól. A tornaszentandrás elsődleges érckiválás gabbrómagma exhalációs-hidrotermális tevékenységéből származó voltát szlovákiai analógiák (Barka, Lice) is igazolják (ANDRUSOV—KVĚTOŇ, 1951).

Az utólagosan leszálló és feltörő oldatok együttes oldó, átalakító hatására bekövetkezett vasércdúsulás időszakának közelebbi megállapítására kevés adatunk van. Kétségtelen, hogy a folyamatok a mindeli eljegesedés előtt már befejeződtek.

VI. FEJLŐDÉSTÖRTÉNET

A Rudabányai vasércvonulat triász képződményeinek rendkívül zavart szerkezete nem teszi lehetővé, hogy a triász üledékgyűjtő helyzetét, kiterjedését ösföldrajzilag körvonalazzuk. A vonulat triász üledékei minden bizonnyal a Gömör-Tornai Karszttal összefüggő, nagy medencében halmozódtak fel. Ennek a hatalmas triász összletnek a képződési helyét nincs okunk egészében valamerre távolabb a területen kívül keresni. Viszonylag nyugodt, nagyvonalú szerkezeti formái jelentős mértékű, de egységes megtorlódásról tanúskodnak (BALOGH, 1948, 1952/b; BALOGH—PANTÓ, 1953).

A Gömör-Tornai Karszt peremein (főként ÉNy-on és DK-en) rész-
tömegek rátorlódása számos helyen megfigyelhető, azonban a teljes összlet együttes áttorlódása (ANDRUSOV, 1938) nem látszik földtanilag igazolhatónak. A Rudabányai hegység — illetve eltakart összeköttetéssel a Rudabányai vasércvonulat — triász képződményei ösföldrajzilag szervesen csatlakoznak a Gömör-Tornai Karszthoz. Bennük tulajdonképpen a nagy összefüggő É-i triász-tenger DK-i szakaszának jóval erőteljesebb hegység-szerkezeti igénybevételek hatására felpikkelyeződött, összetorlódott üledéktömeget látjuk.

A Rudabányai vasércvonulat, melynek mentén kiterjedtebb, összefüggő triász rétegsor jó feltárásban sehosem tanulmányozható, szélesebb-körű ösföldrajzi vagy üledékföldtani kiértékelésre aligha alkalmas. A csatlakozó hegység-rész zavart szerkezete és rossz természetes feltárása is legfeljebb mozaikszerű részletmegfigyeléseket tesz lehetővé. Az ezek alapján megrajzolt üledékföldtani kép, bár az északalpi triász üledékképződés általános kereteibe jól beilleszthető, sok egyéni vonást is mutat. A Gömör-Tornai Karszt kifejlődésével ezek a bélyegek nem mindenben egyeznek meg. Az alsó- középső-triász átmenet állandóságukról és kiegyensúlyozottságukról ismert karbonátos tengeri üledékeinek kivételével a rétegsort nagyfokú változékonyság és tagoltság jellemzi. A Rudabányai hegység szeizi, de különösen a ladini emelet üledékein tapasztalható a kifejlődések rendkívüli változatossága, egymásbafogazódó vízszintes átmenete. E fáciesek némelyike — eddigi megismeréseink szerint — uralkodólag csak a Rudabányai hegységben fejlődött ki, azonban éppen a jól megfigyelhető fáciesátmenetek tanúskodnak a változatos kifejlődések képződési egységéről. Kiragadott fáciesek szembeállítására tehát nem fogadható el szomszédos képződmények szerkezeti különállásának és elszakított képződésének bizonyítékául (ANDRUSOV, 1938).

Mindezzel csak azt kívánjuk kifejezésre juttatni, hogy a Rudabányai vasércvonulat triász üledékeinek képződési helyét *nagyjából* a vonulat mai lefutása mentén jelöljük ki. Távolról sem áll szándékunkban a képződményhatárokat ösföldrajzi határokként feltüntetni. A vonulat rendkívül zavart szerkezetét, összefüggő rétegsorok hiányát, rétegismétlődések gyakoriságát eléggé kiemeltük ahhoz, hogy a képződmények elhelyezkedésében eredeti települési viszonyokat ne kereshessünk. A rendkívül zavart szerkezetet kialakító elmozdulásokban mégsem látunk messze országreszeken át történő hegységmozgatást, hanem ezek több szakaszban lejátszódó átrendezéseinek hatótávolságát a vonulat 10 km széles övén belül jelöljük ki.

A legelső szeizi — esetleg tengeri permi mészkőképződéshez kapcsolódó — rövidebb szakaszú, túlnyomórészt *vegyi* (mészkő, dolomit, evaporit) üledékfelhalmozódás fokozatos átmenettel a szeizi emelet derekán közepes és *finom törmelék* egyenletes felhalmozódásában állandósul. Az emelet felső határát elmosó kis- és nagyszakaszú ingadozással, lassú fokozatossággal a legfinomabb törmelék (agyag, agyagmárga), majd *vegyi* üledék (márga, mészkő, dolomit) jut a kampili emeletben uralomra. A lemezes kampili mészkőben fokozatosan túlsúlyra jutó *dolomitanyag* az anizusi emelet alsó részében egyenletes folytonossággal vezeti be a sűrű dolomit képződését. Az alsó-anizusi dolomitot a középső- és felső-anizusi cukorszövetű dolomittal, az azt helyettesítő alsó-anizusi mészkőfáciest a középső- és felső-anizusi wettersteini *mészkővel* ugyancsak fokozatok kötik össze. Az anizusi emelet nagytömegű, nagyjából egyenletes karbonátos üledékfelhalmozódását a ladini emeletben felismerhető uralkodó törvényszerűség nélkül finomszakaszosan váltakozó, rendkívül sokszínű, *kiegyensúlyozatlan* vegyi (mészkő, szarukő) és törmelékes (márga, agyagpala, homokkő) üledékképződés váltja fel. Eddigi ismereteink szerint a Rudabányai vasércvonulat mentén a triász rétegsorozat ezzel lezárul.

A triász képződményösszletet érő legelső hegységképző igénybevételt a *kimmériai* mozgások szakaszára tehetjük. Erről a triászvégi-júrabeli legősibb szerkezetről és annak kialakulásáról üledékhiány folytán szerkezeti vizsgálódásaink jelenlegi állásán határozott adatunk nincs. (Reich 1952) Egyedül a Szalonna környéki kvarcporfir nyújt alapot arra, hogy a kimmériai hegységképződési szakasz hatásával feltételeesen a Rudabányai hegységben is számoljunk.

A Rudabányai vasércvonulat felépítésének uralkodó jellegét megadó és hatásaiban részletesebben tanulmányozott szerkezeti igénybevételek mind az alpi-kárpáti hegységképződéshez kapcsolódnak. A legelső, a vonulat szerkezeti fejlődésében a legnagyobbarányú, mélyreható átmozgatást okozó, jelentős alpi szerkezetalakulást az *ausztriai szakasz* hegységképző folyamatainak tulajdonítjuk. Ennek során alakult ki az az alapvető, *DK-nek irányuló, torlódásos, pikkelyes szerkezet*, mely a vonulat szerkezeti tagolódásán, nagyformáin megfigyelhető (XI. mell. 2.). Ez a szerkezeti elrendeződés az idősebb rátolódás csapásának eltérése folytán (I. mell.) nem közvetlenül a darnói vonal mentén érvényesült. Hatalmas méretű

rátolódásokat eredményezett ofiolit intruziók kíséretében a darnói vonal mögött a Felsőbódva-völgy vonalában, (Perkupa-Komjáti) s előterében is (Nekézseny). A vasércképződés szempontjából az ausztriai hegységképző szakasz jelentőségét — a gabbróintruziókkal közvetlenül kapcsolatos hematit-sziderit érhálózatok képződésén (Tornaszentandrás) kívül — a Rudabányai vasércvonulat alsó- és középső-triász képződményeinek nagyarányú felpikkelyezésében, a hatalmas, «fedőpikkelyek» alá csípődött, apróbb dolomitpikkelyek kőzetanyagának felmorzsolásában s ily módon metasomatózisra előkészítésében látjuk (XI. mell. 2).

Az ausztriai torlódásos szerkezet «rögpikkelyes» jellegét (nem pontosan egyező dőlésű pikkelyszerkezet, igen erős zúzódásos alakváltozás) a vonulat triász összetételének lefedetlensége magyarázza. A ladinii emelettől az alsó-miocénig összefüggő üledékképződésről a vonulat mentén semmi adatunk nincs, így a felső-kréta hegységképződés idején a triász vonulatot felszínre lépőnek vagy csekély vastagságú szárazföldi képződménnyel letakartnak véljük.

Jelentősebb elborítással a területen az óharmadkor folyamán sem számolhatunk. Az apró foltokban, tektonikusan beékelődve megjelenő eocén-oligocén képződmények nem nyújtanak támpontot arra, hogy ezen üledékek jelentősebb kiterjedésével számoljunk. Az alpi hegységképződés későbbi szakaszai tehát az ausztriaiszerkezeti átrendeződés révén mélyebben tagolt, így a lepusztítás számára könnyebben hozzáférhető triász alaphegységet többnyire ezek áthalmazott, saját üledékanyagával fedetten érték.

Az alsó-anizusi dolomitpikkelyek sziderites metasomatózisa — feltehetően a larámi hegységképző szakasz után — hasonló térszíni viszonyok között játszódott le (XI. mell. 3.). A metasomatózis optimális mélység-övének megfelelően az érces helyettesítés többnyire nem az ausztriai pikkelyeződés legfelső, felszínig érő, hatalmas, összefüggő dolomittábláin érvényesült, hanem az ez alá gyúrt, kampili márga közbekenődéssel lefojtott *alsóbb pikkelysoron*. A kampili márgaburoknak a dolomittek teljesebb ércesedése szempontjából is fontos szerepe volt.

A felszínig hatoló hidrotermális hatásra, viszonylag kis mélységben kialakult metasomatikus sziderittekeken részben az ércképződés utóhatásaként feltörő meleg-langyosvízű oldatok, részben a leszálló csapadékvíz hatására utólagos átalakulások változatos sora érvényesült. Ezek eredményei a másodlagos folyamatok révén feldúsult vastartalmú, közvetlen kohászati felhasználásra alkalmas limonitos és szferosziderites ércfajták.

Az ércetek felszínéhez közelebb eső, vagy az átalakító hatások számára könnyebben átjárható részeinek utólagos átalakulásaival karöltve — a miocén folyamán — az érctelep anyagának lepusztulása és részleges áthalmazása révén változó vastagságú «ércfelszíni» üledéktakaró halmozódott fel az érces triász képződmény élesen tagolt, mélyen karsztosodott felszínén (XI. mell. 4.). E változások során az érces képződmény jelentős torlódásos igénybevétel alá nem került, az alpi hegységképződés

közbülső szakaszainak (pireneusi, helvétii, szávai) hatása főként *vetődések* kialakulásában jut kifejezésre (XI. mell. 4.).

A felszíni hatásokra már jelentős részben elváltozott érctelep és az említett miocén ércfelszíni üledékek késői, igen számottevő szerkezeti átrendezését a *stájer* hegységképződésnek tulajdonítjuk. E szakasz során, ugyancsak jelentősebb üledéktakaró nélkül DK felől igen heves torlódásos igénybevétel érvényesült (FÖLDVÁRI, 1942), mely a Szendrő—Upponyi karbonvonalat ÉNy-i, a Rudabányai vasércvonalat triász tömegeinek ütköző aktív mozgásából adódott (XI. mell. 5). Ez a korábban kialakult, felpikkelyeződéssel éppen *ellentétes irányban érvényesülő leghevesebb erőhatás* a karbon-triász ütközés vonalában, vagyis a *darnói vonal közvetlen közelében váltódott ki*, a hegység távolabb eső részein azonban eddig még kevésbé volt kimutatható.

Metaszomatikus vasérctelepeink (Rudabánya, Martonyi, Uppony) éppen a stájer szerkezeti torlódás közvetlen érvényesülésének övébe esnek, ezért itt a késői hegység szerkezeti igénybevétel az ércetek *ellenkező irányú átrendezéséhez*, sok helyen pedig szélsőséges felaprózódásához vezetett. Az érctelep feltárásaiban ez az ÉNy-i irányú felpikkelyeződés jut legfeltűnőbbben kifejezésre és nagyrészt elfedi a korábbi szerkezeti formákat.

A stájer szerkezeti átrendeződés az érctelep felszíni átalakulását és lepusztulását nagymértékben elősegítette. E folyamatok az érctelep oxidációját meggyorsították és a rendkívül tagolt, egyenetlen alaphegységfelszínen a változatos kifejlődésű «ércfelszíni» üledékek további jelentős tömegeinek képződését tették lehetővé.

A vasérces képződmények ily módon kialakult, mélyedésekkel-kiemelkedésekkel tarkított felszínén — a borsodi barnakőszénmedence alsó- és középső-miocén peremi üledékeinek leszámításával — csak a felső-pannonban indult meg az egységes üledékképződés (XI. mell. 6.). A jelentős vastagságú fás barnakőszén-csíkos homok és agyag rétegsor alaprétegét az érctelep lepusztulásából származó szferosziderites konkréciós pad mutatja. Ezt a képződményt számottevő hegység szerkezeti igénybevétel már nem érte.

A vasércvonalat legfiatalabb képződménye a vasércgörgöteget tartalmazó pleisztocén (mindeli) vörös agyag.

VII. ÖSSZEFOGLALÁS

Széleskörű szerkezeti földtani vizsgálat alapján megállapítható volt, hogy az a torlódásos jellegű szerkezeti öv, melynek 58 km-es szakaszán az uppony—rudabánya—martonyi metasomatikus vasérctelepek felsorakoznak, az ÉK-i országrész legfontosabb hegység szerkezeti eleme. DNy-on a darnói vonalba, ÉK-en a Szepes-Gömöri Érchegység szerkezeti elemeibe torkollik. A szerkezeti övben az alsó- és középső-triász képződmények szabálytalanul egymásra pikkelyeződtek s az ezzel kapcsolatos szerkezeti előkészítés révén (alsó-anizusi dolomit felmorzsolódása, képlékeny, vízzáró kampili márgaképződménybe gyűrődása) metasomatózisra alkalmassá váltak.

Az epitermális metasomatózis túlnyomórészt az alsó-anizusi dolomit anyagából elsődleges termékként sziderites pátvasércet alakított ki. A metasomatózist előidéző termák a rátolódási pályák mentén törtek fel és a repedékes dolomittestekben való megrekedésüket — ami a metasomatózis teljesebb lefolyásához szükséges volt — a kampili márgaburok idézte elő. A dolomitpikkelyek egészére kiterjedő, vagyis a tektonikus dolomit-márga érintkezésekre ütköző metasomatózis esetén a pátvasércet szélén ritmikus barit-szideritkiválásokból álló *szegély* alakult ki, mely a metasomatózis késői kiválású, ritkább ásványainak gyűjtőhelye.

A metasomatózis utóhatásaként feltörő termák és a felszíni csapadék-víz együttes hatására az elsődleges érc felszínközeli része egész tömegében átalakult. A fémtartalom jelentős feldúsulásával járó folyamatok másodlagos ércként oxidáló környezetben limonitos (hematitos) *barnavasércet*, redukáló környezetben *szferosziderites ércet* szolgáltattak.

Viszonylag jelentéktelen mennyiségű vasércfelhalmozódást találunk a *szeizi* rétegsorban (Alsó-Deákbánya), mely részben üledékes (sziderit), részben metasomatikus (hematit) eredetű.

Az ércfajták ásványos összetételének, szövetének és szerkezetének beható vizsgálata részleteiben tisztázta a *metasomatikus helyettesítés előfeltételeit és lefolyásának módját* (mellékkőzet fizikai és kémiai hatásai), valamint a keletkezett elsődleges ércfajták *átalakulásainak irányát*, megindulásának és teljességre jutásának körülményeit. Az átalakulások ásványokra, illetve elemekre lebontott törzsfái a IX. mellékleten láthatók.

Az érces képződményből 54 db új teljes elemzés és 39 db nyomelemvizsgálat készült, melyek az ércanyag jellegzetes fajtáinak teljesebb kémiai megismeréséhez vezettek. A főbb ércfajták uralkodó nyomelem-társasággal jellemezhetők.

A vasérces képződmény szerkezeti földtani elemzése a pátvasérc-testek szegélyeinek gondos megfigyeléséből indult ki. A baritos szegélyek az eredeti dolomitpikkelyek metaszomatózis előtti márgaérintkezésén alakultak ki, tehát eredeti elhelyezkedésük *ércképződés előtti szerkezeti irányokat* jelöl. Az ércszegélyek eldarabolódását előidéző mozgási szakaszok előbb *haránt- és hosszanti vetőket*, majd közel *vízszintes eltolódásokat*, végül *újabb pikkelyeződést* eredményeztek. A Rudabányai vasércvonalat pikkelyes szerkezetének kétoldalasságát a két fő rátolódási szakasz ellentétes irányú szerkezetformáló hatása alakította ki. Az ércképződés előtti — *ausztriai* — felpikkelyeződés DK felé irányult, ÉNy-i dőlésű pikkelyeket hozott létre. Az őspikkelyeket ércképződés, vetők és eltolódások okozta darabolódás után a *stájer* szakaszban ÉNy felé irányuló erőhatás ellentétes irányú felpikkelyeződéssel rendezte át.

A martonyi és upponyi vasércelőfordulások összehasonlító vizsgálata kielégítő bizonyítékot szolgáltatott arra vonatkozólag, hogy a darnói vonal mentén — részben elfedetten — azonos szerkezeti helyzetben és *megegyező ércképződési feltételek között* rudabányai típusú metaszomatózis távolabb is fellépett.

A tornászentandrás Osztramos elsődleges (hematit-sziderit) és másodlagos (limonit) érce idősebb rátolódási vonal mentén *ofiolitos* bázisos *intruzívum hatására kialakult vasfelhalmozódás*.

PRÉFACE

Il y a deux circonstances qui rendent actuelle et nécessaire la synthèse de nos connaissances actuelles sur la géologie de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya—Uppony, et surtout sur le gisement métallifère de Rudabánya qui est le noyau de celle-là. D'une part les investigations géologiques minières détaillées des dernières années ont fourni une accumulation de nouvelles données qui nous nécessiteront d'établir un système et de retracer de nouveau l'image géologique; d'autre part c'était une publication richement illustrée qui nous a semblé également la plus convenable pour l'investigation de grande envergure et *des connexions* plus larges *du cadre structural encaissant*, et *des analogies des procès métallogéniques* dont les conditions furent formulées un peu plus exactement.

Nous savons bien que notre synthèse s'est fondée sur des observations non convenablement mûries et sur des données anciennes des ouvertures qui ne furent pas notées d'une manière compétente, par conséquent il est possible que les examens ultérieurs modifieront les détails de cette synthèse. Nous sommes loin de prétendre que l'examen des matériaux, accomplis jusqu'à présent, soit complet, mais ce sont justement ces examens qui indiquent qu'il faut encore employer de nouvelles méthodes (analyse microtectonique, examens de pétrologie structurale, roentgenographie, roentgenométrie, microscopie électronique) pour résoudre plus complètement les questions qui se sont soulevées. Tout de même, nous espérons que notre synthèse et notre évaluation — que nous avons établies chemin faisant — faciliteront dans une certaine mesure les examens complexes ultérieurs, et les rendront plus efficaces.

CONSTITUTION GÉOLOGIQUE DE LA CHAÎNE DE MINÉRAI DE FER DE RUDABÁNYA*

Par G. PANTÓ

I. Situation et connexions géologiques de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya.	497
II. Conditions stratigraphiques.	500
III. Formations éruptives.	525
IV. Constitution de l'ensemble à minerai.	533
A) Rudabánya.	533
1°. Géologie du gisement de fer.	533
2°. Composition minéralogique, texture et structure du minerai de fer.	538
3°. Constitution chimique de la formation à minerai de fer.	571
4°. Traits tectoniques de la formation à minerai de fer.	579
5°. L'âge, le mode et le déroulement de la métallogénie.	587
B) Martonyi.	599
C) Uppony.	600
D) Tornaszentandrás.	602
V. Évolution géologique.	605
VI. Résumé.	610

* Tèse présentée pour obtenir le grade de docteur ès sciences géologiques et minéralogiques, soutenue à la discussion publique du Comité de Qualification Scientifique le 16. février.

Liste des figures

Fig. 1. Diagrammes DTA des sédiments argileux et marneux	347
Fig. 2. Marne et grès sésiens à raies d'hydroxyde de fer	348
Fig. 3. Diagrammes DTA des sédiments chimiques carbonatés	349
Fig. 4. Ensemble de marne argileuse campilienne à raies rouges, avec une écaille de minerai à limonite	351
Fig. 5. Marne argileuse campilienne plissotée, entre des écailles de dolomie anisienne inférieure	350
Fig. 6. Marne argileuse campilienne plissotée, écaillée	352
Fig. 7. Ensemble de marne campilienne et calcaire lamellaire	353
Fig. 8. Dolomie de Guttenstein fracturée	355
Fig. 9. Dolomie de Guttenstein broyée	356
Fig. 10. Argile brune miocène, à noeuds de sphérosidérite	366
Fig. 11. Argile rouge miocène à taches grises	367
Fig. 12. Série pannonicienne supérieure d'argile et sable à raies de houille brune	369
Fig. 13. Sable pannonicien supérieur à stratification oblique	369
Fig. 14. Ensemble à sable et argile pannoniciens supérieurs	370
Fig. 15. Vue de l'exploitation à ciel ouvert Andrassy I, en 1910	382
Fig. 16. Interprétation géologique de la fig. 15	383
Fig. 17. Vue de la fig. 15, en 1955	384
Fig. 18. Vue des exploitations à ciel ouvert Andrassy II. et I.	384
Fig. 19. Écailles de dolomie anisienne inférieure, en partie minéralisée, pétrées dans la marne campilienne	387
Fig. 20. Écailles plates de minerai limonitique de l'exploitation à ciel ouvert Andrassy I.	388
Fig. 21. Masses de dolomie métallifère et stérile, écaillées les unes sur les autres, en intercalant la marne campilienne	389
Fig. 22. Diagrammes DTA des sortes de minerai à sidérite	393
Fig. 23. Bordure barytifère entraînée	394
Fig. 24. Minerai sidéritique à raies des baryte suivant les couches	398
Fig. 25. Veines de baryte, suivant les couches, en minerai à limonite	399
Fig. 26. Échantillon de bordure sidéritique rayé	400
Fig. 27. Bordure entraînée de minerai	401
Fig. 28. Diagrammes DTA des sortes du minerai à limonite	403
Fig. 29. Diagrammes de poudre roentgenométriques des sortes de minerai de fer oxydique	405
Fig. 30. Surface karstifiée de minerai	410
Fig. 31. Fissures thermales en minerai limonitique et en dolomie	412
Fig. 32. Dolomie anisienne inférieure karstifiée	412
Fig. 33. Diagrammes DTA des sortes de minerai à sphérosidérite	415

Fig. 34. Bordure de sphérosidérite à baryte effrité	416
Fig. 35. Ouverture de minerai de fer sédimentaire métasomatique séisien ...	425
Fig. 36. Composition chimique des sortes de minerai sidéritique	429
Fig. 37. Composition chimique des bordures de minerai	432
Fig. 38. Composition chimique des sortes de minerai limonitique	437
Fig. 39. Composition chimique des sortes de minerai sphérosidéritique	441
Fig. 40. Projections des sortes de minerai de fer, dans le diagramme triangulaire des constituants métalliques-basiques-acides	443
Fig. 41. Bordure morcelée de minerai	448
Fig. 42. Bordure de minerai, obliquement rayée	449
Fig. 43. Diagramme de fréquence des données des inclinaisons des couches	448
Fig. 44. Diagramme de fréquence des inclinaisons des limites des formations	448
Fig. 45. Surface inférieure laminée, divisée d'une écaille de dolomie	451
Fig. 46. Diagramme de fréquence des données des inclinaisons des failles	450
Fig. 47. Diagramme de fréquence des inclinaisons des plans des dislocations horizontales	452
Fig. 48. Dislocation horizontale, dans l'ensemble de calcaire campilien plissé.	452
Fig. 49. Ensemble de dolomie de Guttenstein ferrifère, karstifiée, à dislocations horizontales	453
Fig. 50. Vestiges du glissement d'une dislocation presque horizontale	454
Fig. 51. Dislocation horizontale du sédiment de la surface miocène du minerai	455
Fig. 52. Corps de minerai morcelés de l'exploitation à ciel ouvert Andrassy III.	456
Fig. 53. Diagramme de fréquence des directions des axes de pli	456
Fig. 54. Marne argileuse plissotée, campilienne	457
Fig. 55. Marne argileuse campilienne, plissotée, entraînée, à raies rouges....	459
Fig. 56. Plans de glissement d'un mouvement jeune, sur une série pannonienne	459
Fig. 57. Bordure de sidérite avec les vestiges de la métasomatose qui pénètre dans un ensemble de marne	464
Fig. 58. Métasomatose à limites nettes (photo)	466
Fig. 59. Métasomatose à limites nettes (profil)	466
Fig. 60. Ensemble de marne argileuse ladinienne, remué (Martonyi)	145
Fig. 61. Marne argileuse ladinienne, à enclaves tectoniques de calcaire (Martonyi).....	146
Fig. 62. Bloc de dolomie, laminé, extrait de l'ensemble ladinien (Martonyi)	147
Fig. 63. Vue de la prospection de minerai de fer à Uppony	151
Fig. 64. Ouverture minière au Osztramos	480
Fig. 65. Réseau de veines de sidérite oxydée, en calcaire massif anisien (Osztramos)	155

Planches en poche

- I. Esquisse tectonique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya.
- II. Position structurale des vestiges de fer de la «Bánya» de Uppony.
- III. Carte géologique de l'exploitation à ciel ouvert de Rudabánya.
- IV. Profils transversaux du gisement de minerai de fer de Rudabánya. Nos 1 à 18.
- V. Carte géologique de l'exploitation en profondeur au niveau de la galerie, à Rudabánya.
- VI. Carte géologique de l'exploitation en profondeur au niveau de remblayage, à Rudabánya.
- VII. Position des corps de minerai de fer, ouverts par l'exploitation en profondeur, à Rudabánya.

- VIII. Coupes de détail de la bordure de sidérite de Rudabánya.
- IX/a Dérivation des minéraux de la formation métallifère de Rudabánya.
- IX/b Économie des éléments des minéraux de la formation métallifère de Rudabánya.
- X. Proportion de Fe: Mn des minerais et des roches encaissantes de la formation minéralisée de Rudabánya.
- XI. Évolution structurale de la formation métallifère de Rudabánya.
- XII. Coupe transversale du gisement de minerai de fer de Martonyi.
- XIII. Esquisse structurale théorique des vestiges de minerai de fer du Zsinnyetető à Uppony.
- XIV. Coupe théorique du Osztramos.

I. SITUATION ET CONNEXIONS GÉOLOGIQUES DE LA CHAÎNE DE MINÉRAI DE FER DE RUDABÁNYA

Le gisement de minerai de fer de Rudabánya s'est formé au bord SE de la Montagne de Rudabánya et du Karst de Gömör-Torna qui est en connexion paléogéographique et tectonique avec celle-là, tous les deux consistant en formations triasiques [Planche N° I (en poche)]. De SE, c'est la Montagne carbonifère isolée de Szendrő qui en est voisine, en formant une unité structurale indépendante dont la formation et la structure sont différentes. Depuis le Mésozoïque, les deux unités tectoniques en contact subissaient en plusieurs phases l'effet des forces orogéniques opposées. Le heurt des masses carbonifères et triasiques entraîna un changement structural profond dans la zone marginale de direction NE—SW ce qui a déterminé, en même temps la formation du gisement de minerai de fer.

En allongeant la direction de la zone structurale caractérisée par la minéralisation de Rudabánya, on trouve à des distances plus ou moins grandes les vestiges d'une métasomatose à minerai de fer tout à fait conforme à celle de Rudabánya, notamment Martonyi au NE et Uppony au SW. Les deux bouts à 58 km de distance de la minéralisation ferrifère observable à la surface, Uppony (SCHRÉTER 1945) à SW et Martonyi à NE (PANTÓ 1948) prouvent les conditions identiques de la métallogénie le long de toute la chaîne, contrôlées par la préparation structurale et par le mode d'action des facteurs minéralisateurs. La chaîne n'est point de tout continue, s'y intercalent bien de secteurs considérablement longs, qui consistent en formations triasiques stériles en minerai ou sont couverts de formations tertiaires de toit [Planche N° I (en poche)].

C'était en reconnaissant ces faits tectoniques et métallogéniques que nous étions menés à délimiter le concept de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya qui s'étend d'après nos connaissances actuelles de Uppony, à travers Rudabánya jusqu'à Martonyi. Plus tard, par l'investigation plus approfondie des traces de minerai de fer de Uppony et, en connexion avec celle-là, par une étude plus générale sur la structure, nous avons obtenu l'interprétation macrotectonique de la chaîne de minerai de fer et de la zone structurale qui la déterminait (PANTÓ, 1954).

A Uppony, on trouve les écaillés des formations triasiques inférieurs et moyennes à minerai de fer au pied de l'ensemble calcaire cristallin car-

bonifère inférieur qui saillit en mur abrupt au bord NW de la montagne isolée carbonifère de Uppony (Fig. 63). Par des forages profonds et par la prospection minière, il a été révélé que les écaillés triasiques se trouvaient, redressées sur une série d'argile terrestre, conglomérat et grès burdigaliens, dans une zone de chevauchement à inclinaison de 40° SE, qui limitait de NW la montagne carbonifère [Planche N° II. (en poche)]. Le long de cette zone, *la masse calcaire cristalline carbonifère inférieure* — en pétrissant sous elle-même les écaillés triasiques entourées par des formations du Miocène inférieur — fut redressée vers NW, sur l'ensemble d'argile à bandes de tuf rupélien de l'avant-pays.

Ce caractère structural ressemble beaucoup à la «*ligne de Darnó*» constatée par K. TELEGDI—ROTH au cours de la prospection de pétrole à Bükkszék (1937), par conséquent il nous a semblé bien fondé, du point de vue géologique, de prolonger cette ligne jusqu'à Uppony ou bien à l'étendue totale de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya (PANTÓ 1954).

Le prolongement de la «*ligne de Darnó*» à travers Uppony jusqu'à Martonyi fut étayé de nouvelles preuves par les recherches récentes de Z. SCHRÉTER (1952) sur le secteur entre Bánfalva et Sajókaza du bassin de houille brune de Borsod, et par les mesurages de gravitation (au gravimètre et au pendule d'Eötvös) de l'Institut Géophysique Roland Eötvös, le long de la direction supposée entre Rudabánya et Uppony de la chaîne de minerai de fer (BANAI—NYITRAI 1952, SZILÁRD 1955).

A Sajóvelezd, Z. SCHRÉTER a observé un affleurement de dolomie anisienne (de Guttenstein) qui s'élevait du fond du bassin de houille brune de Borsod jusqu'à la surface ce qui prouve directement que les formations triasiques de faciès identique à celui de Rudabánya passent au fond, dans la partie du bassin qui est située à NW de la direction de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, jusqu'à Uppony. Au SE de la direction de la chaîne de Rudabánya — comme on le connaît bien des descriptions de SCHRÉTER (1929), VADÁSZ (1929) et K. BALOGH (1949) — les formations carbonifères inférieures de la Montagne de Szendrő sont reliées avec celles de Uppony par une série de petites mottes observées à la surface et aux exploitations minières (Űrgevár, Ormosbánya, Izsófalva, Kurittyán, Sajókaza, Sajógalgóc).

Les mesurages de gravitation ont bien prouvé que la ligne de chevauchement de Darnó — qui marque la limite triaso-carbonifère — coupe en effet à travers le fond du bassin de houille brune de Borsod, le long de la direction rendue probable par les recherches géologiques. Le cours ordonné des courbes d'isogamma reflète la constance des directions du socle, tandis que l'inflexion des vecteurs de courbure dans la vallée du Sajó et dans la vallée du Szuha — où le calcul de ces valeurs fut rendu possible par le relief — tombe précisément au point d'intersection théorique de la ligne structurale, ce qui prouve que la surface du socle recouvrait saillissait le long de cette direction.

Toutes ces constatations géologiques, d'accord avec les résultats des recherches détaillées sur la géologie de chaque gisement de minerai de fer, prouvent bien que *les formations minéralisées de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya s'encadrent dans une seule unité structurale et métallogénique*, et que les tâches de la prospection de minerais doivent être prescrites conformément à cette vue synoptique.

En ce qui suit, nous exposons en détail la structure géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, en mettant en relief les particularités de la métallogénie à métasomatose ferreuse.

II. CONDITIONS STRATIGRAPHIQUES

L'unité géologique délimitée en *chaîne de minerai de fer de Rudabánya* est à proprement parler *une bande structurale très remuée du socle triasique*, laquelle est *en contact tectonique avec la chaîne carbonifère* en partie recouverte. Bien que les formations carbonifères inférieures, transmettant en bloc l'entassement structural et aptes à des mouvements actifs, aient joué un rôle important dans la formation de la structure de la chaîne de minerai de fer et, par endroits elles soient mises en contact presque direct avec la formation minéralisée, elles ne sont pas incluses ni stratigraphiquement, ni structuralement dans le concept de la chaîne de minerai de fer, par conséquent nous ne touchons pas ces formations dans notre exposé stratigraphique. La position indépendante de la chaîne carbonifère inférieure est prouvée, outre les particularités structurales, par le fait que — d'après nos connaissances actuelles — la minéralisation métasomatique ne s'étend pas à la bande de formations carbonifères inférieures que l'on peut indiquer à travers les montagnes isolées de Uppony et Szendrő.

D'après nos connaissances actuelles, il semble que la minéralisation de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya se termine en profondeur avec les formations triasiques inférieures. Il faut donc tracer la limite inférieure des formations minéralisées — à cause d'une lacune de nos connaissances — immédiatement au fond de la série triasique.

Si nous tâchions de nous occuper en détail des formations de toit à faciès divers — surtout au secteur profondément recouvert de la chaîne de minerai de fer, situé entre Rudabánya et Uppony — cela conduirait à l'exposé stratigraphique du bassin de houille brune de Borsod. C'est pour cette raison que nous limitons notre exposé aux formations de surface du minerai de fer et aux formations de toit atteintes par des ouvertures des mines ou par des forages profonds, aux environs immédiats de celles-là.

En vertu de l'acception étroite dont on vient de parler, la chaîne de minerai de fer se bâtit des formations suivantes:

B) Formations du toit tertiaires et quaternaires

16°. Argile rouge, limon	Pléistocène
15°. Sable et argile à bandes de houille brune	Pannonien supérieur
14°. Horizon de concrétions à sphérosidérite et conglomérat	

13°. Argile rouge, brun jaunâtre à éboulis	} <i>Tortonien et Sarmatien</i>
12°. Argile grise, marne, calcaire, sphérosidérite	
11°. Marne argileuse tufeuse	} <i>Tortonien</i>
10°. Conglomérat à grains fins, grès, à détritits de houille brune, grès, calcaire	} <i>Burdigalien</i>
9°. Conglomérat grossier et argile rouge	
8°. Argile-sable, grès à glauconie	} <i>Chattien</i>
7°. Argile à bandes tufeuses, marne argileuse, grès	} <i>Rupélien</i>
6°. Calcaire à orthophragmines et alvéolines, sable, conglomérat	} <i>Bartonien</i>

A) Soele triasique

5°. Schiste argileux, marne, calcaire à cornéenne	} <i>Ladinien</i>
4°. Calcaire claire de Wetterstein et dolomie saccharoïde	
3°. Dolomie et calcaire de Guttenstein	} <i>Anisien</i>
2°. Calcaire lamellaire, marne, dolomie	
1°. Grès, marne argileuse	} <i>Campilien Séisien</i>

A) Soele triasique

1°. GRÈS ET MARNE ARGILEUSE SÉISIENS

Nous considérons les sédiments séisiens comme les couches en position stratigraphique la plus profonde du socle triasique. De nos forages actuels, nous ne connaissons ni leur série entière à succession non troublée, ni leur épaisseur totale, ni leur mur. On peut supposer que leur épaisseur totale soit quelque 600 m, leurs faciès sont très variés et en sens vertical, et en sens horizontal. Faute d'ensembles extensifs ouverts, la division stratigraphique ou la parallélisation des profils et faciès séparés se fondent, sous beaucoup d'aspects, sur des suppositions.

Vu que nous ne connaissons pas de formations à position stratigraphique plus profonde que celles considérées comme séisiennes à tout le territoire de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, il reste encore à savoir comment on peut tracer la limite inférieure de l'étage séisien. Les sédiments séisiens du triasique de Spiš-Gemer passent vers le mur par une transition graduelle, presque inobservable, au grès verrucano du Permien supérieur. Chez nous, les membres dont la position stratigraphique est probablement la plus profonde, n'indiquent point que la matière détritique devienne plus grossière, au contraire, ce sont les sédiments schisteux, puis calcaires qui passent graduellement au premier plan. En vertu de cela, il se pose la question de savoir si les sédiments séisiens de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya se soient développés d'un Permien *marin*, semblable à celui de la Montagne de Bükk. On ne pourra pas décider de cette question que sur la base des forages perspectifs plus profonds.

Sur la base du faciès pétrographique, on peut distinguer dans l'ensemble séisien 4 groupes, dont la succession stratigraphique fut établie approximativement, par le moyen des comparaisons, notamment:

- d) groupe de marne et grès à bandes rouges
- c) groupe de grès bigarré
- b) groupe de gypse-anhydrite
- a) groupe de schiste argileux noir, grès et calcaire.

a) *Le groupe de schiste argileux noir, grès et calcaire* constitue le membre à position stratigraphique la plus profonde, connu de l'ensemble séisien. Les divers membres de couche s'alternent fréquemment en lamelles, bancs minces, irréguliers. Ce faciès est atteint, à Rudabánya, dans les secteurs de 3260 à 3320 m, de 3585 à 3600 m et de 3625 à 3650 m de la galerie principale. Nous fondons sa position la plus profonde par rapport aux autres faciès séisiens en partie sur les données des forages de Perkupa. Dans les profils des forages N^{os} 8, 20 et 22 de Perkupa le groupe de schiste argileux noir et grès apparut dans le mur d'un grès bigarré à gisement relativement non troublée et même en ces deux derniers forages, dans celui de l'ensemble de gypse-anhydrite (MÉSZÁROS, 1954).

Jusqu'à présent, on n'a trouvé aucun fossile propre à la détermination d'âge, dans les ouvertures du groupe. Un des bancs de la galerie principale de Rudabánya nous a fourni des fragments de coquilles que l'on ne saurait déterminer plus précisément.

Il est difficile de distinguer le groupe de schiste argileux noir, grès et calcaire d'avec les autres membres noirs à faciès schisteux (campilien, ladinien) de la série triasique. Ses caractères spécifiques sont produits par le grès ayant une structure lamellaire ou à tables minces, à cassure conchoïdale, micacé, à grains uniformes, à ciment noir et plus ou moins silicique. Le plan de couche ou de schistosité des membres schisteux du groupe est généralement inégal, orné parfois par des hiéroglyphes. Aux secteurs remués, il devient très poli, ayant un caractère «graphiteux». C'est rarement que le calcaire noirâtre-gris foncé, compact ou à cristaux menus, devient prépondérant en lamelles ou en tables. Il est très caractéristique de la composition chimique du groupe (analys N^o 3, p. 576.) que la matière des couches de calcaire ou le ciment carbonaté du grès consistent en CaCO_3 presque pur et on y trouve à peine les traces d'une matière dolomitique. La teneur en Fe est réduite par rapport aux autres membres de la série séisienne.

b) *Groupe de gypse-anhydrite*. Bien que l'affleurement des évaporites ne puisse être observé nulle part en connexion avec les formations triasiques inférieures, ni dans la Montagne de Rudabánya, ni dans le Karst de Gömör-Torna, en vertu des données de plus en plus nombreuses de nos forages profonds, cette formation doit être considérée comme généralement répandue et caractéristique du Triasique inférieur de la Hongrie du Nord. Ce fut le forage de prospection de minerai de fer à Tornakápolna, qui traversa le premier une couche de gypse épaisse en tout de 2 m, au fond de la série werfenienne (VENDEL 1938). Plus tard, les forages de prospection de minerai de fer de Martonyi ont ouvert des gisements de gypse de 1 à 2 m d'épaisseur intercalés dans l'ensemble seisien troublé. C'était le profil du forage de prospection de minerai de fer Perkupa N^o 1, établi sur un maximum magnétique, qui indiqua le premier l'existence des évaporites atteignant une épaisseur d'ensemble considérable, semblable à celles du Spiš (Novoveska Huta, Slovaquie), remarquable même du point de vue pratique. L'ensemble de gypse à dimensions considérables de Perkupa, dont l'ouverture est en cours, ne s'avérait pas unique, car dans la suite, en pénétrant

dans les horizons plus profonds de l'étage werfenien, nous avons atteint des ensembles de gypse-anhydrite d'épaisseur considérable à Alsótelekes et même à Rudabánya.

Jusqu'à présent, nous avons trouvé les masses d'évaporite presque partout dans des zones tectoniques remuées, *arrachées à leurs connexions originelles*. L'ensemble à évaporite de Perkupa, lui aussi, est extrêmement perturbé, laminé, émietté dans toute sa masse, et vers la profondeur, il est en contact tectonique avec les formations triasiques moyennes. Des conditions de gisement semblables peuvent être observées aux amas petits d'évaporite, ouverts dans les environs de Rudabánya.

C'étaient quand-même les forages de recherche de Perkupa qui apportèrent un certain appui à établir la position stratigraphique du groupe d'évaporite. Bien que ces forages n'aient pas atteint de série non troublée, on peut supposer, sur la base d'une congruence successive des séries des forages, qu'une partie de l'ensemble de gypse-anhydrite soit en contact avec son toit normal (MÉSZÁROS 1954). Par conséquent on peut admettre probablement que les évaporites gisent normalement au-dessus du groupe de schiste argileux noir, grès et calcaire et au-dessous du groupe de grès bigarré.

Le faciès des couches de gypse-anhydrite, traversées par les forages profonds à Rudabánya, Alsótelekes et Martonyi, est en gros identique avec celui de Perkupa qui est actuellement ouvert et étudié le plus profondément. Autant qu'on puisse constater de cette matière tectoniquement remuée et broyée, il s'agit d'une série à détritits grossier qui s'alterne avec des sédiments chimiques. C'est seulement par endroits, pendant la durée de la déposition de quelques couches plus ou moins épaisses, que la formation des évaporites devient prépondérante au point de rendre possible la formation du gypse ou de l'anhydrite purs. En général, parmi les modifications du CaSO_4 , c'est l'anhydrite qui est le sédiment primaire, plus répandu qui se transformait en gypse à plusieurs endroits, ultérieurement par l'hydratation. Mais à quelques endroits de l'ensemble, on peut même supposer des dépositions originelles du gypse.

Le sédiment le plus répandu de l'ensemble, c'est l'évaporite qui contient le détritits grossier du schiste et du grès werfeniens. La grandeur et la répartition variables de la matière détritique reflètent bien les conditions inéquilibrées et fréquemment changeantes au temps de la sédimentation dans le bassin collecteur. Les exemples de sédimentation carbonatée simultanée de la formation de l'évaporite, sont relativement plus rares que dans le cas du faciès de Perkupa. Une *mobilité* extraordinaire caractérise tout l'ensemble d'évaporite, ce qui est dû à la plasticité et solubilité grandes du gypse et de l'anhydrite. Par conséquent, ce n'est seulement mécaniquement que les membres de l'ensemble se pétrissaient les uns avec les autres, mais même le réseau de fissures du mur et du toit fut plus tard étenduement rempli de gypse transporté en solution.

c) *Groupe de grès bigarré*. C'est la formation la plus épaisse et caractéristique de l'étage séisien que l'on connaît au territoire de la Montagne

de Rudabánya, dans une étendue particulièrement vaste. C'est la formation de «*mur profond*» la plus générale de nos occurrences de minerai de fer, au-dessous de laquelle on n'a encore réussi à trouver de minerai de fer.

Tandisque dans les affleurements, par suite de l'oxydation, la couleur caractéristique du grès séisien est le rouge violacé, la couleur dominante des ouvertures des mines est le vert et le gris verdâtre. L'alternance multiple et fréquente des colorations rouge et verte qui caractérise en général — et même dans le faciès de Perkupa — le groupe de grès bigarré du Séisien se fait à peine valoir dans le mur de nos gisements de minerai, selon les ouvertures de mines de Rudabánya. On ne peut observer de bandes rougeâtres ou violacées qu'aux membres supérieurs du groupe.

La masse principale des sédiments du groupe consiste en grès à bancs plus ou moins épais, à grains assez grossiers, micacé, à ciment carbonaté ou silicique. Les intercalations des bancs de grès consistent en argile et en schiste argileux de structure finement foliacée. Par endroits, ce sont les intercalations de cornéenne grise ou blanchâtre qui deviennent nombreuses ou bien l'ensemble est bigarré par des bancs calcaires ou dolomitiques.

Le ciment du grès contient par endroits des quantités considérables de *carbonate de fer d'origine sédimentaire*. La répartition du carbonate de fer est inégale, ses accumulations se présentent en noeuds ou en bandes. Dans le cas d'une oxydation de surface, la répartition de la teneur en carbonate de fer devient bien observable en pois ou bandes rouilleux.

En connexion avec la formation du groupe de grès bigarré du Séisien, nous voyons un bel exemple de l'accumulation sédimentaire du fer dans la Montagne de Spiš-Gemer (le gisement de minerai à Bradlo près de Nandraš.). (BYSTRICKÝ—FUSAN—KANTOR, 1953). Là, une partie considérable de la teneur en fer s'est accumulée en veines et petites gîtes de spécularite au cours des transformations et réarrangements qui suivaient la diagenèse. Les vestiges du même phénomène s'observent au grès séisien de la Montagne de Rudabánya, mais là il n'a produit que des petits amas de spécularite, répandus dans toute la montagne, par le réarrangement ultérieur de la teneur en Fe du groupe de grès, qui y est plus haute que dans les autres sédiments triasiques, mais en général elle n'atteint que 5 à 6%.

Outre le faciès pétrographique caractéristique, l'âge du groupe est prouvé par les coqueillages recueillis et déterminés par K. BALOGH (1952), provenant des grès rouges de la partie du N de la Montagne de Rudabánya, notamment: *Anodontophora fassaënsis* WISSM. et ses variétés, *Pseudomonotis (Eumorphotis) venetiana* HAUER, *Ps. hinnitidea* BITTN., *Ps. (Claraia) aurita* HAUER, *Ps. (Claraia) clarai* EMRICH.

d) *Marne et grès à bandes rouges*. Ce groupe de la série séisienne, qui constitue la transition vers l'étage campilien ou y passe graduellement, fut connu surtout dans les ouvertures des mines de Rudabánya. Sa structure est caractérisée par la quantité subordonnée du grès et par son faciès à lamelles minces. Dans la composition du groupe, la marne et l'argile et

les intercalations carbonatées (Ca, Mg, Fe) jouent un rôle plus important. Dans les membres de marne argileuse du groupe — bien que leur caractère pétrographique prouve la présence d'un composant argileux — on n'a réussi à déceler aucun minéral argileux, par l'analyse DTA (Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL—V. KOBLENCZ). (Fig. 1. N° 10—11.) Ce groupe est caractérisé par l'alternance fréquente de la coloration et par l'apparition des intercalations rouges ou violacées qui bigarrent les couches vertes. Aux environs de Perkupa, les escarpements de la série à gisement relativement tranquille prouvent que du point de vue stratigraphique, il appartient à la limite des étages séisien et campilien.

C'est la *variabilité à rythmes fins* qui est caractéristique des conditions de sédimentation du groupe. L'alternance par lits de la dominance des sédimentations détritique et chimique s'exprime par des structures très belles à bandes fines dans les ouvertures de l'exploitation en profondeur à Rudabánya (Fig. 2). Mais cette variabilité de la sédimentation est évidente non seulement en sens vertical, mais aussi en sens horizontal. Les différentes couches ne peuvent pas être suivies dans les ouvertures à gisement relativement moins troublé non plus, c'est la série des couches endentées des amincissements, à lentilles qui peut être considérée comme un caractère sédimentologique de cette formation.

La position stratigraphique de ce groupe est caractérisée par des fossiles suivants recueillis et déterminées par E. KUTASSY en 1937, dans le creusement du chemin de fer de transports industriels entre les galeries d'Adolf et Frigyes à Rudabánya, notamment: *Anodontophora fassaënsis* WISSM., *Myophoria costata* ZENK., *M. laevigata* ALB., *M. cf. goldfussi* ALB., *Gervilleia* sp. Parmi cette faune, c'est seulement l'*A. fassaënsis* qui indique l'étage séisien, les *Myophoria* et *Gervilleia* prouvent déjà l'âge campilien. Peut-être, serait-il plus justifié de considérer ce groupe comme *campilien*. Il est quand-même motivé de le traiter parmi les formations de l'étage séisien, car à cause de la ressemblance pétrographique, il serait presque impossible de le distinguer sans équivoque des autres membres de l'étage séisien dans les documentations de forage profond et des ouvertures minières. En outre, à cause de son épaisseur subordonnée par rapport à l'ensemble entier du Séisien et par suite de la rareté de bonnes ouvertures naturelles, nous pouvons bien supposer que les terrains de son étendue de surface ont été considérés également comme séisiens par les levés de surface.

L'*accumulation sédimentaire du fer* peut être mentionnée comme une particularité du groupe. Par endroits, celle-là fut plus considérable que dans le groupe précédent, et ainsi, dans un seul champ de l'exploitation minière de Rudabánya (Deákbánya, ouverture inférieure) — complétée par un effet métasomatique ultérieur — elle mena à l'accumulation de minerai de fer dont la quantité et la qualité satisfont aux exigences de l'exploitation (fig. 35). Le grès de cette formation contient souvent de la sidérite accumulée en nodules (Pl. II. 3), et on trouve même des couches

indépendantes de sidérite dans cet ensemble. Le diagramme DTA (fig. 3, N° 3.) et l'image microscopique (Pl. V. 3) de celle-là prouvent la pureté de la déposition de la sidérite.

2°. CALCAIRE LAMELLAIRE, MARNE, DOLOMIE CAMPILIENS

Parmi les formations triasiques inférieures, les sédiments de l'étage campilien sont beaucoup plus étendus à la surface que les séisiens. Le long de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, on n'a réussi nulle part à en observer une série de couches continue, non troublée. Nous estimons son épaisseur à quelque 400 m. Il montre, en général, un faciès plus uniforme que celui des formations séisiennes. Il s'ajuste par une continuité de sédimentation et une transition graduelle entre les sédiments séisiens et anisiens et, dans son ensemble, on peut bien investiger le déplacement graduel vers la sédimentation chimique, pélagique.

Dans la Montagne de Rudabánya, surtout au N de la passe de Bódva, nous connaissons dans une vaste étendue le faciès à marne argileuse grise et à calcaire lamellaire de l'étage campilien, lequel est le type le plus caractéristique de l'ensemble et même dominant par sa masse. Les ouvertures des mines de minerai de fer de Rudabánya, Martonyi et Uppony ont aussi ouvert des faciès différents aux limites supérieure et inférieure de l'étage que l'on ne peut pas observer dans les autres parties de la montagne, peut-être à cause de leur masse minime et leurs ouvertures non convenables.

Nous traitons les formations campiliennes de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya dans l'ordre suivant:

- c) groupe de calcaire lamellaire et dolomie,
- b) groupe de marne argileuse grise et calcaire lamellaire,
- a) marne gris bleuâtre à bandes rouges.

a) *Marne gris bleuâtre à bandes rouges.* Ce groupe se développe du groupe de marne et grès à bandes rouges — traité parmi les formations de l'étage séisien — par une transition inaperçue, graduelle, et il est presque impossible de l'en distinguer avec précision. Nous qualifions de sédiment campilien le groupe de marne dont la couleur est gris *bleuâtre*, en opposition avec la nuance *verdâtre* qui est dominante dans le groupe de marne et grès de transition du Séisien. Le manque des intercalations de grès à écailles de mica représente aussi un caractère campilien.

Actuellement, nous connaissons ce groupe presque exclusivement des ouvertures des mines de minerai de fer et des forages profonds (Bódvarákó 2). Des sortes de marnes tantôt plus argileuses, tantôt plus calcaires s'alternent dans son ensemble par feuilles fines ou minces. Sa couleur gris bleuâtre — qui passe au jaune clair au cours de l'oxydation — est due à la *pyrite* finement dispersée. Le groupe a un caractère particulier, notamment l'apparition des bandes rouge violacé dans les sections à

situation stratigraphique profonde. (Fig. 4.) La coloration rouge est produite par l'augmentation du quantité du Fe_2O_3 finement dispersé, ce qui est sans doute un caractère primaire de sédimentation (Cp. analyses Nos 1. et 2. p. 572.). On ne peut pas suivre ces bandes à loin le long des couches rouges dans les ouvertures à gisement troublé des mines de Rudabánya ou Martonyi. L'apparition de la coloration ferrique fut probablement même originellement un phénomène local, interrompu, produisant des lentilles.

La marne gris bleuâtre à bandes rouges est partout très plissée, plissotée (fig. 55.) et même laminée ou émiettée à des secteurs considérables. Au fur et à mesure du degré du laminage, la stratification originelle s'efface presque totalement, les bandes rouges se démembrent et déforment. Les ouvertures de la mine de minerai de fer démontrent que ce groupe fut *le membre le plus plastique et structuralement le plus mobile de la série triasique*. C'est celui-là qui sert, d'une part de «matrice» remplissant les interstices des écailles à roches rigides, carbonatées et, d'autre part, de «lubrifiant» facilitant les mouvements de chevauchement, dans la zone d'écaillage de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. Sa mobilité admirable est caractérisée par le fait que des couches lubrifiantes de 10 à 50 cm d'épaisseur de la marne campilienne furent entraînées au loin dans les fissures délimitées par les plans de glissement produits par les poussées des grands blocs les uns sur les autres de dolomie ou de minerai de fer à sidérite. Les formes structurales prouvent que la marne plastique fut capable même de *mouvement éjectif* et elle s'efforçait d'échapper à la pression orogénique agissant sur elle par la pénétration dans les interstices des écailles du toit. (Figs. 4, 5, 45.)

Vu que cette formation extrêmement plastique n'est connue, jusqu'à présent, que dans le voisinage immédiat de la minéralisation métasomatique, on peut bien supposer qu'une altération hydrothermale ait augmenté la plasticité originelle de la formation. Jusqu'à présent, on n'a pas réussi à spécifier minéralogiquement cette altération. Malgré la grande plasticité et leur teneur considérable, en silicate d'aluminium, prouvée par des analyses chimiques, (p. 572. 1. et 2.) on n'a pas pu déceler de minéral argileux par l'analyse thermique différentielle (Mmes M. FÖLDVÁRI-VOGL—V. KOBLENCZ), (fig. 1. No 7, 8) dans les sédiments du groupe, par conséquent on n'a pas réussi de déterminer l'augmentation de la plasticité dans l'altération minéralogique de la teneur en argile.

On n'a encore trouvé aucune trace de fossiles dans ce groupe. Sa position stratigraphique est prouvée par sa composition lithologique et par ses transitions graduelles avec le groupe de grès et marne à bandes rouges séisiens, qui marquent probablement un contact sédimentaire.

b) *Groupe de marne argileuse grise et calcaire lamellaire*. Le groupe de marne argileuse grise et calcaire lamellaire se sépare assez nettement de la marne gris bleuâtre à bandes rouges (fig. 6). Là, où le contact des deux groupes n'est pas tectonique, la matière et la couleur du sédiment changent presque sans transition, ce qui prouve le *changement*

abrupt des conditions de sédimentation. A la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, on ne peut tracer nulle part une série campilienne à épaisseur satisfaisante pour décider de la question de savoir si ce changement se soit produit une seule fois au cours de la sédimentation campilienne et si les répétitions des ensembles bleuâtres ou gris respectivement doivent être ramenées partout à des causes tectoniques.

En tous cas, le caractère lithologique du groupe montre que le transport direct des matières continentales vers le réservoir des sédiments fut bloqué ou diminua considérablement, par la suite d'un changement soit radical, d'une fois, soit en connexion avec une oscillation répétée. L'accumulation plus lente du sédiment libre de détritits grossiers continuait dans un bassin maritime à eau mal aérée, pendant l'augmentation croissante de la matière organique putrescible. La couleur dominante gris foncé, noirâtre du groupe est due à la matière organique qui par endroits, aux plans de glissement, peut avoir un éclat graphitique. Les petites concrétions de pyrite que l'on trouve toujours dans le résidu de lavage des membres plus argileux des couches, témoignent d'un milieu sapropélique. La teneur en soufre du groupe est conformément considérable, faisant l'octuple environ de celle du groupe précédent. (Voir analyses Nos 1 à 4 p. 572.) L'oxydation de la matière de pyrite mène à la formation des cristaux de gypse enrobés dans la matière sédimentaire ou crûs à sa surface dans les ouvertures des mines, et à la surface, au développement d'une coloration générale, jaunâtre ferrique.

Le groupe est caractérisé par l'alternance multiple, mincement feuilletée, lamellaire (figs. 7. et 54), parfois tabulaire des couches marneuses (voir analyses Nos 2, 3. p. 572.) et calcaires. Des examens DTA n'ont réussi non plus à déceler des minéraux argileux dans les membres marneuses du groupe (fig. 1. N° 9). Dans les membres plus profonds du groupe — surtout selon le témoignage des forages profonds au SW des mines de Rudabánya — on trouve aussi un grès à grains égaux et fins, à ciment calcaire. Bien qu'on n'ait pu suivre les changements arrivés au cours de la sédimentation sur des ouvertures extensives, on peut constater en général que, de bas en haut, le caractère de la sédimentation change par plusieurs reculs, des *sédiments à rythmes fins contenant une quantité plus grande de détritits fin vers la sédimentation chimique à rythmes plus grands*. Au fur et à mesure de la mise au premier plan du sédiment chimique, les proportions d'épaisseur des couches succédantes deviennent de plus en plus extrêmes, c'est-à-dire les tables de calcaire plus épaisses sont séparées par des intercalations marneuses de plus en plus minces et rares.

Le constituant carbonaté des membres à marne calcaire du groupe contient toujours une quantité considérable de dolomie (la proportion de CaO:MgO dépasse 1,6). Les membres du groupe contiennent presque toujours de l'acide silicique libre, tandis que leur teneur en argile est moindre. La teneur en fer se présente surtout en FeCO₃ et dépasse en général la teneur moyenne en Fe des sédiments triasiques. Dans les membres de calcaire lamellaire, la proportion de CaO : MgO change à l'avantage

du Ca et la quantité de l'impureté insoluble en acide diminue considérablement.

L'âge de ce groupe est prouvé par les fossiles recueillis et déterminés par PÁLFY (1924), dans les diverses parties de la montagne de Rudabánya, notamment: *Turbo rectecostatus* HAUER, *Natiria costata* MÜNST., *Gervilleia polyodonta* CREDN. var. *palaeotriadica* FRECH (?), *Pseudomonotis hinnitidea* BITTN.

c) *Groupe de calcaire lamellaire et dolomie.* Ce groupe se développe graduellement du groupe de marne argileuse grise et calcaire lamellaire, par la réduction continuante de la matière marneuse. Faute d'ouvertures naturelles, il n'est pas généralement possible de le séparer du groupe précédent et ce sont seulement les ouvertures artificielles, en connexion avec l'exploitation et la prospection du minerai de fer, qui nous ont permis de le délimiter d'une manière assez précise.

La masse prépondérante du groupe consiste en calcaire et dolomie lamellaires de 2 à 5 cm d'épaisseur (Cp. analyse N° 4. p. 572.), à intercalations minimales de marne argileuse (fig. 48). Dans les membres supérieurs du groupe, la *dolomie* calcareuse joue un rôle de plus en plus important et par sa *structure lamellaire* elle diffère plus ou moins de la dolomie de Guttenstein. Entre les sédiments des étages campilien et anisien, il existe une transition graduelle que l'on peut bien observer même dans les ouvertures de fond de Rudabánya. Cette transition se manifeste par la mise à l'arrière-plan de la matière de calcaire pur et par le changement de la structure, de la lamellaire vers la *brècheuse à bancs*.

La minéralisation métasomatique de Rudabánya s'étend justement aux écaillés des sédiments qui correspondent à la transition entre les étages campilien et anisien. Ce sont ces formations campiliennes supérieures — anisiennes inférieures qui ont été ouvertes dans la plus grande extension par les exploitations minières. Il est difficile de tracer la limite entre les étages, sur cette matière de roche très cassée, partiellement ou entièrement métasomatisée, recristallisée. Plusieurs ouvertures prouvent bien que *le degré de la métasomatose diminue graduellement dans une masse de roches campilo-anisiennes, à partir de la dolomie à brèche (anisien) vers la dolomie lamellaire calcaire (campilien).*

Nous avons considéré les écaillés carbonatées, métallifères et stériles, comme *anisiennes* au cours des levés de surface des ouvertures minières (1948, 1952, BALOGH—PANTÓ 1952), en opposition avec l'opinion de PÁLFY (1924) et VENDEL (1928). Depuis, nous avons reconnu que le groupe de calcaire et dolomie campiliens se présentait aussi dans l'ensemble métallifère, mais il serait très difficile de le distinguer aux levés de surfaces. Aux profils des ouvertures de fond nous nous sommes efforcés de distinguer la dolomie stérile anisienne d'avec le calcaire lamellaire et dolomie campiliens, mais aux parties minéralisées des formations on ne peut pas résoudre cette tâche sans équivoques. D'après les caractères de texture et de structure, la masse principale du minerai de fer provient, à notre avis, des sédiments de l'étage anisien. Sur la base des recherches accomplies jusqu'à présent,

on n'a pu distinguer la quantité subordonnée des matières sédimentaires campiliennes métasomatisées qui sont représentées dans cette masse prépondérante. Par la jonction de plusieurs méthodes d'analyse (micro-minéralogie, analyses en série de texture, dosage de Ca, DTA), on peut espérer de pouvoir distinguer les corps à sidérite provenant du groupe de calcaire et dolomie campiliens ou de la dolomie de Guttenstein respectivement. En se fondant uniquement sur la structure finement lamellaire héritée, on ne peut désigner qu'en gros les parties des mines (p. e. l'X du S) où l'ensemble de calcaire et dolomie campilien pouvait jouer un rôle plus ou moins important comme matière primaire du minerai de fer à sidérite (fig. 24).

3°. DOLOMIE ET CALCAIRE ANISIEN INFÉRIEUR DE GUTTENSTEIN

La formation la plus étendue et à faciès le plus uniforme de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, déterminant sa morphologie, c'est la dolomie et calcaire de Guttenstein. Nous estimons son épaisseur à 200 m au moins. Dans l'ensemble anisien à faciès caractéristique, nous ne trouvons de calcaire qu'au N de la passe de Bódva, dans la partie du S on peut observer un faciès uniforme à dolomie. Toute la formation est gris foncé, noirâtre à bancs épais, traversée par des veines irrégulières de calcite. Sa couleur foncée est due à une impureté bitumineuse. Le calcaire est en général gris plus noirâtre, la dolomie étant plus claire par endroits, et surtout au territoire des exploitations minières de Rudabánya, la dolomie est recristallisée, à grains plus grossiers.

Bien qu'on puisse reconnaître une certaine régularité dans la répartition de la dolomie et le calcaire de Guttenstein, *il ne nous semble pas motivé de supposer une métasomatose régionale de Mg en connexion avec la métallogénie* (sa composition chimique est caractérisé par les analyses N^{os} 1, 2, 3. p. 573.). Il n'est pas douteux que la dolomie a, pour la plupart, une texture plus cristalline que le calcaire, mais sa constitution et même la grandeur de ses grains sont uniformes sur des territoires vastes. Il ne semble donc pas motivé de chercher un effet métasomatique ultérieur dans la dolomitisation de ces roches. La présence commune de la dolomie et du calcaire de Guttenstein ou, à certains territoires, l'apparition exclusive de la dolomie ne sont pas en connexion avec la structure de telle manière qu'on en puisse induire à des activités métasomatiques régionales.

A propos de la dolomie de Guttenstein des ouvertures des mines de Rudabánya, il faut relever sa *structure très cassée*, (fig. 8), *broyée, à brèche*. Un réseau de cassures irrégulières et le remplissage ultérieur des fissures par la calcite ou par une matière dolomitique cristalline blanche (secrétion latérale) caractérisent la formation de Guttenstein de toute la montagne. Mais à Rudabánya, conformément à la cataclase plus forte, toute la masse de la formation est comprise dans un réseau de fissures cachées, selon lesquelles la roche se défait le plus souvent en fragments, si l'on frappe dessus.

Dans les ouvertures minières, la dolomie broyée (fig. 9) est très répan-

due; là c'est la matière finement moulue de la roche dont se produit le ciment de la brèche dolomitique. Aux zones où le stress fut plus fort, la dolomie était complètement moulue une comme *milonite* à cause de la rigidité de la formation (Pl. V. 4).

Au territoire de la Montagne de Rudabánya, on n'a trouvé aucun fossile déterminable dans le groupe de dolomie et calcaire de Guttenstein. Sa position stratigraphique n'est justifiée que par son faciès pétrographique extrêmement constant et caractéristique. On n'est pas arrivé à une division plus fine de la série, dans les ouvertures artificielles non plus. A Rudabánya ses écaillés atteignant une épaisseur tout au plus de 40 à 50 m se présentent en général en enclaves dans les formations triasiques inférieures (figs 5. et 45), par conséquent on ne peut pas observer directement l'ordre stratigraphique. Ça et là on trouve des transitions graduelles entre les sédiments campiliens et anisiens, mais celles-ci ne présentent pas la possibilité d'une division plus détaillée en horizons.

C'était la dolomie de Guttenstein généralement cassée, fissurée, à structure de brèche qui fut *le plus propre à la métasomatose*, parmi toutes les formations triasiques de la montagne. La métallogénie métasomatique transforma une masse considérable de la dolomie de Guttenstein en minerai de fer à sidérite, le long de la chaîne de minerai de fer. Au fur et à mesure des degrés de la minéralisation, on trouve toutes sortes de transitions depuis la dolomie «ferrifère» (à teneur insignifiante en fer), à travers l'ankérite jusqu'au minerai de fer à sidérite. Aux «demi-produits» de la métasomatose, on peut bien observer que la substitution avançait le long des fissures. Aux dolomies à brèche ou molues elle agissait surtout sur le ciment, tandis que les grains de brèche restaient presque intacts. A notre avis, ces corps de minerai morcelés de la chaîne métallifère de Rudabánya (fig. 52) — sur la base de la position de leur matière première dans la série originelle des couches — peuvent être rangés dans l'étage anisien.

Outre la substitution métasomatique, l'effet hydrothermale se fit valoir dans de diverses altérations, désagréments, et lixiviation de la dolomie. Dans le voisinage des gîtes de minerai métasomatique, mais en bien séparées, on trouve des masses dolomitiques cellulièrement lixiviées, devenues terreuses ou friables, à plusieurs endroits de la montagne. (Chapelle de Telekes, Nagyoldal de Bódvarákó). On peut supposer que celles-ci montrent l'effet lointain ou ultérieur de l'activité hydrothermale qui produisit la métasomatose. Dans la distribution des dolomies désagrégées sous l'effet hydrothermal, le contrôle tectonique est le plus souvent évident, même sans ouvertures artificielles.

Le voisinage des corps de minerai de Rudabánya est particulièrement riche en produits variables de transformation et désagrégation de la dolomie qui se sont formés sous les effets thermaux succédant à la métasomatose. Au bord de la minéralisation métasomatique ou le long des fissures conduisant les sources thermales (fig. 38), on trouve des sortes de dolomie altérées, friables ou à matière tout à fait remplacé. Nous reviendrons à l'exposé plus détaillé de ce sujet, en connexion avec la description des phénomènes concomitants de la métallogénie.

En ce qui concerne la composition chimique de la dolomie de Guttenstein, sur la base des analyses des échantillons pris au territoire des exploitations minières de Rudabánya et aux autres endroits de la montagne (N^{os} 1, 2, 3, p. 573.), on peut constater ce qui suit: la proportion de CaO : MgO n'atteint jamais la composition de la dolomie idéale, son nombre proportionnel moyen de 1,85 reflète une prépondérance considérable du Ca. Sa teneur en SiO₂, Al₂O₃, FeO est généralement insignifiante, mais aux parties moulues semblables à la milonite — probablement par suite d'un mélange mécanique avec la formation argileuse entourante — elle peut dépasser les 30%.

Le calcaire de Guttenstein est chimiquement assez pur, à une teneur minime en MgO.

4°. CALCAIRE CLAIR DE WETTERSTEIN, DOLOMIE À TEXTURE SACCHAROÏDE, ANISIENS MOYENS ET SUPÉRIEURS

C'est le calcaire clair, compact à faciès de Wetterstein (fig. 64) et la dolomie à texture saccharoïde qui représentent la partie moyenne et supérieure de l'étage anisien dans la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. Son épaisseur peut être estimée à quelque 300 m, elle dépasse donc probablement celle de la dolomie de Guttenstein. En extension de surface le long la chaîne métallifère elle reste en arrière de celle-là. Ses masses vraiment immenses, à morphologie marquante, peuvent être suivies sans interruption au territoire de Karst de Gömör-Torna voisin (BALOGH 1948, 1953). Selon les données de nos forages de recherche pénétrant des profondeurs structurales considérables, on peut espérer de trouver un ensemble bien épais de cette formation au-dessous des formations triasiques inférieures de la chaîne de minerai de fer, en position tectonique (Rudabánya 380 Perkupa 14).

A la partie du S de la montagne (au S de la passe de Bódva), le calcaire de Wetterstein et la dolomie à texture saccharoïde se présentent en taches distinguables au levés, mais à la partie du N, la dolomie ne forme que de petites lentilles dans la masse du calcaire. Dans la chaîne de Kollát au NW de Szendrő, la dolomie à texture saccharoïde se présente en membre intermédiaire entre la dolomie de Guttenstein et le calcaire de Wetterstein.

Le calcaire Wetterstein qui se présente, dans la plupart des ouvertures, dans le toit de la dolomie à texture saccharoïde, est en général compact, sans structure à bancs, traversé par des veines de calcite. Le faciès pétrographique de la formation est assez homogène dans toute la montagne. C'est une matière de calcaire compact, à cassure esquilleuse-conchoïdale, gris clair ou blanchâtre, traversée par des veines irrégulières, gris foncé, qui est la plus répandue. Par endroits, il se présente une coloration rougeâtre ou jaunâtre, accompagnée souvent d'une structure à brèche. Aucune trace de stratification ou de bancs n'est observable, ni dans le calcaire de Wetterstein, ni dans la dolomie à texture saccharoïde. Dans cette formation, on n'a trouvé aucune forme structurale évaluable pour décider les conditions de sédimentation.

L'âge anisien moyen et supérieur du calcaire de Wetterstein est prouvé par la faune de *Brachiopodes* recueillie et décrite par PÁLFY 1924, notamment: *Spiriferina (Mentzelia) mentzeli* DUNK., Sp. (*M.*) *köveskälliensis* (SUESS) BÖCKH, Sp. (*M.*) *fragilis* BITTN. (?), *Rhynchonella protractifrons* BITTN., *Rh. ottomana* BITTN., *Rh. attilina* BITTN., *Rh. trinodosi* BITTN., *Rh. aff. pretiosa* BÖCKH, *Spirigera* sp., *Waldheimia (Aulacothyris) angusta* SCHLOTH., et par les algues calcaires *Physoporella pauciforata* GÜMB. et ses variétés (var. *simplex* PIA, var. *undulata* PIA), *Diplopora hexaster* PIA et *Oligoporella pilosa* PIA, et sa variété (var. *intusannulata* PIA) déterminées par K. BALOGH (1953). Le calcaire, et même la dolomie contiennent par endroits en masse les tiges de *Crinoides (Pentacrinus et Isocrinus)* (BALOGH—PANTÓ 1952). Les faciès à *Brachiopodes*, à *Crinoides* ou à algues se substituent les uns aux autres.

Le calcaire est chimiquement assez pur. Sa teneur en MgO atteint à peine 1%, la quantité de ses constituants insolubles en acide ne dépasse que rarement 1%, ou très exceptionnellement 2%.

Le calcaire de Wetterstein ou la dolomie à texture saccharoïde n'ont pas subi l'effet d'une métasomatose à sidérite, ni à Rudabánya [Planche N° IV (en poche)] ni à Uppony [Planche N° XIII (en poche)], ni à Martonyi [Planche N° XII. (en poche), fig. 60]. A chacun des gisements de minerai de fer, ils se présentent dans le toit de l'ensemble ferrifère ou l'accompagnent, en unité structurale séparée. La minéralisation à oxyde de fer du Osztramos [Planche N° XIV. (en poche), fig. 64] — qui s'est produite dans le calcaire de Wetterstein — n'est pas exclusivement ni caractéristiquement métasomatique. On reviendra encore à l'exposé plus détaillé de ce sujet.

5°. SCHISTE ARGILEUX, MARNE, CALCAIRE À CORNÉENNE, LADINIENS

Dans la série triasique de la Montagne de Rudabánya, on ne trouve nulle part de conditions de faciès aussi extrêmement et irrégulièrement variables, qu'aux formations de l'étage ladinien. La variabilité de la sédimentation, depuis le grès, à travers le schiste argileux, les sortes de marne (fig. 1. N° 6, fig. 60), la cornéenne, jusqu'au calcaire lamellaire et massive à ou sans cornéenne, est à ce point grande, la composition des séries continues est à ce point variée que la formation entière ne semble point être le produit d'une seule phase de sédimentation. A cause de son morcellement tectonique, il est difficile de déterminer son épaisseur. Ce n'est seulement en sens verticale que la variabilité de la sédimentation se manifeste, mais les différences radicales entre les séries des couches des ouvertures voisines montrent que les conditions de l'accumulation des sédiments furent très diverses, même en sens horizontal. Conformément aux faciès qui se substituent les uns aux autres, l'épaisseur totale originelle de la série pouvait être très différente aux divers endroits du territoire. L'épaisseur totale de la formation est approximativement 300 à 400 m.

Dans la Montagne de Rudabánya, la formation ladinienne à faciès variables est le mieux observable, à la surface, dans les vallées latérales du NW de la vallée Telek völgy. Des ouvertures beaucoup plus bigarrées de cette formation ont été fournies par les forages exécutés à la bordure de NW des mines de Rudabánya (PANTÓ 1955). La série des couches est caractérisée par une alternance multiple de la sédimentation, à rythmes fins qui, en apparence, ne reflète aucune loi dominante. Dans les séries — incomplètes sans doute — étudiées en détail jusqu'à présent, on n'a pu établir aucun changement des conditions de sédimentation dans un certain sens, qui fût régulier par l'ordre des successions lithologiques ou par les mesures ou proportions des différents rythmes. Le bassin accumulateur, divisé même en sens horizontal, est trop *inéquilibré* et *variable* pour qu'on en puisse établir les caractères fondamentaux, par une simple comparaison de quelques profils.

Dans la série, le calcaire jaunâtre clair et gris s'alterne capricieusement avec le rouge, violacé, verdâtre ou gris foncé, celui cryptocristallin, à cassure conchoïdale avec le cristallin grossier, celui lamellaire avec le massif. Dans n'importe quel type, la cornéenne de couleurs variables peut apparaître en proportions diverses. Parmi les membres de calcaire de la série, s'intercalent des couches de marne, de cornéenne ou de schiste argileux, dont le caractère pétrographique et la couleur (jaune, rougeâtre, verdâtre, gris ou noir) sont extrêmement et irrégulièrement variables, semblablement au calcaire. La marne et la cornéenne peuvent devenir dominantes à des secteurs plus ou moins grands de sa série. Sur la base de la grande étendue continue du faciès à schiste argileux, on peut supposer qu'il occupe à certains endroits la majeure partie de la série.

La série ladinienne est très pauvre en fossiles. Outre la trouvaille décisive de *Daonella* au Telekesoldal, faite par K. BALOGH en 1949 (BALOGH—PANTÓ 1952.), on a trouvé des impressions d'*Halobia* et des restes de Crinoïdes, dans le schiste argileux noir du forage N° 382 de Rudabánya. Ces fossiles demandent encore une élaboration plus complète. Du faciès de calcaire massif, K. BALOGH a déterminé les formes suivants d'algues calcaires: *Teutloporella hercula* STOPP., *T. nodosa* PIA, *Diplopora annulata* SCHAFH., *Oligoporella* (?) *duplicata* PIA.

Les formations de l'étage ladinien furent trop variées pour que leur position stratigraphique pût être clairement reconnu par les géologues qui dressaient les cartes antérieures (PÁLFY 1924, VENDEL 1937—1938); ceux-ci considéraient certains faciès de l'étage ladinien comme carbonifères, autres comme séisiens et campiliens. Par conséquent, la caractérisation, l'établissement des contours de l'étage ladinien sont devenus erronés, et en même temps l'unité des formations paléozoïques et werfeniennes fut troublée en y comptant des membres étrangers. La suppression des erreurs stratigraphiques — qui causaient beaucoup de confusion — commença par le levé de K. BALOGH, en 1949 (BALOGH—PANTÓ 1952). Il a éliminé que toute la série sédimentaire à faciès variés appartenait à un seul étage et les divers faciès à calcaire, cornéenne, schiste argileux, marne

peuvent se substituer l'un à l'autre, en proportions différentes, dans la montagne.

Le faciès ladinien de Rudabánya diffère par des nuances de celui de la *Montagne de Bükk*, ainsi les expériences stratigraphiques acquises dans celle-ci pouvaient être employées à celui-là (BALOGH 1950, BALOGH—PANTÓ 1953). Le Ladinien de la Montagne de Rudabánya diffère au fond du faciès de calcaire stratifié ou massif de Gemer. Récemment, on a observé le faciès variable, de type de Rudabánya, du Ladinien, en *Slovaquie* aussi, près de Melliata, dans la vallée du Murán. Il est bien probable, que la série variable ladinienne de type de Rudabánya joue un rôle beaucoup plus important dans la structure de la Montagne de Spiš—Gemer (p. e. une partie de la série, dite Foederata de Dobsina) qu'on n'a reconnu jusqu'à présent. Là aussi, c'est à cause de son extrême variabilité qu'on l'a méconnue et mise à de divers âges (Carbonifère, Permien, Triasique, Jurassique). (SCHÖNENBERG 1946.) Aucun type de faciès alpin ne peut être employé à ce faciès. A plusieurs endroits, dans des limites étroites, la série montre les caractéristiques mélangés des faciès de Reifling, Partnach, Schreyeralm et même de Wetterstein.

B) Formations du toit tertiaires et quaternaires

6°. CALCAIRE À ORTHOPHRAGMINES ET ALVÉOLINES, SABLE, CONGLOMÉRAT BARTONIENS

Le forage N° 390, au SW de l'exploitation minière de Rudabánya, au fond de 101,3 m d'un ensemble pannonien supérieur, puis à celui de 70,3 m d'un ensemble de calcaire et schiste ladiniens, a atteint une formation éocène supérieure, dans une profondeur de 171,6 m et il l'a traversée en 76,2 m d'épaisseur de forage, c'est-à-dire 38 m d'épaisseur véritable. Au-dessous de celle-ci, la formation ladinienne recommença (PANTÓ 1955).

Cette série se compose d'une alternance d'argile-sable, conglomérat à ciment calcaire, calcaire zoogénique à bancs épais. Bien que la formation ait subi un fort stress tectonique et soit traversée par des plans de glissement, les transitions graduelles entre les divers membres et leur succession cohérente prouvent une sédimentation non interrompue.

Dans les plaques minces du calcaire zoogénique, M. SIDÓ a réussi à déterminer, outre les restes de *Lithothamnium* et *Orthophragma*, les espèces de *Nummulina budensis* HANTK., *Asterigerina rotula* KAUFM. et *Alveolina elongata* D'ORB., tout en constatant la présence de beaucoup d'autres genres de *Foraminifères* (*Rotalia*, *Textularia*, *Cibicides*, *Quinqueloculina*, *Triloculina*, *Gyroidina* etc.)

Dans le résidu de lavage des membres friables, sableux de la série elle a trouvé une riche faune de *Foraminifères*, notamment *Karrieriella siphonella* (Rss.), *Eponides umbonatus* (Rss.), *Planulina costata* (HANTK.), *Pl. cf. ariminensis* (D'ORB.), *Nodosaria spinicosta* (D'ORB.), *N. latejugata* (GÜMB.), *N. crassa* (HANTK.), *Vulvulina capreolus* (D'ORB.), *V. pectinata*

(HANTK.), *Marginulina fragaria* (GÜMB.), *M. behmi* (RSS.), *Clavulina communis* (D'ORB.), *Textularia carinata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *C. ungerianus* (D'ORB.), *Guttulina problema* (D'ORB.), *Lagena striata* (D'ORB.), *Uvigerina pygmaea* (D'ORB.), *U. farinosa* (HANTK.), *Bolivina punctata* (D'ORB.), *B. beyrichi* (RSS.), *Lingulina glabra* (HANTK.), *Sphaeroidina austriaca* (D'ORB.), *Spiroloculina* sp., *Orthophragmina* sp., *Gyroidina soldanii* (D'ORB.), *Textularia subflabelliformis* (HANTK.), *Bulimina truncana* (GÜMB.), *Discorbis* sp., *Anomalina* sp., *Robulus limbosus* RSS., *R. inornatus* D'ORB., *R. cultratus* (MONTF.), *R. vortex* F. M. Parmi celles-là, elle a réussi à constater la présence des espèces qui peuvent indiquer déjà l'Oligocène. A l'avis d'E. Szöts, l'ensemble indivisible appartient à l'étage bartonien de l'Éocène supérieur.

Nous étions surpris d'avoir trouvé une série sûrement éocène, tectoniquement pincée, à Rudabánya. Dans le voisinage, on ne connaît nulle part cette formation, sa bonne ouverture la plus voisine est observable dans la mine de sable de la fonderie des Usines Métallurgiques à Diósgyőr. Nous disposons des données concernant l'étendue superficielle de cette formation des environs de Trizs et Imola (SCHRÉTER 1935) et du secteur slovaque du vallé Slana. (FOETTERLE 1866).

Depuis le levé de M. PÁLFY (1924), on connaît, au bord de SE de l'exploitation minière de Rudabánya (près de la chambre des machines de l'ascenseur IX.), l'affleurement du calcaire à Lithothamnium qui appartient probablement, en vertu des examens de microfaune de M. Sidó au même groupe, mais faute d'éléments fauniques caractéristiques, les deux occurrences ne peuvent pas être identifiées directement. Les deux données isolées concernant la présence de l'Éocène supérieur en Borsod septentrional *ne sont pas évaluables du point de vue paléogéographique* et, même en tenant compte de leur position tectonique, elles doivent être considérées comme des lambeaux d'érosion.

7°. ARGILE À BANDES TUFEUSES, MARNE ARGILEUSE, GRÈS DU RUPÉLIEN

Le long de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, on ne connaît aucun affleurement des formations rupéliennes. On n'a constaté leur présence que dans les forages profonds.

Au bout occidental du village de Rudabánya, au coin supérieur du pré Gátrét, le forage de prospection d'eau, exécuté en 1948, profond de 214 m, a traversé, dans son secteur de 88 à 214 m, la partie supérieure du groupe rupélien d'argile et marne argileuse. Selon les examens micro-paléontologiques de GY. HEGEDŰS et M. SIDÓ (1953) la partie supérieure à 175 m du groupe appartient à la partie suprême de l'étage rupélien, tandis que l'ensemble inférieur d'une épaisseur de forage de 39 m à l'horizon N° 1 de *Foraminifères* de MAJZON.

Les forages N°s 8 et 9 de Uppony ont ouvert les horizons profonds de l'ensemble rupélien d'argile à bandes de tuf andésitique, marne argileuse,

grès, dans une épaisseur de 223 et 80,5 m respectivement, au-dessous de la formation triasique écaillée. Selon les examens de L. MAJZON, le forage N° 8 a traversé les couches rupéliennes suprêmes, le forage N° 9. ayant traversé l'horizon N° 1. de *Foraminifères* (PANTÓ 1955).

8°. ARGILE ET SABLE CHATTIENS, GRÈS À GLAUCONIE

Les formations caractéristiques du Schlier chattien se trouvent à la surface parmi les formations de toit des territoires voisins de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. Le forage N° 391, établi au prolongement vers SW de la direction du gisement de minerai de fer de Rudabánya, a traversé la série chattienne, au-dessous des sédiments pannoniens de 121 m d'épaisseur, en 51 m d'épaisseur de forage, c'est-à-dire en quelque 25 m d'épaisseur véritable. (PANTÓ 1955). La formation consiste en l'alternance du grès glauconieux à grains fins et de l'argile et marne argileuse. La glauconie n'est pas répartie d'une manière égale, mais elle s'enrichit par endroits, en taches rondes et annulaires. Bien que l'ensemble soit tectoniquement très remué, ou peut généralement reconnaître sa stratification.

Selon les déterminations de M. SIDÓ, la faune de *Foraminifères* de la formation consiste en formes oligocènes qui ne caractérisent pas l'étage, notamment *Textularia carinata* (D'ORB.), *Cibicides dutemplei* (D'ORB.), *Cibicides* sp., *Robulus cultratus* (MONTF.), *R. inornatus* (D'ORB.), *Bulimina elongata* (D'ORB.), *B. ovata* (D'ORB.), *Rotalia beccarii* L., *Nonion commune* D'ORB., *Gümbelina* sp., *Fronicularia* sp., *Nonion* sp., *Discorbis* sp., *Poly-morphina* sp. Parmi les coquilles fragmentaires y trouvées, Z. SCHRÉTER a reconnu une nouvelle *Pecten* (*Chlamys*) sp. et une *Meretrix* sp. En vertu de tout ce que nous venons de dire, mais se fondant surtout sur le caractère lithologique, il qualifia la formation de chattienne.

9°. CONGLOMÉRAT GROSSIER ET ARGILE ROUGE DE BURDIGALIEN

Le forage N° 377, établi à une distance de 70 m des exploitations souterraines, au bord de l'exploitation à ciel ouvert Andrassy I. de Rudabánya, a traversé, entre 29,4 et 82,0 m un conglomérat grossier à intercalations d'argile rouge (PANTÓ 1955), situé devant le redressement des écaïlles triasiques minéralisées sur les formations tertiaires de l'avant-pays du NW [Planche N° IV. 10. (en poche)]. On peut bien identifier cette formation avec le conglomérat que l'on connaît au bord oriental de la montagne, du Mont Kápolnahegy de Rudabánya, à travers le Mont Nagyhegy de Szuhogy, jusqu'au Kókút de Szendrő. (BALOGH—PANTÓ 1952.) Ce conglomérat, contenant toujours des intercalations d'argile rouge (fig. 1. N° 5) et non solidement cimenté, consiste surtout en éboulis non classé de gravier, mais même de blocs d'un mètre cubique n'y sont pas rares. Sa matière est composée principalement de détritits du calcaire carbonifère et triasique, provenant de la dénudation voisine.

PÁLFY a déjà indiqué cette chaîne de conglomérat sur sa carte et il l'a mise conditionnellement au Pannonien inférieur (1924). Ce fut K. BALOGH qui a démontré, au cours de son levé, que la chaîne de conglomérat par sa position paléogéographique, ne pouvait être la formation de base de la série pannonienne qui avance plus profondément dans la montagne, et il a mis cette formation dans le Méditerranéen inférieur (BALOGH—PANTÓ 1952). Récemment Z. SCHRÉTER a émis une opinion sur l'âge de la chaîne de conglomérat (1952), au cours de ses levés de la vallée Bánvölgy, dans les environs de Bánhorváti, et à l'opposé de son point de vue antérieur, il a retiré du Méditerranéen inférieur le conglomérat qui apparaissait surtout au côté gauche de la vallée, en l'identifiant avec le conglomérat sénionen à faciès de Gosau qui entoure le bord de SE de la Montagne de Uppony. Il a projeté l'âge sénionien du conglomérat même à la chaîne de conglomérat qui court au bord de SE de la Montagne de Rudabánya.

Par ses matières, classement, ciment et mode de gisement, le conglomérat en question est bien distinguable du conglomérat de Gosau et, par ses caractères mentionnés, il est beaucoup plus conforme aux conglomérats burdigaliens à argile rouge du bassin de houille brune de la vallée du Sajó. La chaîne de conglomérat de Rudabánya joue le rôle d'un membre de raccordement dans l'enchaînement des taches de conglomérat qui peuvent être suivies de Bánhorváti jusqu'à Somodi (Slovaquie) (Noszky 1948) et qui représentent toutes un faciès identique.

La même formation fut ouverte par nos galeries de prospection de minerai de fer, dans la zone de chevauchement qui s'allongeait au bord de NW de la Montagne de Uppony. La matière en éboulis du conglomérat fut *fort déformée*, tout à fait *laminée* par le chevauchement (G. PANTÓ 1954.). Dans les intercalations à argile rouge de la formation, qui servaient de surface directe de glissement au chevauchement, on a trouvé des plantes fossiles. D'après Mme K. MOESS—RÁSKY, les impressions de feuilles sont pour la plupart caractéristiques du Miocène inférieur.

Le conglomérat grossier, non classé provenant d'une dénudation voisine à intercalations d'argile rouge, gît transgressivement au bord de SE de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, et dans l'avant-pays du NW, il fut pincé au-dessous du chevauchement plus jeune, dirigé vers le NW, des formations triasiques ou carbonifères. Il est bien distinguable d'avec le faciès plus éloigné de la côte du conglomérat également burdigalien que l'on traitera à part, dans la suite.

10°. CONGLOMÉRAT À GRAINS FINS, À DÉTRITUS DE HOUILLE BRUNE, GRÈS, CALCAIRE SABLEUX DU BURDIGALIEN

A Rudabánya et à Uppony, nous avons ouvert un faciès vivement différent du conglomérat burdigalien que nous venons de traiter, dans l'avant-pays plus éloigné de chevauchement dirigé vers le NW de la chaîne de minerai de fer, par des forages profonds (N^{os} 381, 392) [Planche

N° IV. 10—13 (en poche)] et par la prospection minière (Galerie de recherche de Uppony-Zsinnyetető) [Planche N° XIII. (en poche)].

Cette série consiste généralement en l'alternance du conglomérat à grains fins et du grès micacé à bancs. Le conglomérat plus grossier ne se présente qu'en quelques intercalations minces. Sa matière est surtout le gravier quartzeux bien arrondi ou le sable grossier. En général, il peut être considéré comme un sédiment de provenance lointaine, bien classé. Dans ces couches à sable ou grès, on trouve souvent de bandes effritées ou inclusions plus ou moins grandes de houille brune. La formation présente en général des bancs minces, une stratification uniforme, son ciment est calcaire. La quantité du ciment est généralement considérable, il fait 20 à 50% de la masse de la roche et montre des transitions graduelles vers le calcaire sableux.

La macrofaune trouvée dans les carottes fut examinée par Mme I. CSEPREGHY—MEZNERICS. L'unique test de Mollusque dont on peut déterminer l'espèce appartient au voisinage du *Pecten* (*Chlamys*) *varia* L. ou *P. multistriata* POLI. Outre des restes mal conservés d'*Anomia*, *Ostrea*, *Arca*, *Tapes* et *Corbula*, on a pu démontrer des Coralliaires appartenant au genre de *Turbinolia*. Dans la matière lavable des couches friables, sableuses, on a trouvé des *Foraminifères* oligocènes à tests roulés. Sur la base des déterminations fauniques et caractères pétrographiques, la formation peut être considérée comme burdigalienne, en identifiant cette formation avec l'ensemble de grès à *Pecten* burdigalien supérieur du Bassin houillifère de Borsod.

11°. MARNE ARGILEUSE TUFEUSE TORTONNIENNE

Bien que parmi les formations de toit des territoires voisins de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, la marne argileuse à tuf rhyolithique tortonienne soit assez répandue, celle fut que le forage de prospection d'eau au pré Gátrét de Rudabánya qui a démontré sa présence dans le voisinage immédiat du gisement de minerai. Le forage a traversé de 86 à 88 m, dans une épaisseur de 2 m en tout, la marne argileuse tufeuse qui contient une microfaune caractéristique, selon les examens de Gy. HEGEDŰS et M. SIDÓ (1953).

12°. ARGILE GRISE, MARNE, CALCAIRE, SPHÉROSIDÉRITE DU TORTONIEN ET SARMATIEN

Par le moyen des exploitations à ciel ouvert et des exploitations en profondeur formant la surface recouverte du socle triasique minéralisé accessible, il était possible de jeter un regard dans les formations richement variées du toit immédiat tertiaire supérieur du gisement. Sur la surface de la formation ferrifère produite par la métasomatose à sidérite achevée au milieu du Tertiaire, les facteurs physique et chimique de la désagrégation terrestres agissaient pendant des phases assez longues du Méditerranéen.

néen jusqu'au Pannonien supérieur. Ils s'entrelacèrent d'une manière particulière avec les altérations et la sédimentation dues à l'activité thermique manifestée comme effet ultérieur de la métallogénie, sur la surface immédiate des gisements. Sur la surface d'autrefois du gisement, la formation «superficielle» formée par les produits de désagrégation, décomposition, réaccumulation et précipitation nouvelle, ne constitue pas une couverture uniforme. Conformément aux inégalités, constitution matérielle et conditions de sédimentation de la surface, c'étaient tantôt la *dénudation* terrestre, tantôt la *sédimentation détritque et chimique* qui devenaient prépondérantes. Les procès juxtaposés et simultanés à la surface du gisement se rencontraient d'une manière différente dans presque chaque enfoncement du relief et ils ont produit les ensembles variés du toit immédiat du minéral.

Nous divisons les produits de l'accumulation des résidus et ceux de la sédimentation chimique ou détritque — qui sont inséparables dans le temps et qui se substituent réciproquement — en deux groupes selon leur caractères pétrographiques et nous les traitons dans l'ordre plus fréquent de leur succession.

L'ensemble d'argile (fig. 1. N^{os} 2. et 4.), marne et calcaire produit par la décomposition physique et chimique, et par l'altération chimique du gisement qui contient une *quantité minime de matières étrangères* et dont la période de formation tombe vers les étages tortonien et sarmatien, gît dans les enfoncements du socle ayant une épaisseur inégale, de 10 m au maximum (fig. 51.). Sa délimitation inférieure est souvent incertaine. L'altération et la lixiviation profondes de la dolomie et de la limonite effacent souvent le contact du socle triasique avec les formations sédimentaires miocènes du toit. Quant aux formations marneuses, il est égelement difficile de décider par endroits, si elles soient broyées d'une manière tectonique ou il s'agisse du détritrus réaccumulé des affleurements miocènes. En général, l'ensemble a une structure stratifiée, mais son mode de gisement n'est égal et ses successions ne sont pas conformes dans les profils voisins. Dans les couches successives, les matières sédimentaires détritque et chimique se mêlent dans des quantités variables. La matière détritque plus ou moins grossier provient, d'une manière reconnaissable, directement de la dénudation des formations werfeniennes et anisiennes. Les petit morceaux détritiques du grès, marne, calcaire et dolomie y sont bien reconnaissables.

La quantité de la matière sédimentaire chimique est aussi considérable dans la série. La matière dissoute par l'eau météorique et par l'eau des sources thermales qui s'y mêlaient, s'est accumulée dans les intervalles du transport des détritrus grossiers, en couches de calcaire qui portent plus ou moins les caractéristiques structuraux du travertin.

Les solutions carbonatées détrempant le sédiment friable marneux, ont laissé leurs teneur en chaux en amas cristallins radiaux et globulaires, dans les interstices de la matière détritque.

Bien que sur la base de nos recherches sur les conditions de formation

de ces sédiments, nous puissions tenir pour certain qu'outre les formations stériles de l'ensemble minéralisé, les corps de minerai mêmes furent exposés à la dénudation (le minerai de fer à sidérite étant oxydé en limonite jusqu'à une profondeur considérable), *on n'a pas réussi à trouver ni le détritit du minerai de fer à sidérite, ni celui de la limonite dans la matière sédimentaire de la surface du gisement.* Ce fait prouve aussi que ce n'était un procès simple de désagrégation atmosphérique qui se passa sur la surface du gisement de minerai, mais une altération et une réaccumulation profondes de matières, accomplies partiellement sous effet thermal. C'est dans la matière des sédiments chimiques de la formation de surface du gisement que l'on trouve les constituants *résolus* en milieu réductif des corps de minerai de fer à sidérite et ceux *réduits derechef* pendant la solution des amas de limonite. La forme presque exclusive de l'accumulation de la matière de minerai de fer résolu est la *sphérosidérite*. (Pl. VII. et VIII.)

La sphérosidérite, en produit de l'altération ultérieure des amas de minerai de fer métasomatique, s'est formée, à Rudabánya, en masse géologiquement et pratiquement considérable, et du minerai de fer à sidérite et de la limonite. La transformation en sphérosidérite de la matière de minerai sans transport signifiant peut également être ramenée à une activité thermique qui se présenta en effet ultérieur de la métallogénie. Il est probable que la formation des bancs et concrétions de sphérosidérite dans la matière sédimentaire chimique de la formation de surface du gisement est un phénomène concomitant de ce procès (fig. 2. N° 2.), mais, à cause de la réaccumulation multiple du minerai de fer, on ne peut pas prouver directement leur formation simultanée.

Dans le sédiment de surface de gisement, le sphérosidérite généralement à structure spongoïde, se présente en bancs ou concrétions. Dans le détritit fin inclus dans le sphérosidérite, ce sont le quartz et la baryte qui sont dominants. Le cuivre natif (Pl. VIII. 3.), la cuprite, la malachite et l'azurite, provenant de la solution de la teneur en cuivre du gisement, se présentent également, en connexion avec le sédiment chimique à sphérosidérite ou calcaire.

13°. ARGILE BRUN JAUNÂTRE À ÉBOULIS DU TORTONIEN ET SARMATIEN

Aux parties de la surface du gisement de minerai de fer, situées en dehors (plutôt verticalement) de la zone d'action de l'activité thermique qui produisit les sédiments détritiques et chimiques précédents, exposées seulement à l'action des facteurs de la désagrégation chimique et physique, il s'est formée une couverture de sédiment *résiduel* caractéristique. Semblablement à la formation précédente, cette couverture atteignant 10 m est plus épaisse dans les enfoncements de la surface du gisement d'autrefois et même elle manque souvent aux élévations. Sa matière consiste en argile brun jaunâtre (fig. 1. N° 3.), non stratifiée qui contient le détritit menu, ou par endroits grossier de la limonite, en répartition variable (fig. 10.).

La formation appelée «viande de cheval» par les mineurs de Rudabánya, montre des faciès très inégaux, sa couleur et teneur en intercalations changent pas à pas. Dans plusieurs ouvertures, elle gît en s'alternant avec la formation que nous venons de traiter, mais pour la plupart elle forme le toit de celle-ci. Par endroits, on trouve des transitions sédimentaires entre les deux formations de surface de gisement. Cela saute aux yeux, surtout au fond de l'exploitation en profondeur. Dans la «viande de cheval» brune, on peut observer des taches et inclusions blanchâtres et grisâtres, puis des intercalations à fer réduit font la transition vers la série précédente détritque et chimique. On trouve souvent des concrétions de sphérosidérite, dans les noyaux des taches et des bandes grises, encaissées dans l'argile brune (fig. 11).

Bien que le sédiment résiduel et les sédiments détritque et chimique, produits par la dénudation et la réaccumulation de la matière de l'ensemble minéralisé, s'entrelacent souvent, les territoires principaux de leur extension respective se délimitent, conformément à la répartition territoriale généralement permanente des facteurs producteurs. Vu que le gisement de minerai de fer se trouve dans un état très exploité, nous ne pouvons pas reconstruire la répartition des formations de surface de minerai justement dans l'axe de la minéralisation, mais aux ailes qu'on est en train d'exploiter et ouvrir, on peut indiquer les secteurs caractérisables par les sédiments néogènes de toit immédiat du gisement, restés résiduels (oxydés) ou réaccumulés (réduits).

14°. HORIZON À CONCRÉTIONS DE SPHÉROSIDÉRITE, CONGLOMÉRAT DU PANNONIEN SUPÉRIEUR

Selon les ouvertures des mines de Rudabánya, au-dessus des formations du toit immédiat du minerai, au fond de la série d'argile et sable à bandes de houille brune du Pannonien supérieur, il se présente une formation de base bien distinguable, d'1 à 2 m d'épaisseur. La matière de cette formation de base provient en général du sédiment chimique produit par la dénudation du gisement de minerai. Le plus souvent c'est la sphérosidérite à laquelle s'ajoute une quantité variable de calcite à structure radiale-globulaire. Cette matière constitutive de sphérosidérite poreuse, alvéolé, s'est oxydée en limonite dans la plupart de nos ouvertures actuelles. Dans la matière constitutive de la sphérosidérite, il se présente le quartz blanc, détritque, en inclusions ou en remplissage des pores. La formation est souvent accompagnée des bandes de houille brune ou des restes de branches carbonisées qui par leur effet reducteur ont provoqué des accumulations locales des sulfides de Fe et Cu. Par endroits, on y peut observer des cristaux de malachite et de cérussite.

Souvent, le sédiment à sphérosidérite ne forme pas de bancs continus, mais il indique seulement, sous la forme des séries de concrétions, le cours de la formation de base. C'est de cet horizon qu'on peut déduire les accumulations locales des concrétions oxydées en limonite, répandues même dans les environs plus éloignés (Szuhogy, Ragály), dans lesquelles on peut

suivre le procès de la dénudation et réaccumulation réitérée de la matière ferreuse provenant de l'affleurement du gisement de minerai de fer de Rudabánya.

Dans ce même horizon, on trouve par endroits un conglomérat grossier à matière constitutive sableuse, non classée, à grandes enclaves de houille brune. La plus grande ouverture de cette formation peut être observée dans l'exploitation en profondeur de Rudabánya, le long de la voie de l'ancien ascenseur N° X.

15°. SABLE ET ARGILE À BANDES DE HOUILLE BRUNE DU PANNONIEN SUPÉRIEUR

La formation de surface dominante des environs de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, c'est la série de sable et argile à bandes de houille brune du Pannonien supérieur. Dans l'exploitation à ciel ouvert de Rudabánya, on peut étudier de bonnes ouvertures de cet ensemble, épais de 30 à 40 m, qui gît dans les enfoncements du socle triasique minéralisé (fig. 12) et qui atteint, en dehors du territoire des exploitations minières, même une épaisseur de 250 m.

La série consiste en l'alternance des couches d'argile et de sable. Dans sa partie inférieure, l'argile gris bleuâtre ou verdâtre, onctueuse au toucher, est plus dominante. Les bandes et gisements de houille brune à impuretés argileuses, atteignant même de 1 à 2 m d'épaisseur, se limitent aussi surtout à la partie inférieure de la série. Dans la partie supérieure de la série, c'est le faciès sableux, par endroits à graviers fins à stratification oblique (fig. 13.) qui devient prépondérant. En général, la stratification de la formation est uniforme et, conformément aux formes des affaissements, son inclinaison est plus douce au milieu et plus raide au bords. Par ses intercalations argileuses ce complexe est bien susceptible à des glissements (fig. 14).

Dans l'état actuel de l'élaboration des fossiles de cette formation, il est impossible de diviser la série plus détaillément, à l'intérieur du Pannonien supérieur. Selon les déterminations de M. KRETZOI, les restes de Vertébrés, trouvés dans les gisements de houille brune, sont les suivants: *Gonphotherium longirostre* (KAUP.), *Hipparion primigenium* (MEYER), et *Testudo* sp., *Galerix* sp., *Rana* sp.

Voici la faune de Mollusques de la formation selon la détermination de F. BARTHA:

I. Formes d'eau à salinité réduite: *Valvata* sp., *Micromelania* sp., *Melanopsis sturi* FUCHS, *Congeria* sp.,

II. Formes d'eau douce, de marais: *Bithynia* sp., *Ammicola* sp., *Limnaea stagnalis* L., *Stagnicola palustris* (MÜLL.), *Planorbarius corneus* (L.), *Planorbis spirorbis* (L.), *Gyraulus* sp., *Segmentina löczyi* LÖRENTH., *Unio* sp.

III. Formes terrestres: *Carychium minimum* MÜLL., *Tacheocampylea doderleini* BRUS.

Les données paléozoologiques qui indiquent à l'unisson la partie supérieure de l'étage pannonien, sont en accord avec les déterminations préliminaires de G. ANDREÁNSZKY concernant la riche flore fossile qui n'est encore recueillie d'une manière détaillée. Notamment: *Glyptostrobus europaeus* (BRNGT.) HEER, *ULMUS* sp. qui est très probablement identique avec un des orme squi vivent actuellement en Hongrie, *Salix* cfr. *fragilis* L., *Salix* sp. à contour intact, voisine de la *Salix purpurea* actuelle, *Pterocarya denticulata* (O. WEB.) HEER, *Ficus tiliaefolia* (A. BR.) HEER, *Quercus drymeia* UNG. et *Alnus* cfr. *incana* L. Cette flore s'accorde sous beaucoup d'aspects avec la série de houille brune de Petőfibánya, également pannonienne supérieure.

16°. ARGILE ROUGE, LIMON DU PLÉISTOCÈNE

La formation de surface du territoire consiste en argile rouge (fig. 1: N° 1.) et limon. Dans une épaisseur considérable, elle est à trouver sur les formations triasiques qui s'étendent jusqu'à la surface, et très souvent, elle gît sur les sédiments résiduels de la surface de gisement («viande de cheval»). Son épaisseur dépasse les 2 m par endroits. Dans celle-ci (fig. 30.) l'éboulis menu ou grossier de limonite est très répandu, surtout dans le voisinage des exploitations minières.

Nous nous efforçons de délimiter l'âge de la formation de l'argile rouge de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya par le moyen des restes de Gastropodes et Vertébrés fossiles recueillis dans le remplissage de l'argile rouge du calcaire de Wetterstein, dans la carrière de calcaire établie aux horizons supérieurs de la mine de fer de Tornaszentandrás. Selon la détermination de F. BARTHA, ce sont *Clausilia* sp. ind. *Helicigona lapicida* L. et *Fruticicola fruticum* MÜLL. qui rendent très probable que le remplissage de fissure s'est formé au Mindélien. La faune de Vertébrés — qui se présente à côté du reste de *Diplopoda*, recueilli à la même localité — contenait les formes suivantes, selon la détermination de M. KRETZOI: *Ophidia* indet., *Rhinolophus* cfr. *hipposideros* (BECHSTEIN), *Myotis* sp. indet., *Glis antiquus* KORMOS, *Pliomys episcopalis* MÉHELY et *Apodemus* cfr. *sylvaticus* (LINNÉ). Sur la base de cette faune, il n'y a pas de doute que le remplissage de fissure s'est formé au Biharien inférieur (début du Mindélien I-II.). Même du point de vue zoogéographique, la faune est en connexion avec le territoire carpatho-biharien, et elle se distingue nettement de la faune de Baranya (Villány).

III. FORMATIONS ÉRUPTIVES

A la surface, nous ne disposons que de peu de données pour pouvoir apprécier les formations magmatiques de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya. Le socle n'offre aucune preuve sans équivoques concernant l'existence d'une activité magmatique du Triasique. Les masses serpentinisées du volcanisme basique (mélaphyre) apparaissant en connexion avec les formations werfeniennes de la Montagne de Spiš-Gemer, ressemblent bien aux formations éruptives ouvertes dans la série séisienne à évaporite de Perkupa. Vu que, de l'avis des géologues slovaques et allemands, la période de l'éruption des vulcanites basiques serpentinisées de Spiš-Gemer ait tombé au Triasique inférieur (KORDIUK 1941, ZORKOVSKY 1949, KAMENICKY 1951), nous avons considéré, à notre tour, les serpentines de Perkupa comme des produits du volcanisme werfenien, sur la base de l'analogie pétrographique (BALOGH—PANTÓ 1953). Plus tard, par l'avance des ouvertures de gypse à Perkupa, nous avons réuissi à découvrir, *dans le noyau de l'un des grands blocs de serpentine, pétris tectoniquement dans l'ensemble gypsifère séisien remué, un détail inaltéré du gabbro ophiolitique* que nous allons traiter en ce qui suit. Cette trouvaille a prouvé que les masses de serpentine enrobées dans les formations séisiennes, peuvent bien provenir de la matière du gabbro ophiolitique. Même par l'examen microscopique des sortes de serpentine d'origine peut-être diverse, on n'a pu observer aucune différence essentielle. Cette preuve n'exclut encore la possibilité d'une présence commune du corps de mélaphyre serpentinsé avec la serpentine ophiolitique, mais elle la rend peu probable. Sur la base de ces données-là, nous considérons les serpentines de Perkupa comme des ophiolites, et en nous fondant sur les ouvertures existantes, nous ne tenons pas prouvable l'apparition du volcanisme werfenien au territoire de la chaîne métallifère de Rudabánya.

Au territoire de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, on manque également de données concernant l'apparition d'un volcanisme synchronique à la sédimentation triasique moyenne, bien que celui-là ait des représentants pyroclastiques et pyrogènes sur un vaste territoire de la partie orientale de la Montagne Bükk (PANTÓ 1951). En nous fondant sur des formations magmatiques trouvées à la surface ou ouvertes par les forages de prospection, nous ne pouvons supposer qu'une activité magmatique post-triasique, le long la chaîne métallifère de Rudabánya.

a) MAGMATISME INITIAL (OPHIOLITIQUE)

Dans la vallée de la Bódva, aux environs de Szögliget, on connaît depuis longtemps un affleurement de roche basique, plutonienne que I. VITÁLIS a décrite comme diorite (1909). En connexion avec le relevé du territoire et par les forages établis sur les maxima magnétiques de la vallée de la Bódva, il fut élucidé que dans le bassin supérieur du Bódva, les produits du magmatisme basique étaient très répandus. Outre l'affleurement mentionné, on trouve dans les forages de Bódvarákó N° 1., Komjáti N° 1., Szögliget N°s 1. et 2. les divers produits de la différenciation du magmatisme basique. Parmi les forages, ceux de Bódvarákó N° 1. et Komjáti N° 1. ont traversé la masse magmatique dans une épaisseur de plus de 100 m, mais aucun n'a atteint la limite inférieure de celle-ci, par conséquent on peut prétendre que cette masse considérable de la roche plutonienne est semblable à un batholithe. Nous considérons aussi comme des gabbros serpentinisés les blocs de serpentine atteints par les forages de prospection et par les ouvertures minières à Perkupa.

Nous ne connaissons nulle part la roche encaissante originelle de l'intrusion de la roche basique plutonienne. Ses masses gisent en général immédiatement au-dessous des dépôts alluviaux ou de la série pannonienne supérieure à bandes de houille brune. Ses limites atteintes jusqu'à présent, vers le triasique inférieur ou moyen furent partout tectoniques.

Les produits du magmatisme basique de la vallée de la Bódva présentent des faciès très variés. Le forage de Bódvarákó N° 1. ouvrant le premier les masses intrusives basiques en 105 m d'épaisseur — l'examen de matériaux duquel fut la base de notre description préalable (PANTÓ—Mme. M. FÖLDVÁRI-VOGL, 1950) — n'y a atteint que de gabbro. La masse de gabbro est pour la plupart à grains très grossiers (contenant même de pyroxène de 3 à 4 cm de longueur), dans son secteur plus profond il passe à une variété moins grossière à grains uniformes. Le forage de Komjáti N° 1., pénétrant la masse intrusive batholithiforme à 120 m, a traversé des gabbros à grains uniformes, grossiers moyens (Pl. I. 1.), et les schliers des produits acides de la différenciation de ceux-ci. Dans la composition des masses éruptives moindres, atteintes par les forages de Szögliget N°s 1. et 2., les variétés microholocristallines, compactes de la diabase jouent un rôle important (Pl. I. 3.), outre les sortes à grains fins et moyens du gabbro.

La masse principale du gabbro ou de la diabase respectivement est formée par le plagioclase à fraîcheur différente (Pl. I. 1.). Le mode le plus fréquent de sa décomposition c'est la saussuritisation qui, accompagnée d'une calcitisation avancée, mène à la destruction complète des grains de feldspath (Pl. I. 2.), à des secteurs étendus. On n'a pu déceler la présence de feldspathoïdes dans les membres les plus basiques non plus.

Les représentants les plus abondants des constituants colorés sont l'augite à diopside, plus rarement l'hypersthène et la biotite. Conformément à l'altération de la roche, ce sont surtout les constituants mélanocrates.

qui fournissent abondamment de produits secondaires, notamment: la chlorite, la serpentine, l'épidote. C'est principalement celle-ci qui est un minéral secondaire très répandu, arrangé en grands nodules, dans les roches de gabbro et diabase.

La teneur considérable en Fe et Ti du gabbro est fournie par les grains de magnétite enchevêtrés avec l'ilmenite lamellaire. La majeure partie des lamelles d'ilménite se sont altérées en leucoxène à grains fins (Pl. I. 1.). L'apatite est une concômîtante constante, mais sa quantité est moindre.

L'albitisation ultérieure est en quelque sorte générale au territoire de la formation éruptive basique (dans les forages de Szögliget, Komjáti, Perkupa), elle atteint un degré considérable surtout aux variétés de diabase (Pl. I. 4.). Les amas frais de l'albite qui avancent le long des fissures et contours des grains, sont accompagnées d'épidote.

Les analyses suivantes et leurs valeurs de NIGGLI nous renseignent sur le chimisme de l'intrusion du gabbro.

Analyse N° 1.

Essexite-gabbro-diorite. Forage de Bódvarákó N° 1., 105 à 110 m.

Analysée par: M^{me} M. FÖLDVÁRI-VOGL.

	poids %		valeurs et bases de Niggli
SiO ₂	47,19	si	117
TiO ₂	3,90	qz	—10
Al ₂ O ₃	14,15	co ₂	2,98
Fe ₂ O ₃	7,03	ti	7,30
FeO	3,96	al	20,50
MnO	0,05	fm	41
MgO	5,30	c	26,50
CaO	10,02	alk	12
Na ₂ O	4,50	mg	0,48
K ₂ O	0,52	c/fm	0,65
P ₂ O ₅	0,48	k	0,052
CO ₂	0,90	p	0,52
S	0,35	s	1,65
H ₂ O ⁺	1,84	h	15,20
H ₂ O ⁻	0,13	w	0,61
	100,32	Q	25,5
—O (= S)	0,18	L	37,5
	100,14	M	35,9
		π	0,28
		ρ	0,28
		μ	0,15

poids spécifique: 2,961
type de magma de Niggli:
essexite-gabbro-diorite.

Analyse N° 2.

Gabbro ophiolitique. Forage de Bódvarákó N° 1., 85,5 à 87 m.Analyisée par: M^{me} M. FÖLDVÁRI-VOGL.

	poids %		valeurs et bases de Niggli
SiO ₂	49,08	si	134
TiO ₂	3,80	qz	—30,5
Al ₂ O ₃	14,26	co ₂	3,93
Fe ₂ O ₃	8,16	ti	7,70
FeO	4,21	al	23
MnO	0,13	fm	38
MgO	2,87	c	21,5
CaO	7,38	alk	17,5
Na ₂ O	5,92	mg	0,31
K ₂ O	1,14	c/fm	0,57
P ₂ O ₅	0,93	k	0,110
CO ₂	1,05	p	1,06
S	0,49	h	5,40
H ₂ O ⁺	0,60	w	0,63
H ₂ O ⁻	0,29	Q	25,7
	100,34	L	42,6
—O (= S)	0,24	M	29,8
	100,07	π	0,127
		γ	0,255
		μ	0,23

type de magma de Niggli:
béringitique.

Analyse N° 3.

Gabbro ophiolitique. Forage de Bódvarákó N° 1., 87 à 90 m.Analyse par M^{me} M. FÖLDVÁRI-VOGL.

	poids %		valeurs et bases de Niggli
SiO ₂	49,70	si	134
TiO ₂	2,83	qz	—54
Al ₂ O ₃	16,06	co ₂	4,36
Fe ₂ O ₃	5,97	ti	5,60
FeO	4,64	al	25,50
MnO	0,09	fm	35,50
MgO	3,22	c	20,40
CaO	7,13	alk	18,60
Na ₂ O	6,31	mg	0,55
K ₂ O	1,26	c/fm	0,58
P ₂ O ₅	0,43	k	0,114
CO ₂	1,21	p	0,48
S	0,27	h	9,21
H ₂ O ⁺	1,04	w	0,54
H ₂ O ⁻	0,24	Q	25,60
	100,40	L	46,40
—O (= S)	0,14	M	27,10
	100,24	π	0,157
		γ	0,25
		μ	0,27

poids spécifique: 2,880
type de magma de Niggli:
béringitique.

Analyse N° 4.

Gabbro ophiolitique. Forage de Bódvarákó N° 1., 84 à 85,5 m.

Analysé par M^{me} M. FÖLDVÁRI-VOGL.

	poids %		valeurs et bases de Niggli
SiO ₂	49,56	si	135
TiO ₂	3,67	qz	—35,40
Al ₂ O ₃	15,28	co ₂	3,59
Fe ₂ O ₃	7,80	ti	7,50
FeO	4,16	al	24,40
MnO	0,09	fm	36,60
MgO	2,69	c	21,40
CaO	7,39	alk	17,60
Na ₂ O	6,03	mg	0,36
K ₂ O	0,93	c/fm	0,58
P ₂ O ₅	0,46	k	0,09
CO ₂	0,97	p	0,41
S	0,42	h	4,89
H ₂ O ⁺	0,55	w	0,62
H ₂ O ⁻	0,02	s	2,13
	100,02	Q	26,40
—O (= S)	0,21	L	44,20
	99,81	M	28,70
type de magma de Niggli:		π	0,17
béringitique.		γ	0,27
		μ	0,20

Bien que nous ne possédions d'analyses que de la roche du forage de Bódvarákó, l'affinité de celle-ci avec les roches des autres masses intrusives peut être tenue pour certaine, sur la base de la composition minéralogique et de la texture. La famille des roches où l'on peut ranger les produits de l'activité magmatique basique de la vallée de la Bódva, se trouve parmi les gabbros sodiques. On constate de grandes différences parmi les compositions des sortes analysées, provenant de la même intrusion, par conséquent on peut tenir pour certain qu'une évaluation pétrochimique des produits de différenciation plus acide du forage de Komjáti N° 1. et des diabases des forages de Szögliget N°s 1. et 2. élargirait la série de différenciation du magma à gabbro et au sens acide, et au sens basique. Mais, même sur la base des données qui sont à notre disposition, le magmatisme à gabbro ophiolitique de la vallée de la Bódva s'encadre bien dans le *magmatisme basique initiale*—en connexion avec l'orogénèse carpathique—de la structure régionale. Et la composition de la roche, et le procès de la différenciation, s'accordent bien avec ceux des produits de différenciation de gabbro de Szarvaskő et avec ceux des éruptifs plus jeunes — en partie métamorphosés — de Gemer. L'activité magmatique basique du Bükk et de Gemer qui s'accorde bien avec les ophiolites alpines doit être liée à la phase initiale de l'orogénèse alpine, même du point de vue pétrochimique. Cela est appuyé même par leur position géologique et leur apparition dans la zone structurale.

Nous n'avons aucune raison d'établir n'importe quelle connexion

génétique entre le magmatisme ophiolitique et la métallogénie métasomatique du fer. L'activité ultérieure du magma à gabbro ne pouvait produire que les remplissages de veine à hématite et à sidérite du Osztramos à Tornaszentandrás (BALOGH—PANTÓ 1952).

b) MAGMATISME SYNOROGÉNIQUE

Au territoire de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, nous ne connaissons pas de roche intrusive acide que nous puissions considérer comme le produit d'un magmatisme synorogénique dont l'intrusion soit synchronique avec les phases principales de l'orogénèse alpino-carpathique. Les seuls représentants de l'activité magmatique acide à la surface sont les gîtes moindres du porphyre quartzifère qui se présentent dans les environs de Szalonna, dans la passe de la Bódva, et au secteur inférieur de la vallée de Telekes, pénétrés dans le groupe de schiste argileux et calcaire ladieniens. Ces petits amas du porphyre quartzifère, aux bords de schiste desquels on ne peut observer aucun effet de contact, doivent être absolument considérés comme les produits de l'activité magmatique post-ladienne.

Depuis leur consolidation, les amas de porphyre quartzifère, ensemble avec leur roche encaissante, devaient subir des effets orogéniques considérables, lesquelles ont transformé à fond la texture et la structure de la roche intrusive hypabyssique. Les corps du porphyre quartzifère forment des lentilles allongées selon la direction de la schistosité de la roche encaissante. La substance de la roche a partout une structure ordonnée, schisteuse qui est semblable, à plusieurs endroits aux porphyroïdes paléozoïques de Spiš-Gemer.

Selon l'analyse microscopique, parmi les phanérocristaux atteignant 2 mm, de la roche à texture caractéristique porphyrique, schisteuse, laminée, ce sont le quartz creusement résorbé et le plagioclase à fines lamelles maclées, acide (à composition d'oligoclase) qui sont dominants (Pl. II. 1.). On ne trouve même pas les inclusions pseudomorphes des constituants colorés. L'hématite se présente en rareté, sous la forme de tables idiomorphes, d'une grandeur inférieure à 1 mm.

La matrice consiste en quartz presque pur, dont les grains pour la plupart allongés, endentés varient de quelques microns à 0,1 mm (Pl. II. 1.). Les grains de quartz, semblables à des lattes sont orientés selon la schistosité. L'ondulation, le tourbillonnement des directions dominantes dans un même champ visuel, reflètent fidèlement les effets partiels du remuement de la structure. Les textures laminées, lenticulaires de la matrice sont mises en relief, particulièrement par la disposition mouvementée des écailles de chlorite et séricite qui en font presque 1/5.

La composition chimique de la roche est présentée par l'analyse nouvelle suivante et par les valeurs de NIGGLI, calculées sur celle-ci.

Porphyre quartzifère. Szalonna, au pied de S du Dunnatető.

Analysé par G. CSAJÁGHY.

	poids %		valeurs et bases de Niggli
SiO ₂	79,68	si	577
TiO ₂	0,79	qz	+473
Al ₂ O ₃	6,84	co ₂	0
Fe ₂ O ₃	0,68	ti	0,57
FeO	4,27	al	29,0
MnO	0,02	fm	64,4
MgO	3,38	c	0,9
CaO	0,13	alk	5,7
Na ₂ O	0,38	mg	0,57
K ₂ O	0,66	c/fm	0
P ₂ O ₆	0,04	k	0,55
H ₂ O ⁻	0,32	w	0,014
H ₂ O ⁺	3,07	Q	76
CO ₂	0,00	L	5
	<hr/>	M	19
	100,26	π	0,075
		μ	0
		γ	0

Des valeurs caractéristiques de base de la roche, il ressort très nettement que — bien que sa substance mère ait été probablement le porphyre quartzifère — l'altération chimique profonde accomplie au cours de sa transformation qu'on peut appeler métamorphose, nous empêche de l'encadrer dans la famille des magmas. Au cours de la métamorphose, la quantité du Ca et des alcalis diminue d'une telle manière, que le caractère de domaine de la roche s'est effacé. Les valeurs de *al* et *fm* relativement augmentées, ensemble avec la valeur augmentée — sans doute ultérieurement — de *si*, donnent des caractéristiques qu'on ne peut pas employer à une roche magmatique.

Donc, à la fin des fins, l'éruption *post-ladinienne* du porphyre quartzifère fournissant la substance primitive de la roche, est justifiée par la position géologique des amas de roche. Son altération profonde prouve que sa consolidation s'est accomplie avant les phases orogéniques qui formaient la structure dominante de la montagne, tout en déformant ses roches. Sur la base des données actuelles, on ne peut pas donc décider sans équivoques de la question de savoir si l'éruption du porphyre quartzifère représente le magmatisme synorogénique d'une orogénèse plus ancienne que l'alpine (kimmérienne?) ou elle soit produite par l'activité magmatique d'une phase précoce de l'orogénèse alpine.

Même l'altération beaucoup plus forte de l'éruption du porphyre quartzifère de Szalonna, nous empêche d'établir une connexion directe entre celle-ci et les irrptions et infiltrations du porphyre quartzifère dans le Bükk oriental (PANTÓ 1951). Aucune donnée pétrochimique n'appuie la «synchronisation» des deux produits magmatiques dont l'acidité est identique. Nous nous efforcerons de décider définitivement de cette question en continuant des

examens pétrochimiques et de pétrographie structurale des détails moins altérés du porphyre quartzifère de Szalonna.

Au cours de la reconnaissance géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, l'idée est venue (G. KÁLLAI 1932) de considérer l'éruption du porphyre quartzifère de Szalonna comme une roche produite par le magma minéralisateur de la formation de minerai de fer métasomatique. Cette supposition, se fondant uniquement sur la proximité dans l'espace, ne peut point être accordée à la chronologie — reposant sur nos connaissances de géologie structurale — des activités magmatiques et des procès métallogéniques de la chaîne.

IV. CONSTITUTION DE L'ENSEMBLE À MINÉRAI

A. Rudabánya

1°. GÉOLOGIE DU GISEMENT DE FER

a) Caractères généraux du gisement et des ouvertures minières

Nous n'employons le terme de *gisement métallifère* à la formation à minerai de fer de Rudabánya qu'au sens de l'allemand «*Lagerstätte*» ou anglais «*ore deposit*». Le mot gisement ne signifie pas alors, ici, la présence des amas de minerai, d'origine sédimentaire, et qui gisent de la manière des couches. C'est tout l'ensemble des amas de minerai, formés par la minéralisation métasomatique de Rudabánya, alors c'est la formation métallifère entière soumise à l'exploitation minière et à la prospection, que nous entendons par le mot gisement métallifère (PANTÓ 1952. b.). C'est la métallogénie métasomatique qui a créé une *unité* de cette formation à faciès, forme et structure variés, représentant plusieurs étages du Triasique. C'est pourquoi nous la traitons en unité géologique indépendante, séparée des autres formations du même âge de la montagne.

Bien que le mot gisement puisse être mal interprété, nous n'avons pas trouvé de meilleure expression.

En ce qui concerne les extensions géologiques et pratiques, le gisement de minerai de fer de Rudabánya peut être délimité dans le secteur de 4,5 km de l'exploitation à ciel ouvert et souterraine, située entre Rudabánya et Alsótelekes. [Planche N° III. (en poche)] Il est possible, et même probable que la minéralisation ne se termine pas au limites actuelles de l'exploitation minière et, par le moyen de prospections systématiques ultérieures, on réussira à trouver les connexions avec les autres minéralisations de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, connues à la surface. Celles-ci peut-être seront-elles à leur tour séparées du gisement métallifère de Rudabánya par des *zones stériles* à ce point étendues qu'elles devront être considérées comme des gisements indépendants, et du point de vue géologique, et du point de vue de l'exploitation minière.

L'unité du caractère géologique du gisement de minerai de fer de Rudabánya se reflète dans le fait, qu'en toute la longueur du gisement métallifère — excepté le gisement de type spécial de Deák-bánya — on peut observer la *minéralisation de caractère identique* des formations de *position stratigraphique identique*, dont le mode de minéralisation, l'âge, la structure, l'épigénie sont, malgré leur variabilité, uniformes.

Dans l'exploitation à ciel ouvert et souterraine de Rudabánya, on trouve plus de 500 amas de minerai, géologiquement limités (séparés par des intercalations de roches stériles). Il est probable, qu'au cours de l'exploitation à petite échelle qui était en train depuis les temps préhistoriques et pendant les dernières 75 années de l'exploitation à échelle grande, on en a extrait autant, par conséquent, *dans le concept géologique du gisement de minerai de fer de Rudabánya intact, nous comprenons une formation géologique consistant en plus de 1000 amas de minerai indépendants.*

Les dimensions des corps de minerai sont très variables. Le corps de minerai continu qui est le plus grand parmi ceux ouverts est long de 500 m, large de 40 m, épais de 10 m (son volume est donc quelque 200 000 m³). Mais on peut supposer que

dans le gisement métallifère intact, il y ait eu des corps de minerai deux ou trois fois aussi grands. En traçant la limite inférieure de la grandeur des amas de minerai à la limite inférieure de l'exploitabilité et de la possibilité de les représenter au profils de couloir, les plus petits corps de minerai sont ceux de 15 à 20 m³. Des causes structurales ou des conditions métallogéniques (tout en négligeant les procès secondaires) menaient par endroits même à la formation de corps de minerai de dimensions minimales, mais il n'a pas semblé motivé de tenir compte de ceux-ci.

Le gisement de minerai de fer se situe dans une *zone d'écaillés empilées*. Les écaillés les plus élevées, c'est-à-dire la crête de la formation minéralisée marquent l'axe de l'exploitation des minerais [Planche N° IV. (en poche)]. Il est probable que l'extraction qui précédait l'exploitation à grande échelle, se soit concentrée au secteur de milieu du gisement métallifère aux parties de l'actuelle mine Andrassy I. et II., mais on trouve les vestiges des anciennes prospections dans les environs de Alsótelekes (Monts Rudahegy et Szőhelytető) aussi. En s'éloignant graduellement des secteurs à affleurements, l'exploitation à grande échelle a établi les contours des corps de minerai couverts par les couches pannoniennes supérieures et elle a localisé la série des exploitations à ciel ouvert, en forme d'entonnoirs. Au cours des 75 années de l'exploitation à grande échelle, les entonnoirs situés dans l'axe du gisement métallifère (c'est-à-dire, dans la direction de l'ancienne colline Bábadomb), se touchèrent et ils forment une vallée artificielle, le long de la chaîne de collines. De cette vallée artificielle, on a exploité quelque 45 millions de m³ de minerai de fer et de roche stérile, et, par cela, on a extrait le secteur de milieu, le plus élevé et le moins couvert du gisement métallifère.

b) Traits principaux de la structure du gisement métallifère

Les extractions des mines de Rudabánya ont ouvert les formations triasiques inférieures et moyennes et leurs formations de toit néogènes [Planche N° IV. (en poche)], d'épaisseur inégale. Le socle est remué et écaillé d'une manière tout à fait compliquée, dans l'étendue entière des ouvertures. La formation en position stratigraphique la plus profonde et, en même temps, l'horizon le plus profond atteint par nos forages, c'est l'ensemble de grès et marne séisiens qui, selon nos connaissances actuelles, peut être considéré comme le mur du gisement de minerai de fer de Rudabánya [Planche N° IV. (en poche)]. La manque des séries de couches continues, les répétitions tectoniques des membres, le plissement et le fréquent broyage des couches démontrent bien que cette formation fut remuée en toute sa masse.

Le complexe minéralisé de Rudabánya consiste en amas empilés des étages campilien et anisien. Les couches campiliennes sont représentées par la marne gris bleuâtre à bandes rouges, la marne calcaire grise, le calcaire lamellaire et la dolomie. De l'étage anisien, c'est la dolomie de Guttenstein seule qui joue un rôle dans la composition du complexe minéralisé.

La structure de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya est caractérisée par la mobilité extrêmement différente des formations triasiques se succédant en succession normale. Parmi les couches triasiques du complexe à minerai de fer, l'ensemble de marne campilienne est *susceptible* de s'échapper à la pression qui agit sur lui, par une *déformation* extrême (figs. 4,5.). Les ensembles de calcaire (dolomie) campilien et dolomie de Guttenstein se comportent sous le stress structural, comme des masses

rigides, et, sous l'effet des forces actives, ils se cassent en tables et blocs, tandis que dans la zone des mouvements très vifs, il se *broient totalement*. Par conséquent la pâte du complexe minéralisée de Rudabánya est fournie par l'ensemble de marne campilienne dont la plasticité a très augmenté par la décomposition thermique. C'est cette formation qui encaisse de tous les côtés les écaillés et les amas empilés de la dolomie et du calcaire et en formant une bonne surface de glissement entre les masses rigides, il donne une *mobilité structurale* plus grande à la formation entière [Planches Nos IV. et XI. (en poche)].

Dans ce complexe minéralisé, l'augmentation de la teneur en Fe est due à la métasomatose sidéritique. La minéralisation à substitution fut provoquée par des solutions à hydrocarbonate de fer qui pénétraient l'ensemble après la première écaillage principale. *La substitution sidéritique fut déterminée par l'empilement* qui se manifestait surtout dans la zone d'écaillage et qui ouvrait le chemin au jaillissement des eaux thermales, même en fracturant les roches carbonatées.

Le minerai de fer primaire de Rudabánya, c'est le minerai de fer à sidérite, produit par la métasomatose ferrifère de la dolomie de Guttenstein (et, subordonnément, de l'ensemble de calcaire et dolomie campiliens). Au cours de la substitution, il n'y avait pas la possibilité d'un échange complet des kations de dolomie. La teneur en Fe du minerai de fer à sidérite de Rudabánya reste en arrière des sidérites de bonne qualité de l'étranger, parce qu'il contient une quantité considérable du carbonate de Ca-Mg de la substance mère. *La condition préalable de la métasomatose fut l'état fracturé de la roche*. En observant bien la répartition fine de la teneur en Fe, on voit que la substitution procédait, au fur et à mesure de la perméabilité de la masse de roche, à partir des fissures, ou des parties broyées. Elle a moins pénétré les noyaux plus compacts, par conséquent elle ne les a substitués que partiellement.

C'est aux contacts des amas de minerai de fer à sidérite avec la marne qu'on peut le mieux observer l'influence de la perméabilité de la roche mère, exercée au procès de la métasomatose. Au contacts du minerai de fer à sidérite avec la marne campilien, marquant des surfaces continues d'extension considérable, les solutions thermales métallifères s'arrêtèrent. *A l'enveloppe de marne du corps de dolomie se transformant en sidérite, les solutions thermales affluantes devaient s'arrêter* et dans les conditions physico-chimiques spéciales du contact elles se sont *délivrées d'une grande partie de leur matière solue (baryte, minerais sulfidiques)*. Les raies à *répétition rythmique* des bordures barytifères jettent de la lumière au *procès mouvementé du transport des matières*. En outre, les contacts des amas du minerai de fer sidéritique avec la marne campilienne en partie doublée de bordures barytiques nous donnent la possibilité d'une *division chronologique des mouvements structuraux* du gisement (figs. 19, 23.). Les contacts de minerai de fer à sidérite avec la marne le long desquels des bordures barytifères rythmiques se sont formées, furent déjà probablement établis à l'époque de la métallo-

génie. Par cela entre les contacts — toujours tectoniques — de la dolomie ou de minerai de fer sidéritique respectivement avec la marne, nous pouvons séparer les plans des *mouvements prémétallogéniques et épimétallogéniques* (figs. 27, 41.).

Dans le gisement de minerai de fer de Rudabánya, l'effet tectonique des phases orogéniques épimétallogéniques fut très considérable. C'était principalement au cours de ces phases-ci que se sont passés *le morcellement et le laminage* extraordinaires des écaillés minéralisées, ce qui caractérise la formation métallifère toute entière. Ces mouvements tectoniques épimétallogéniques se lisent d'une manière précise aux bordures barytiques faillées, étirées, laminées des amas de minerai, sur lesquelles on peut précisément analyser même la succession des mouvements de différents styles [Planche N° VIII. (en poche)].

C'est également un effet des écailllements épimétallogéniques que les corps de minerai se présentent, aux secteurs de SW et de milieu du gisement métallifère situés dans une direction en gros identique, mais en pente inverse, empilés les uns sur les autres en plusieurs rangées (figs. 18, 20.). La structure empilée devient un peu plus simple dans le secteur de NE. du gisement métallifère, les écaillés minéralisées ne s'y repètent pas multiplement les unes sur les autres [Planche N° IV. (en poche) 7, 8, 10, 11, 14, 16]. La série unique des écaillés à minerai de fer, redressées sur la marne campilienne, est couverte, avec l'intercalation de la marne campilienne, par une série d'écaillés de dolomie stérile (fig. 21.). A leur surface karstifiée, on ne trouve que des sédiments pléistocènes.

Au bout de NE du gisement de minerai de fer de Rudabánya, dans l'exploitation de ciel ouvert inférieure de Deákbánya, on rencontre un type exceptionnel de la minéralisation. Là, c'est une partie de la série séisienne de marne à bandes rouges et grès, contenant déjà originellement une *accumulation de fer d'origine sédimentaire*, qui s'est transformé en minerai de fer (fig. 35.). La métasomatose a substitué surtout le ciment carbonaté du groupe. La moindre partie de l'accumulation de fer est carbonatée (sidéritique), l'*hématite d'origine métasomatique* y joue un rôle important (Pl. V. 3, 4). La présence des minéraux accessoires conformes à la masse principale du gisement métallifère (baryte, minéraux de cuivre) prouve que même la formation du minerai de fer de la substance mère séisienne peut être considérée pour la plupart comme produit métasomatique et il fut créé par une phase métallogénique identique à celle du minerai de fer sidéritique à roche mère anisienne.

Au cours des périodes subséquentes, le gisement métallifère métasomatique ainsi formé était profondément *altéré* sous l'action des solutions en partie ascendantes, en partie descendantes. Il est possible de considérer les sources thermales ultérieurement jaillies comme des *effets épigénétiques* de la métasomatose, mais il faut les séparer décidément des procès de la métallogénie métasomatique proprement dite. Bien que leur température ait atteint ou même surpassé 100° C, elles contenaient peu de substances métalliques en solution. Par conséquent, leur effet ne se manifeste

pas au perfectionnement ultérieur de la métasomatose ou à la déposition de nouveaux minéraux à minerais, mais à l'altération de la formation minéralisée et de ses roches encaissantes stériles. Cet effet concomitant a produit la *pulvérisation* de la dolomie, tandis qu'aux minerais de fer à sidérite il mena à l'*enrichissement de la teneur en métal*, par le moyen d'un procès spécifique de *lixiviation* et recristallisation. Le minerai de fer à sidérite, entrant partiellement ou totalement en solution, s'est transformé en *sphérosidérite* spongoïde et au cours de ce procès, ses composants dolomitiques se sont dissous pour la plupart.

L'altération sphérosidéritique prévalait surtout aux parties voisines de la surface du gisement, mais dans le voisinage des fissures de jaillissement, elle agit même sur les amas à situation plus profonde. La répartition irrégulière des amas de sphérosidérite reflète l'inégalité des jaillissements ultérieurs des solutions hydrothermales.

Le gisement métallifère se trouvait à la surface pendant une longue période du Tertiaire. Pendant cette période, l'oxydation superficielle pénétrait le gisement métallifère jusqu'à une profondeur de 40 à 50 m. On emploie le nom collectif de minerai de limonite à toutes sortes de minerai formées dans la zone d'oxydation. L'oxydation est généralement accompagnée d'un enrichissement de métal. En cas d'une oxydation in situ, l'enrichissement est moindre, mais en connexion d'une réaccumulation c'est un enrichissement extrêmement haut qui s'est produit. Le long des fissures, le minerai de limonite a été attaqué et altéré même par les solutions thermales épigénétiques qui réaccumulaient sa teneur enrichie en limonite et la laissèrent sous la forme des remplissages incrustants ou friables (ocrifères) (fig. 30.).

La métallogénie sphérosidéritique et celle limonitique s'entrelacent souvent au parties voisines de la surface du gisement. La sphérosidéritisation attaque souvent le minerai de fer à sidérite en partie oxydé, par la réduction renouvelée de celui-ci. Mais la sphérosidérite près de la surface se transforme en limonite spongoïde par le moyen d'une nouvelle oxydation.

La surface néogène du gisement métallifère avait un relief très inégal. Au cours de la période continentale, cette surface fut enveloppée d'une *couverture sédimentaire détritique et chimique*, formée d'une part par les sédiments résiduels, d'autre part par les produits de la décomposition et de l'altération thermales épimétallogéniques (figs. 11, 51.). C'est à la surface de celle-là que commença, au Pannonien supérieur, la sédimentation argileuse-sableuse à bandes de houille brune, dont la base est formée par une couche à conglomérat et à concrétions de sphérosidérite. La formation la plus jeune du toit consiste en argile rouge et limon pléistocènes.

2°. COMPOSITION MINÉRALOGIQUE, TEXTURE ET STRUCTURE DU MINÉRAI DE FER

a) Minerai de fer à sidérite

Composition minéralogique du minerai de fer à sidérite

C'est le minerai de fer à sidérite qui peut être considéré comme *minerai primaire* de Rudabánya, c'est-à-dire comme produit directe de la métasomatose sidéritique. Cette désignation industrielle de minerai primaire se présentant en amas de minerai immenses ne détermine le concept de minerai qu'exclusivement sur la base des postulats de qualité. Naturellement, le concept de minerai déterminé selon les postulats de qualité ne correspond pas à une association des minéraux normative, constante, mais on ne saurait le considérer comme une unité géologique indépendant non plus. Vu que le mode et la possibilité de l'utilisation pratique jouent pour la plupart un rôle dans la détermination du concept de minerai, nous nous efforçons de donner un sens minéralogique ou géologique à ce concept d'usage général de la vie pratique.

Pratiquement, on qualifie de minerai de fer à sidérite toutes les parties du gisement métallifère de Rudabánya lesquelles ont acquis une teneur moyenne en Fe au moins 24%, au cours de la métasomatose. Vu que la métasomatose partit surtout de la dolomie de Guttenstein dont la constitution chimique uniforme fut en gros assurée par le procès équilibré de la sédimentation chimique dolomitique, le composant du minerai de fer sidéritique qui n'a pas été échangé au cours de la métasomatose peut être regardé comme uniforme. Les grandes différences de la composition sont dues au différences de la métasomatose et à la répartition inégale des nouveaux constituants.

Dans l'unité géologique séparée en gisement métallifère où l'on peut observer les traces de la métasomatose sidéritique, ce n'est qu' $\frac{1}{3}$ de la masse de roche carbonatée qui s'est altéré en minerai de fer à sidérite. Ce sont donc les constituants originels du sédiment chimique carbonaté qui doivent être considérés comme les minéraux les plus répandus. La dolomie de Guttenstein et l'ensemble de calcaire et dolomie campiliens qui suit au-dessous d'elle par une continuité de sédimentation, consistent presque purement en minéraux carbonatés. Des minéraux argileux à structure de mica y apparaissent comme impuretés qui demandent encore la détermination minéralogique. Les minéraux de SiO_2 se présentent épars, leur quantité est variable.

La masse principale de la dolomie est donc le minéral carbonatés cristallin à texture uniforme. Selon les analyses thermiques différentielles, de Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL—V. KOBLÉNCZ, c'est un mélange en proportion uniforme des cristaux de calcite et de dolomie (fig. 3,1.).

La métasomatose a attaqué ce mélange de dolomie et calcite et elle l'a altéré en carbonate plus ou moins ferrifère. Au cours de la métasomatose, les minéraux métasomatiques suivants se sont formés dans la masse

dolomitique : *sidérite*, *ankérite*, *calcite*, *baryte*, *quartz*, *pyrite*, *chalcopyrite*, *bornite*, *hématite*, *galène*, *tetraédrite*, *bournonite*, *jamesonite* [(Planche N° IX. a. (en poche)]. Les faciès et la répartition des minéraux qui y entrent par l'échange partielle ou complet de la substance au cours de la métasomatose, sont très variés. Leur caractérisation minéralogique fut accomplie, avec l'exactitude du minéralogues par S. KOCH, sur la base des essais précis et détaillés (KOCH—GRASSELLY—DONÁTH 1950) Nous avons seulement l'intention de compléter ses résultats, en éclaircissant les conditions de formation des divers minéraux et leurs rapports mutuels.

Sidérite. C'est le minéral principal de la métasomatose qui fait la quantité prépondérante des masses de minerai dont l'extension est considérables même du point de vue géologique. Elle s'est formée de la dolomie par une substitution plus ou moins complète et consiste pour la plupart en cristaux de mélange isomorphique à composition uniforme. La masse des grains de la sidérite a incorporé une quantité de Mg surtout de la matière dolomitique originelle, dans les limites de tolérance cristallographique. Le Ca joue un rôle plus subordonné dans la composition des cristaux de sidérite.

En général, la sidérite s'est formée, au cours de la métasomatose, en masse cristalline à grains menus. Mais même cette mesure des grains dépasse bien celle des cristaux de la substance mère dolomitique, les limites originelles des grains ne subsistaient donc pas au cours de la substitution. Généralement, la sidérite à grains fins ne s'est pas montrée stable et, selon l'analyse microscopique des échantillons de minerai de fer à sidérite, elle s'est réarrangée en substance cristalline plus grossière, par le moyen d'une récrystallisation partielle ou complète. Les mesures hétérogènes des cristaux caractérisent la plupart des sortes de minerai de fer à sidérite, ce qui s'exprime même aux diagrammes DTA de ces échantillons (fig. 22.). Conformément aux ordres de grandeur — en gros deux — de la matière cristalline, la dissociation de la sidérite se déroule en deux échelons entre 520 et 580°, ce qui s'accorde bien avec les résultats y relatifs du chercheur soviétique V. I. KAOURKOVSKY (1954).

La sidérite qui fournit la masse principale du minerai de fer métasomatique et dont les grains de grandeurs différentes — et variables même depuis sa formation, selon ce que nous venons de constater — est en général grise, à l'oeil nu. Cette sidérite grise, microscopiquement un peu troublé à cause des inclusions très finement éparses, est pénétrée ultérieurement par une sidérite de couleur plus claire, ivoire à l'oeil nu (Pl. IV. 3.). Cette sidérite-ci qui origine d'une minéralisation ultérieure et qui apparaît dans le minerai à sidérite originel en veines et nids, peut être distinguée de la masse principale, en lames minces, par l'absence des inclusions et par son extinction éventailée, ondulante.

Ankérite. Selon des observations à l'oeil nu, l'ankérite accompagne la sidérite, en général aux parties marginales des corps de minerai de fer à sidérite. Ses cristaux sont généralement plus grands que ceux de la sidérite et dans la substance du minerai ou de la dolomie à moitié méta-

somatisée, elle se mêle à la sidérite ou à la dolomie, en proportions variables. Sa distribution n'a pu être établie exactement ni par l'analyse microscopique ni par les essais de DTA. Il est bien probable que des examens physiques plus détaillés prouveront qu'elle est plus répandue, comme produit de la métasomatose partielle.

Calcite. Elle apparaît dans la matière du minerai presque partout en dépôts ultérieurs. Dans les phases épimétallogéniques la teneur en Ca des thermes devenait probablement prépondérante. Sa présence générale s'explique aussi par le fait que la teneur en chaux fut la substance la plus mobile de la formation minéralisée, jusqu'aux époques dernières. Au cours de la métasomatose, les thermes ont dissous et transporté beaucoup plus de Ca que de Mg, ce qui a aussi augmenté la migration de la calcite.

A la suite de la déposition répétée en plusieurs phases de la calcite, ce minéral est très répandu dans les remplissages des fissures du minerai. Les mesures de ses cristaux sont variables, mais en général plus grandes que celles de la sidérite. Aux murs des cavités et des fissures, elle forme parfois des incrustations consistant en cristaux rhomboédriques automorphes.

Baryte. Ce minéral d'origine métasomatique accompagne le plus souvent le minerai de fer à sidérite. Son apparition est très variable, presque irrégulière. Il y a des masses immenses de minerai de fer à sidérite où la baryte n'apparaît point ou elle se présente en remplissage à grains menus dans les interstices des cristaux. A d'autres endroits, la baryte se trouve partout à côté de la sidérite, sous la forme d'un réseau irrégulier de veines, ou de nids et cordons le long des couches, en accumulations à cristaux grossiers (figs. 24, 25.).

Les enrichissements les plus considérables de la baryte se trouvent aux bordures barytiques formées aux contacts des corps de minerai de fer à sidérite avec la marne. Dans la substance à précipitation rythmique, à bandes de ceux-là, c'est la baryte à cristaux grossiers qui est le minéral dominant et qui s'alterne, conformément à la composition variée des bords, avec la sidérite, le quartz, la pyrite, la galène (figs. 23, 26, 42.).

Il est probable que la teneur considérable en baryte du minerai sidéritique répartie d'une manière uniforme, s'est développée en cristaux tabulaires menus, lors de la première cristallisation de la sidérite. La masse principale de la baryte, notamment ses amas à cristaux grossiers, arrangés en forme d'éventail, de même que sa sorte apparaissant en enchevêtrements à grains fins avec le quartz, s'est formée après la première étape de la métasomatose sidéritique (Pl. IV. 2. 3.). La distribution ultérieure de la baryte est prouvée par des phénomènes de remplacement qui présentent aux plaques minces, de si belles formes de texture (Pl. III. 4, IV. 1.). Des examens microscopiques indiquent également que les bordures barytiques du sidérite se sont formées par la digestion de la zone marginale du corps sidéritique déjà formé. La baryte à cristaux grossiers renferme

Les fragments de résorption de la sidérite, en vestiges du remplacement presque complet.

Quartz. La quantité de ce minéral qui accompagne le minerai de fer sidéritique est moindre, mais sa répartition y est semblable sous beaucoup d'aspects. Des nids plus ou moins grands du quartz se trouvent dans la substance primaire du minerai de fer à sidérite, en répartition presque uniforme, même en grains idiomorphes, ainsi il peut être considéré comme un minéral accessoire, concomitant de la phase principale de la métasomatose. Mais la plupart de la teneur en SiO_2 des minerais de fer à sidérite est le produit d'une déposition ultérieure. Ses accolements à grains fins avec la baryte remplacent la sidérite à de divers endroits des amas de minerai, mais surtout dans les zones marginales (Pl. V. 1.). L'infiltration ultérieure de l'acide silicique a considérablement silicifié quelques parties des amas métallifères, sous la forme de remplissage des veines ou d'imprégnations.

Pyrite. Elle se présente également en deux générations, en deux formes. Ses cristaux en gros idiomorphes, disséminés sont concomitants de la sidérite, dans la phase principale de la métasomatose. Par endroits, aux murs des cavités, elle forme des incrustations cristallines automorphes.

Dans une phase postérieure de la formation du gisement métallifère, la sidérite pouvait fournir de la pyrite, par la voie de la sulfuration. Les vapeurs sulfureuses ascendantes ont attaqué la surface des grains de sidérite ou elles ont pénétré les grains le long le clivage rhomboédrique. Par le moyen de cette transformation, la surface de la sidérite et une partie de son intérieur se sont transformées en pyrite amorphe, à grains extrêmement fins.

Chalcopyrite. La teneur en cuivre, de 0,15% en moyenne, du minerai de fer à sidérite est liée pour la plupart à la chalcopyrite. Ses nids cristallins amorphes se présentent en connexion avec les taches de la première génération de la pyrite. Dans le minerai de fer à sidérite moyen, elle est très finement répartie, et presque imperceptible. Ses cristaux bien développés se trouvent rarement dans les cavités. L'accumulation irrégulière, plus apparente de la chalcopyrite est liée à la formation des bordures barytiques. A quelques bordures, les bandes de sulfides consistent surtout en chalcopyrite.

Bornite. Elle se présente en rareté minéralogique dans les accumulations particulièrement riches de cuivre du minerai de fer sidéritique. Il est probable qu'elle ait été plus fréquente dans la partie supérieure, déjà exploitée du gisement métallifère.

Hématite. Cette rareté apparaît dans les interstices des grains du minerai de fer sidéritique, en amas à écailles très fines.

Galène. C'est un minéral lié presque exclusivement aux bordures barytiques. Ses amas à grains fins, ou parfois à cristaux moyens se présentent dans les raies barytiques, quartzieuses, siliciques des bords. Même en dimensions microscopiques, on voit bien que l'arrangement des amas à grains menus de la galène suit la structure finement rythmique, à

croûtes des bords (Pl. V. 2). Ses concomitants, et en partie les produits de sa transformation, sont la bournonite et la jamesonite, raretés minéralogiques des bordures de minerai.

Tetraédrite. C'est un minéral sulfidique des corps de minerai de fer à sidérite, très irrégulièrement réparti, qui se présente en rareté minéralogique. C'est en connexion avec des accumulations riches de la chalcopyrrite, surtout aux bords du sidérite, qu'elle forme des accumulations considérables.

Texture de minerai de fer à sidérite

Le type le plus général et répandu de la texture du minerai de fer à sidérite, c'est l'emboîtement homéoblastique. Au cours de la substitution métasomatique procédant sur une vaste surface, la substance de sidérite s'est formée par une cristallisation presque synchronique aux différentes parties du corps minéralisée. On ne trouve qu'à peine de cristal idiomorphe de sidérite dans la masse principale du minerai de fer sidéritique, c'est *la texture consistant en grains amiboïdes qui y est la plus fréquente*. Il ne se manifestent presque nulle part de directions de face de cristal dans les contours des grains. On ne peut reconnaître aucune connexion entre les clivages et les prolongements entrelacés, et souvent ramifiés des grains amiboïdes.

Selon les examens de TROJER (1952), cette texture caractérise aussi les carbonates d'origine métasomatique. A Rudabánya, *la texture amiboïde* de la sidérite ne se présentait pas partout comme produit direct de la métasomatose. On trouve encore souvent les traces de la substance sidéritique consistant en cristaux rhomboédriques, arrondis, à grains menus qui se touchent sans interstices. Pour la plupart, celui-ci est observable en restes résorbés, remplacés par *la recristallisation* conduisant à la formation du minerai sidéritique à texture amiboïde (Pl. III. 1, 2, 3). Nous considérons ce procès comme un réarrangement de la texture et non pas comme le produit d'une phase postérieure métallogénique à température plus élevée ou plus riche en métal. En tout cas, la recristallisation élimine à un certain degré les inclusions (couronnes d'inclusions) et rend les cristaux plus purs (Pl. III. 2).

Dans le minerai de fer sidéritique à texture métasomatique caractéristique, les formes de texture de *remplacement* sont assez fréquentes. La sidérite jeune à extinction éventailée, libre de fines inclusions, à cristaux grossiers, qui se présente après le développement de la masse principale des amas de minerai et qui forme les remplissages de veine ou des nids dans le minerai de fer sidéritique, absorbe les grains de sidérite limitrophes, antérieurement formés (Pl. IV. 3). La baryte à *cristaux grossiers*, en gros synchronique avec la formation de la sidérite jeune, ou la substance de *quartz* encore plus jeune, pure ou *accolée à la baryte à grains fins*, pénètrent par le voie d'un remplacement dans la masse du minerai de fer sidéritique à texture amiboïde.

Les *bordures* de la sidérite, à raies barytiques, méritent d'être traités à part, même du point de vue de la texture. Ceux-là, en accumulations des éléments ou minéraux rares de la métasomatose, présentent une grande variété, par leur texture aussi. De même que les bords ne sont pas uniformes du point de vue de l'épaisseur, de la composition minéralogique ou de la structure, de même leur texture change par corps sidéritiques ou, souvent, par raies. En ce qui concerne les bordures, on peut supposer qu'ils aient gagné de l'espace par *resorption* presque complète de la matière du *minerai de fer sidéritique*. Le déplacement est prouvé surtout par les fragments des cristaux de sidérite que l'on trouve dans la substance barytique (Pl. IV. 1).

La baryte formant la masse principale des bords consiste pour la plupart, en cristaux grossiers idiomorphes. Les cristaux s'arrangent souvent en amas éventailés dont l'axe est pour la plupart normale à la direction des raies (Pl. IV. 2, V. 1). La sidérite formée en connexion avec la formation des bords se distingue de la masse principale de la sidérite, même par sa texture panidiomorphe. Les conditions de la formation des bordures ont généralement augmenté le pouvoir cristallisateur. La sidérite de bordure se distingue des masses principales des corps de minerai, par sa texture panidiomorphique. La matière des bandes sidéritiques de la bordure consiste en une masse de grains sidéritiques rhomboédriques, emboîtés (spath rhombique). L'enchevêtrement de la baryte à grains fins avec le quartz se présente généralement dans des raies à part des formations de bordure.

Les minéraux sulfidiques des bords de minerai se présentent ordinairement, en raies nettement séparées. En examinant sous le microscope leur répartition, on se rend mieux compte de l'*accroissement rythmique* de la bordure que sur les constuants dominants (Pl. V. 2). Le croisement de leurs cristaux partant des limites des bandes (galène) témoignent d'un courant dirigé vers le contact de la marne.

Dans le minerai à sidérite, on trouve également souvent des textures déformées (laminées, pliées, fracturées, moulues). Leurs formes variées témoignent des divers degrés des stress orogéniques épimétallogéniques qui agissaient dans les directions tectoniques principales.

Forme et structure des corps de minerai à sidérite

La forme des corps de minerai sidéritique métasomatiques fut prescrite par les écailles dolomitiques existantes au temps de la métasomatose. Au cours de l'écaillage, les masses dolomitiques se sont détachées et séparées en gros selon les directions déterminées par les couches et par les bancs. Les écailles dolomitiques empilées sur la couche lubrifiante de marne ont pour la plupart une extension tabulaire, leurs plans concordent avec les bancs de la dolomie. A la suite des conditions mécaniques particulières de la tectonique de la formation métallifère de Rudabánya, les masses dolomitiques glissaient, fortement déformées, les unes sur les autres,

sans être strictement ordonnées. Dans cette structure développée sous des effets tectoniques très forts, sous la pression d'un toit relativement peu épais, les roches carbonatées rigides ont subi une déformation à cassure, à broiement.

La structure actuelle de la formation métallifère nous montre le total des effets tectoniques antérieurs et postérieurs à la minéralisation. Par conséquent nous n'avons que quelques points d'appui pour pouvoir en induire à la structure antérieure à la minéralisation. On peut supposer que les écaillés dolomitiques aient formé primitivement des tables cohérentes plus grandes et l'extension en bancs ait été plus évidente sur leur forme [Planche N° XI. (en poche)]. Leur substance a conservé jusqu'à cette étape la structure sédimentaire originelle à des secteurs plus étendus.

Le morcellement tectonique des corps de minerai ou de dolomie s'est passé selon les plans irréguliers de cassure des masses carbonatées. Les bouts des corps de minerai ou de dolomie ne peuvent pas être considérées comme des limites sédimentaires des couches amincissantes. A notre avis, les bouts en forme de coin qui s'observent parfois sont dus au laminage de grand envergure que reflète toute la structure.

Sous l'effet des forces tectoniques ultérieures, les «*écaillés anciennes*» de l'époque de la minéralisation se sont cassées en écaillés partielles irrégulières, en petits blocs où l'extension le long des plans des couches n'est pas toujours dominante (fig. 52.).

La structure du minerai sidéritique fut déterminée pour la plupart par la substance mère dolomitique. Dans la Montagne de Rudabánya, la dolomie de Guttenstein a généralement une structure à *bancs* plus ou moins épais, ou, par endroits *tabulaire*. La forte compression tectonique, concomitante déjà de la formation de la première structure écaillée, a écrasé les grandes masses cohérentes de la dolomie (fig. 21.), tandis qu'il a tout à fait broyé les corps de dolomie moindres (fig. 9.).

Bien que de l'état actuel cassé et broyé des corps de dolomie du gisement on ne puisse pas induire directement à la structure de la dolomie, antérieure à la minéralisation, il est sûr que les mouvements provoquant le premier écaillage ont déjà produit une structure à *cataclase*. L'état cassé de la substance mère de la métasomatose, accompagné de la *perméabilité plus grande*, fut une condition préalable importante de la substitution des matières.

La sidéritisation avançait graduellement, par la décomposition et substitution par cristaux de la matière dolomitique, et au cours de ce processus lent, la structure originelle de la dolomie fut exactement modelée, malgré la formation d'une texture tout à fait nouvelle. De la dolomie à bancs ou tabulaire, il s'est formé un minerai de fer sidéritique qui montre la même structure. La transformation de la substance et la *récrystallisation* a augmenté la solidité du minerai sidéritique, d'une manière considérable. Il est vrai que le minerai sidéritique porte les marques des bancs et couches originels de la dolomie, mais ces limites provenant de la sédimentation se sont en gros soudées au cours de la métasomatose.

En ce qui concerne la formation du minerai sidéritique, c'était la perméabilité de la roche mère dolomitique qui détermina le procès de l'échange des matières et de la cristallisation. Les solutions infiltrantes, avançant à partir des diaclases, ont transformé la matière de la roche. A ce point de vue, les interstices des couches jouaient un rôle important, en conduisant les solutions. Au cours de la substitution graduelle de la masse dolomitique, les interstices des couches ne se soudaient que par endroits, correspondant au transport des agents de la recristallisation qui se sont passés le long des fissures et fentes, normales à eux. Au cours des phases succédantes à la métasomatose, dans les secteurs des interstices des couches restés ouverts, la baryte à cristaux grossiers s'est déposée, avec une conséquence caractérisant des masses considérables du minerai sidéritique, sous la forme de nids ou cordons allongés le long des interstices des couches (fig. 24.). Les cordons de baryte soulignent la structure stratifiée du minerai sidéritique, mais la structure fine du minerai n'accorde plus avec celle-là (fig. 25.).

A des secteurs considérables de la dolomie de Guttenstein, on ne peut pas reconnaître aucune structure dominante à bancs ou à couches. La minéralisation de telle dolomie massive irrégulièrement cassée, a produit des masses de minerai sidéritique à structure semblable. La structure fracturée ou broyée qui est très apparente dans les ouvertures du minerai sidéritique, fut modelée sur la dolomie. Aux plans des cassures fraîches, on peut bien observer que la plupart des fractures primaires de la dolomie se sont soudées dans le minerai à sidérite, et ce n'était qu'une faible préformation structurale des plans de cassure qui subsista. Dans le minerai sidéritique à structure comme celle-là, la déposition postérieure de la baryte à cristaux grossiers suit également les directions des fissures irrégulières de la dolomie.

Des masses considérables de la dolomie furent *broyées* tectoniquement, déjà *avant la métasomatose*. La dolomie s'est altérée en auto-brèche. Au cours du broyage, les morceaux plus résistants ont été enrobés dans la matrice finement moulue de la roche. Le minerai à sidérite formé de la brèche dolomitique a *modelé* la structure originelle bréchique, dans la composition des grains cristallins, et souvent même dans la répartition de la teneur en métal. Mais les contours originels des morceaux de brèche se sont soudés, par conséquent ils ne sont point apparents aux plans des cassures fraîches. C'est aux murs ouverts depuis longtemps que la structure bréchique est mise en relief et bien visible.

Il est donc caractéristique des formes structurales mentionnées du minerai sidéritique que la matière minéralisée s'est soudée au cours de la recristallisation. Mais, sous l'effet des mouvements tectoniques *épimétallo-géniques*, les masses de minerai à sidérite furent cassées ou broyées à leur tour. Des poussées tectoniques fortes ont souvent *écrasé* complètement les amas de minerai, par conséquent ils sont traversés par un réseau fin de fissures. Si l'on défait ces corps sidéritiques, ils se réduisent en cailloutis menus et ainsi il est impossible de les extraire en gros morceaux.

Ce morcellement des corps sidéritiques postérieur à la minéralisation

comprend plusieurs phases. La différence d'ordre chronologique est indiquée par le fait que la réseau des fissures de certaines parties fut rempli plus tard des minéraux quelconques (calcite, baryte) tandis qu'ailleurs les morceaux cassés ne sont point de tout cimentés.

Une particularité structurale spéciale des corps de minerai de fer spathique, c'est la formation des bordures barytiques. Aux cours de la minéralisation, aux contacts tectoniques des corps de dolomie, se formait une formation de bordure, épaisse de 0,2 à 2,0 m, parallèle au plan de contact. Leur structure caractérise très exactement le mécanisme du procès de formation. L'alternance des raies des minéraux divers reflètent le cours, l'accumulation, le changement de composition des solutions minéralisatrices. Les éléments ou minéraux qui n'étaient pas concomitants permanents du procès de la métasomatose et ne pouvaient pas remplacer directement la substance dolomitique, se sont accumulés dans la matière des bordures des amas sidéritiques.

Dans la matière des bordures du minerai, ce sont la baryte et la sidérite qui sont dominantes. *La structure rayée* — parfois d'apparence *finement stratifiée* — *des bordures est due à l'alternance par raies de ces minéraux-là* (fig. 26.). Mais le cours des raies ne suit qu'en gros le plan du contact de la sidérite et la marne; et même son ondulation fine et sa structure arquée semblable à la stratification entrecroisée, prouvent que cette structure ne fut pas produite par les incrustations successives de la matière déposée ni par le modelage d'une structure antérieure, stratifiée (fig. 42.). Le changement de direction du cours des bandes — que l'on peut observer aux fissures qui y conduisent du corps de minerai sidéritique — indique que cette structure s'est formée à la suite d'un arrêt des solutions au contact.

La grande variabilité observable dans la composition, l'épaisseur, la structure des bordures de la sidérite fait apparaître la multiplicité du procès de la métasomatose d'une manière agrandie, relevée (figs. 24, 41.). Les connexions des ensembles d'éléments, des bordures d'une part et des corps sidéritiques d'autre part, peuvent être comparées à la relation du résidu de magma avec le magma primordial de la cristallisation principale. Au cours du procès de la métallogénie du minerai sidéritique, les constituants restés en solution se sont accumulés au contact — indiquant une limite nette — de la perméabilité et — en même temps — du milieu chimique. On peut supposer que les solutions affluantes, s'arrêtant au bord des corps de dolomie ou sidérite, ont subi le changement des conditions de pression, de température, de p_H , de redox, sous les effets interférents desquelles les éléments résiduels ont atteint périodiquement les conditions nécessaires à leur cristallisation. On peut expliquer de cette façon l'alternance dominante des raies de baryte avec celles de la sidérite, et la présence des minéraux sulfidiques, également répartis en raies (pyrite, chalcopyrite, bornite, tétraédrite, bournonite, jamésomite, sphalérite) parmi eux.

A la limite des corps de minerai à sidérite et de la marne les solutions résiduelles de la métasomatose ne furent pas reçues par un interstice ouvert. Le développement des bordures avançait conformément à la

structure en raies, par la voie de la *résolution* graduelle de la matière préexistante, préparant ainsi la place pour la cristallisation des nouveaux minéraux. Le gain d'espace s'est effectué au détriment de la partie marginale du corps de sidérite, ou, en partie, de la matière marneuse. On peut bien observer que la sidérite et la pyrite de bord, de forme caractéristique — mais la baryte non pas — ont pénétré les feuilles de la marne (fig. 57.).

D'après les endroits où ils apparaissent le plus souvent, les formations à raies de la baryte, dites bordures, ont été généralement liées à des *surfaces imperméables, provoquant des arrêts*. On trouve aussi des exemples du doublement des bordures, et même de la formation des bancs de baryte à bandes («bordure intérieure»), mais qui sont plus minces (4 à 30 cm) le long de quelques limites nettes des couches à l'intérieur du corps de minerai (fig. 25.).

Les bordures barytiques ont subi tous les événements tectoniques ensemble avec le corps de sidérite. Sur leur structure caractéristique à bandes, on peut bien observer et fixer les dislocations. Semblablement aux amas de sidérite, une partie considérable des bords fut entraînée, laminée, broyée (figs. 24, 41, 42.). Ce sont l'état de morcellement tectonique, l'entraînement le long des contacts avec la marne, qui rendent difficile de comparer les contacts des fragments de la sidérite avec la marne et de reconstruire ainsi les corps de minerai à sidérite primitifs [Planches N^{os} IV, V. (en poche)].

b) Minerai à limonite

Composition minéralogique à minerai à limonite

Le concept de minerai à limonite, semblablement au minerai sidéritique, se fonde sur les exigences de qualité de l'utilisation pratique. On utilise en minerai à limonite la matière de la partie près de la surface du gisement de minerai de fer métasomatique, dont *la teneur en métal s'est enrichie* et qui contient en moyenne de 33 à 35% de fer (calculé sur une matière séchée à 105°). Du point de vue de l'utilisation pratique, on qualifie d'une manière égale des sortes de minerai dont la composition minéralogique, la structure et le mode de formation sont très différentes. En traitant ce groupe à composition extrêmement variable, nous nous efforcerons de le caractériser, mais il est indispensable d'en distinguer le minerai à sphérosidérite que l'on comprend dans ce groupe sur la base de sa teneur en métal et dont la désignation industrielle même est contradictoire (limonite «grise») de même que «le minerai à limonite» à hématite et sidérite de la mine Deákbanya, en partie d'origine sédimentaire.

Au fond, nous traitons en limonite les minerais secondaires pour la plupart à substance minéralisée oxydique-hydroxydique de *la zone d'oxydation — épaisse de 40 à 50 m —*, formée depuis le tertiaire, du gisement du minerai de fer sidéritique métasomatique. Ce n'étaient seulement les procès oxydants atmosphériques descendants qui jouaient un rôle dans la formation du minerai à limonite, mais, par endroits, les effets thermaux

ascendants furent également importants. Les différences et la séparation des produits de l'oxydation d'avec ceux de l'altération hydrothermale sont mises en relief encore plus nettement par les réaccumulations par transport en solution, colloïde ou détritit.

Outre les minéraux non altérés, et inaltérables au cours de l'oxydation, du sédiment carbonaté originel, et la matière résiduelle inoxydée du minerai sidéritique, le minerai de limonite est bâti par les minéraux suivants de la zone d'oxydation, notamment: *limonite* (goethite et lépidocrocite), *hématite*, *pyrolusite*, *psilomélane*, *wad*, *chalcosine*, *covelline*, *cuprite*, *tenorite*, *cuiivre natif*, *azurite*, *malachite*, *or*, *cinabre*, *mercure*, *soufre*, *céruosite*, *anglésite*, *gypse*, *mélanterite*, *epsomite*, *halotrichite*, de même que *la baryte*, *le quartz* et *la calcite*, produits par la réaccumulation et la ségrégation ultérieure [Planche N° IX. a, b. (en poche)].

Il y a plusieurs élaborations excellentes et détaillées sur l'association des minéraux richement variables de la zone d'oxydation de Rudabánya, par S. SCHMIDT (1882), GY. KERTAI (1935), L. TOKODY (1924 et 1950), S. KOCH (1939) et KOCH—GRASSELLY—DONÁTH (1950). Cette fois-ci, nous n'avons pas l'intention de répéter ces descriptions modernes et soigneuses, en caractérisant les sortes de minéraux, se présentant en raretés minéralogiques dans la série riche des minéraux secondaires. D'autre part, nous n'avons pas pu nous proposer de tâche de réexaminer les minerais secondaires de cuivre et plomb qui se présentent en formes bien admirables et qui éclairent d'une manière très intéressante quelques détails des procès de désagrégation et d'altération ultérieure du minerai, parce que les occurrences considérables de ceux-là furent presque totalement épuisés pendant les décades dernières. Au cours de l'exposé sur la formation à limonite, conformément à la méthode de notre examen, nous ne nous occuperons que des sortes de minéraux importants du point de vue géologique, et nous analyserons les procès minéralisateurs importants dans la formation du gisement.

Limonite. La masse principale du minerai sidéritique s'est altérée en limonite, par le moyen des procès de l'oxydation de surface et de l'hydratation. Du minerai sidéritique à constitution relativement uniforme, les facteurs de la désagrégation chimique ont produit un mélange richement varié des oxyhydroxydes de fer.

A la suite de l'infiltration de l'eau météorique saturée d'oxygène, les corps de minerai à sidérite se sont limonitisés par une altération qui avançait de grain en grain. Le produit d'oxydation resté sur place a modelé plus ou moins exactement la texture et la structure du minerai sidéritique. Conformément aux formes et à la structure fine très variables de l'oxyhydroxyde de fer, sa matière a une structure massive, grenue ou terreuse. Sa couleur représente presque toutes les nuances, du jaune ocré au noir brunâtre, du rouge vermillon au violacé foncé. Selon l'analyse thermique différentielle de Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL et V. KOBLENCZ, la limonite produite par l'oxydation sur place du minerai sidéritique consiste en goethite et lépidocrocite, en proportions variables (fig. 28.).

Le long des fissures majeures du minerai sidéritique qui allait s'oxydant, de même qu'aux affleurements des corps de minerai à limonite déjà formés, la matière à hydroxyde de fer a été rendue de nouveau mobile, sous la forme de solution ou de hydrosol, par l'eau météorique et, en partie, par les sources thermales dues aux effets hydrothermaux ultérieurs. La réaccumulation en solution ou en colloïde a mené à des enrichissements locaux de la substance limonitifère relativement pure qui dépassent bien la limonite formée in situ en variabilité et richesse de formes. Dans les fissures du minerai à limonite ou dans les enfoncements semblables aux dolines de la surface du gisement, la substance limonitifère altérée s'est accumulée en incrustations plus ou moins épaisses — parfois des «têtes de fer» formées par des cristaux fibreux magnifiquement développés — et en ocre fin qui remplit les interstices de celles-là. Selon les analyses DTA, la substance limonitique des «têtes de fer» consiste en lépidocrocite presque pure (fig. 28, N° 9).

Hématite. Il n'était pas possible d'accomplir l'examen minéralogique de toutes les masses — d'étendue considérable même du point de vue géologique — du minerai à limonite formé sur place. Nos examens approfondis se bornaient aux sortes des minerais que l'on peut considérer comme typiques et qui sont plus répandus. Dans le cas des échantillons de «minerai à limonite» de couleur foncée (noirâtre, violacé), à teneur en fer largement dépassant la moyenne (Analyse N° 16.), l'analyse DTA n'a pas réussi à déceler une teneur en limonite considérable qui fût en proportion avec la valeur de Fe ... de l'analyse chimique (fig. 28, N° 5). C'était la première preuve directe du fait que, dans certaines sortes du «minerai à limonite», la teneur en fer se présente en hématite finement répartie, et non pas en minerai d'hydroxyde. En prenant ce résultat en point de départ, grâce à l'aimable appui de M. E. FUCHS par la roentgenométrie des poussières, nous avons aussi réussi à déceler directement la présence d'une quantité considérable de l'hématite dans les sortes noirâtres du «minerai à limonite» que l'on tenait auparavant comme très riches en Mn (fig. 29, N° 2).

Le minerai de fer à hématite est en général une masse terreuse où la présence de l'hématite peut être décelée pour la plupart par sa rayure. Au cours de l'examen au verre grossissant à main, la scintillation des écailles rares du fer oligiste n'est point apparente, probablement c'est pourquoi celles-ci ont échappé à l'attention de S. КОСН (1950) qui les a examinées si détaillément et profondément. Même la lame mince microscopique du minerai présente une masse tellement dispersée que la détermination minéralogique à la voie optique y fut impossible.

Faute de connaissances exactes sur la répartition et la quantité de l'hématite, il est impossible de retracer les conditions du procès de la déshydratation qui mena à la formation de l'hématite, et de résoudre la question de savoir comment et en quelle proportion les facteurs de la désagrégation de surface se sont entrelacés avec l'effet des solutions thermales ascendantes.

Minéraux de manganèse secondaires. Le Mn qui fait 1 à 3% du minerai

sidéritique de Rudabánya et qui ne forme aucun minerai indépendant déterminable dans le minerai carbonaté, s'accumule dans la zone d'oxydation par endroits séparé du fer et produit des minéraux de manganèse très variés. Dans le minerai à limonite resté in situ, les oxydes de manganèse se mêlent à la limonite, en gros conformément à la répartition du minerai primaire. L'ordre de l'accolement est très divers. La répartition est souvent tellement uniforme et fine que, même par l'examen microscopique, on ne peut pas observer de taches dans la coloration de la limonite. Ailleurs, le microscope ou le verre grossissant à main montre bien la séparation de l'oxyde de manganèse, en remplissages de veines, incrustations ou taches.

La séparation considérable de l'oxyde de fer et de manganèse s'accomplit en cas d'une réaccumulation due à la dissolution complète. C'est alors que des incrustations ou nids à oxyde de manganèse se forment dans les fissures et dans les cavités du minerai à limonite réaccumulé. (Analyse N° 2.) S. KOCH (1950) décrit d'une manière exacte les formes y présentes de la pyrolusite et de la psilomélane, en y ajoutant l'analyse complète de la psilomélane. Celui-ci est le plus significatif dans le minerai à limonite formé par l'oxydation de la sidérite riche en baryte de l'ouverture supérieure de Deákánya.

Minéraux de cuivre secondaires. La teneur en cuivre du minerai sidéritique — dont la quantité est, d'ailleurs, subordonnée — se présentant principalement en disséminations à chalcopyrite qui s'enrichit aux bordures, menait à la formation d'une association des minéraux secondaires de cuivre à formes richement variables, dans la zone d'oxydation (cimentation).

La teneur en cuivre disséminée du minerai à sidérite, oxydée in situ, s'est transformée pour la plupart en cuprite ou en tenorite. Aux accumulations plus considérables de cuivre des bordures de la sidérite, on a pu observer, par endroits, l'enrichissement cohérent des minerais primaires de cuivre ainsi que le stade initial de leur altération, dans la zone d'oxydation aussi. C'est sous l'effet des solutions descendantes que la chalcopyrite et la bornite se sont altérées en chalcosine, covelline, un sulfide inconnu de cuivre (découvert par S. KOCH, dont la détermination exacte n'a pu être effectuée jusqu'ici), puis en cuprite [Planche N° IX. a, b. (en poche)].

La solubilité de haut degré des minéraux secondaires de cuivre, surtout dans l'eau météorique descendant qui devenait sulfatée, a rendu ces minéraux très mobiles par rapport aux autres minéraux accessoires de la zone d'oxydation. Par conséquent la teneur en cuivre du gisement métallifère, parsemée dans la zone primaire, pouvait beaucoup mieux se concentrer dans la zone secondaire que tous les autres métaux accessoires. Par la voie des procès de cimentation, surtout dans la partie voisine de la surface, déjà exploitée du gisement métallifère, la teneur en cuivre transportée par les solutions descendantes s'est enrichie, dans quelques unes du réseau des fissures, sous la forme de cuivre natif à un tel point qu'on a pu l'extraire par l'exploitation à petite échelle, pendant des siècles. Ce n'est qu'un reste modeste des

accumulations de cuivre produites par les procès secondaires qu'on a pu sauver d'être perdu — par les recueils d'il y a 10 à 20 ans — et examiner d'une manière systématique.

Les formes variables du cuivre natif transporté en solution et précipité par la cimentation se sont transformées partiellement ou complètement en cuprite, malachite, azurite, au cours des altérations ultérieures. Les groupes cristallins bien développés, de grands dimensions de ces minéraux-ci rivalisent avec minéraux secondaires des occurrences les plus riches de minerai de cuivre du monde et ainsi ils caractérisent bien l'effet extrêmement enrichissant des procès secondaires du Rudabánya qui est, d'ailleurs, pauvre en cuivre.

Nous ne connaissons pas la position d'autrefois des échantillons les plus riches en cuivre natif, dans la partie près de la surface du gisement métallifère. Récemment, des occurrences plus ou moins grandes de cuivre natif ont été trouvés à de très divers horizons de la mine, par conséquent ils ne donnent aucun point d'appui pour pouvoir délimiter la zone de cimentation. C'est un trait commun des occurrences de cuivre natif qu'elles se formaient toujours le long des fissures, il est donc probable que c'étaient les conditions locales de l'infiltration le long des fissures et de la rencontre avec les solutions du sulfate de fer, qui ont déterminé les endroits où le cuivre natif fut enrichi, indépendamment du niveau constant d'eau. Les occurrences de cuivre natif par nids ne caractérisent pas l'ensemble des amas limonitiques, par conséquent il ne serait pas justifié de parler d'une zone générale de cimentation à Rudabánya.

Minéraux de plomb secondaires. La galène à précipitation rythmique des bordures de minerai s'est altérée en amas de cérusite et d'anglésite, dans la zone d'oxydation [Planche N° IX. a, b (en poche)]. Parmi les deux minéraux, la cérusite est plus fréquente, ses masses à cristaux menus se trouvent aussi dans les bordures du minerai sidéritique. Souvent, la carbonatation n'était pas complète et ainsi la galène résiduelle finement répartie colore la cérusite en noir. Par le moyen de la réaccumulation en solution, les cristaux bien développés, à formes richement variables, des minéraux de plomb secondaires, se présentent aux murs des cavités et des fissures.

Produits de la désagrégation des minerais sulfidiques. Outre les produits de l'altération dont on vient de rendre compte, il y a quelques occurrences très rares et de quantité minime des minéraux qui devenaient connus à Rudabánya, à cause de la désagrégation de minéraux sulfidiques et l'accumulation à un certain degré de leurs produits. Tels sont le mercure natif et le cinabre qui se présentent en produits de la décomposition du cuivre gris, le soufre natif produit par la réduction des sulfides, et l'or natif enrichi au cours de la dissociation de la chalcopyrite [Planche N° IX. a, b. (en poche)].

Sulfates hydratés secondaires. Les procès conduisant à la formation du minerai à limonite ont produit même des sulfates secondaires dissolubles en eau. C'était le mode principal du transport des matières produites par la décomposition dans les eaux descendantes. Les dépôts souvent

melangées et impures des sulfates secondaires sont à retrouver sur les murs des couloirs ou des exploitations à ciel ouvert abandonnés. Parmi elles ce sont la mélantérite, la chalcantite, l'epsomite et l'halotrichite qui sont les plus répandues [Planche N° IX. a, b (en poche)].

Reprécipitations. Le transport et le réarrangement des matières en connexion avec la formation et les altérations du minerai à limonite entraînent que les minéraux antérieurement formés du gisement métallifère se dissolvaient et précipitaient de nouveau. Parmi ces minéraux, c'est la calcite qui est la plus fréquente, la baryte, la quartzite sont aussi répandues. Ces minéraux se présentent pour la plupart en cristaux bien développés, au murs des fissures et des nids, et il n'y a pas de doute qu'ils se formèrent ultérieurement, bien tard. P. e. la baryte ou la calcite gît sur les amas des minéraux de cuivre secondaires. Mais la quantité de ces minéraux est très subordonnée par rapport à la masse du minerai, leur répartition est déterminée par les réseaux des fissures du corps de minerai.

La texture du minerai à limonite

On entend par le concept de minerai à limonite, à Rudabánya, les sortes de minerais de fer oxydiques secondaires dont le mode de formation est extrêmement variable, et qui diffèrent également par leurs textures très variées. L'altération du minerai sidéritique en minerai à limonite — comme on le voit bien aux échantillons recueillis à la limite inférieure de la zone d'oxydation — commence par une oxydation graduelle, partant des fissures. Au cours de ce procès, le minerai garde encore en gros les caractéristiques de la texture du minerai de fer sidéritique. La limonite apparaît en remplissage des fissures, aux contours des grains et elle pénètre dans l'intérieur des grains de sidérite *suivant les clivages rhomboédriques* (Pl. VI. 1, 2).

Mais l'oxydation, partant des contours des grains suivant les directions rhomboédriques, dès qu'elle est parvenue à l'altération presque complète de la masse du minerai sidéritique, efface les formes rhomboédriques de la texture et met en relief les formes de texture de l'oxyde de fer ou de l'oxyhydroxyde fer, résultant de l'état colloïdal. La multiplicité du procès de l'oxydation produit des formes richement variables, par conséquent les diverses sortes du minerai à limonite représentent quantité de textures variées dont le groupement en types est presque impossible. Les divers degrés de développement de tous les types de texture ne furent pas représentés parmi les matériaux soumis à l'examen microscopique, par conséquent nous ne pouvons pas suivre en détail le procès par lequel le réarrangement des matières, dû à l'oxydation, a transformé la texture spathique, rhomboédrique en diverses textures colloïdales du minerai à limonite.

Aux minerais à limonite de type formé par la voie de l'oxydation sur place (sans dissolution et réaccumulation) — c'est le type dominant par sa masse — on peut observer les vestiges de divers degrés du granulage

originel de la substance sidéritique. Il y en a des sortes de minerai où l'on voit bien les contours des grains originels de la sidérite et, malgré que l'intérieur des grains de sidérite d'autrefois consiste en remplissage de limonite à texture colloïdale, la substance semble avoir une structure cristalline, granulaire. Mais on trouve plus souvent une sorte de minerai à limonite dont la substance terreuse et la texture à formes colloïdales n'ont plus gardé rien des caractéristiques de la texture de la sidérite originelle.

Le procès de la formation et de l'accumulation de la limonite constituant la masse principale du minerai à limonite menait à travers l'état colloïdal. Si l'on examine la matière de minerai sous la lumière incidente, on peut bien reconnaître de la coloration, le dessin de l'oxyhydroxyde de fer, les formes de la texture du gel de ferrihydroxyde, dues aux phénomènes colloïdaux. A la majorité prépondérante des sortes de minerai examinées, cette texture se manifeste par une structure particulière *loculaire* (Pl. VI. 2, 3). Le grain de spath d'autrefois ou bien la matière du minerai à limonite à texture uniforme sont divisés en locules alvéolaires, par des croûtes de limonite microscopiquement fines, lenticulairement liées, les interstices de ces locules étant rempli de limonite plus friable, ocrée et plus impur.

La texture du minerai à limonite, variable par sortes est caractérisée en général par les formes arquées, par des cloisons à teneur en oxyde de fer plus pure, par les remplissages plus friables et impures des cavités. La déshydratation du gel de ferrihydroxyde partit dans la substance des croûtes, des cloisons et, par endroits, aboutit par une déshydratation complète à la formation de l'hématite. Dans la matière des interstices, des remplissages on trouve surtout de la limonite ou de l'hydroxyde de fer amorphe (Pl. VI. 2, 3).

Les minéraux de quantité moindre du minerai à limonite sont très inégalement répartis. Les minéraux du minerai sidéritique, restés inaltérés au cours de l'oxydation (la baryte, le quartz, et par endroits la calcite) subsistent dans leur répartition originelle dans la mesure où ils ne subirent point de dissolution ou de réaccumulation, ou bien ils les subirent partiellement. Au cours de l'oxydation, les minéraux du manganèse, du cuivre, du plomb prennent part à des divers procès et leurs produits secondaires sont en général plus mobiles que le gel d'hydroxyde de fer. Par conséquent les minéraux secondaires de ces métaux, en sortant de la répartition primaire des métaux, se présentent en enrichissements considérables. Par rapport à la masse du minerai à limonite conformément à l'ordre chronologique de la déposition des minéraux secondaires, cela correspond toujours à des remplissages de veines ou de nids.

Nous devons traiter à part les formes de la texture des sortes réaccumulées du minerai à limonite. Dans ceux-ci, ce sont naturellement les conditions de déposition et d'accumulation de la substance d'oxyhydroxyde de fer qui déterminent la texture, le minerai primaire n'y joue aucun rôle. La réaccumulation, produite sous l'effet de l'eau météorique de surface ou

de l'activité thermique ascendante à la surface dans les fissures du corps de minerai à limonite, s'est passée dans des conditions physiques et chimiques bien variables qui avaient pour résultat l'extrême variabilité des formations du colloïde de ferrihydroxyde, particulièrement sensible aux effets de milieu. Cette variabilité se manifeste par la proportion quantitative des croûtes de limonite et des remplissages d'ocre, par la structure fibreuse ou stratifiée des croûtes, par la finesse des locules etc.

C'est le minerai à limonite réaccumulé des remplissages des fissures qui forme la substance limonitique la plus pure du gisement métallifère. Outre la calcite et des minerais secondaires de manganèse et de fer, il ne contient point d'impureté. Au cours de la réaccumulation accomplie à la surface du gisement métallifère, la matière sédimentaire du Néogène s'est mêlée au minerai à limonite. Par conséquent, dans ces formations du minerai à limonite on trouve souvent des grains de quartz et des impuretés argileuses mêlées à la substance d'ocre, outre ceux que nous venons de mentionner.

Du minerai à limonite se produit aussi, par la voie de l'oxydation totale, de la sphérosidérite que nous allons exposer dans ce qui suit. Le minerai à limonite de cette origine garde pour la plupart fidèlement les formes de la texture de la sphérosidérite, au cours de l'oxydation. Par leur ordre de grandeur, et dimensions, et même par leurs formes globulaires et arquées, les grains et les amas de sphérosidérite s'accordent avec les formes colloïdales dominantes du gel de ferrihydroxyde, par conséquent la texture de sphérosidérite se transforme facilement en texture globulaire-loculaire du minerai à limonite (Pl. VI. 4). Ce n'est que la fine fibrosité des amas de sphérosidérite qui disparaît très souvent au cours de l'altération en minerai à limonite.

Forme et structure des corps de minerai à limonite

Les corps de minerai à limonite gardent en général les formes des corps de minerai sidéritique, leurs prédécesseurs. Nous pouvons encore relever comme caractères discriminants le broyage et le morcellement encore plus complets de la structure (fig. 4.). Notamment l'oxydation du gisement métallifère commença sous peu après la métasomatose de la zone d'écaillage à couverture assez mince, de sorte qu'une partie considérable des mouvements structuraux épimétallogéniques agissait sur les corps de minerai à limonite et non pas sur les corps de minerai sidéritique [Planche N° XI. (en poche)]. L'oxydation des corps de minerai fut accompagnée d'une diminution considérable de la solidité, sans avoir augmenté la plasticité. Par conséquent, l'écaillage renouvelé — surtout le long de la crête plus élevée de la zone structurale métallifère — a extrêmement morcelé les corps de minerai oxydés (fig. 52.).

La désagrégation et la réaccumulation menèrent aussi au morcellement des masses du minerai à limonite. La réaccumulation agissait souvent dans l'intérieur du corps métallifère, c'est-à-dire il a produit une accumulation

plus enrichie en limonite dans la fissure du corps de minerai à limonite et ainsi il n'a influencé que la répartition du métal à l'intérieur du corps métallifère (fig. 30). Mais la substance métallique fut souvent transportée plus loin, en produisant des accumulations de limonite dans les fissures de la dolomie stérile ou dans les enfoncements plus ou moins grands de la surface du gisement métallifère. Ce dispersement ultérieur de la substance métallique accompagne déjà, en réalité, le procès de la dénudation. La réaccumulation n'a produit que par endroits des masses exploitables, mais par la diminution graduelle des dimensions, on trouve toutes les formes de la transition vers les produits de la dispersion du gisement métallifère, lesquels, mêlés aux matières sédimentaires stériles, ne peuvent plus être considérés comme des formations métallifères.

Conformément aux conditions variables de leur formation, les corps de minerai à limonite montrent des structures multiples. L'oxydation des corps de minerai à sidérite est due à l'infiltration de l'eau météorique descendante et des eaux chaudes et tièdes ascendantes. En quelque sorte, on peut constater une variabilité individuelle, par corps métallifères ou par des parties des corps métallifères, déterminée par le débit et les effets dissolvant ou oxydant de cette infiltration. C'est l'effet commun de ces facteurs qui a déterminé la quantité et la qualité des matières originelles dissoutes du corps de minerai à sidérite, de même que le rythme, les formes colloïdales et les modifications respectives des accumulations de l'hydroxyde de fer.

Les formes structurales du minerai sidéritique furent le mieux modélées par les corps de minerai à limonite où seulement la moindre partie de la matière non sidéritique fut dissoute et où l'altération de substance et de structure s'est déroulée le plus lentement et le plus graduellement, c'est-à-dire, dans les cas où la moindre quantité de la matière entraînait en solution (en état de sol) à la fois. Au cours de telle altération, ce n'est seulement la granulation originelle de la substance sidéritique qui subsiste, mais on peut aussi reconnaître les couches, les bancs, le broiement du minerai primaire, et même de la roche mère dolomitique. Pareils types du minerai à limonite se trouvent surtout à la partie inférieure de la zone d'oxydation (fig. 25).

Au cours des altérations secondaires pendant plusieurs époques géologiques, le développement des formes bien multiples (et en même temps des différences de substance) des diverses sortes du minerai à limonite dépendait de la coïncidence d'autant de facteurs dans le temps et dans l'espace qu'il était impossible d'établir une régularité de leurs effets sur l'ensemble du gisement métallifère. La dissolution ou le dosage de l'entrée en solution à la fois (le degré plus haut et le rythme plus vite de l'altération) dépendent considérablement de la structure primitive du minerai à sidérite. Un corps métallifère fissuré, bien perméable peut être attaqué plus facilement et de plusieurs côtés par le solvant. Le rythme et les phases de l'altération furent considérablement influencés par la quantité, température et la faculté dissolvante du solvant. Les changements dans l'espace et dans le temps de celles-ci subirent à leur tour l'influence de l'oscillation à rythme inconnu et

des coïncidences diversés des facteurs qui agissaient à la surface et près de la profondeur.

Au fur à mesure que l'effet solvant devenait plus accentué, les formes particulières, dus aux phénomènes *colloïdaux*, de la structure de l'hydroxyde de fer secondaire passèrent au premier plan, par rapport à la structure cristalline du minerai primaire. Les mesures de ces formes structurales comprennent plusieurs ordres de grandeur, sans interruption, de quelques microns au demi mètre. La structure colloïdale à dimensions moindres caractérise les sortes altérées sur place du minerai à limonite, les formes colloïdales plus grandes, cohérentes apparaissent à la substance limonitique réaccumulée.

Ce sont les dimensions des formes colloïdales qui déterminent les différences, le degré de la maintenance des éléments structuraux du minerai à sidérite dans la structure du minerai à limonite. P. e. s'il y a des croûtes limonitifères menues, loculaires et des nodules fins d'ocre, au minerai à limonite, on peut observer, d'après la couleur, la répartition originelle de la teneur en métal du minerai primaire. Ainsi, aux produits de l'oxydation du minerai sidéritique à structure brècheuse, on peut souvent bien observer que le ciment de la brèche a acquis au moins deux fois autant de teneur en fer, au cours de la métasomatose que les grains de la brèche. A l'oeil nu, on voit que l'oxydation développe, rend visible la variabilité de la structure fine de la substance dolomitique initiale qui influença le procès plus ou moins complet de la substitution, au cours de la métasomatose. C'est ainsi que les zones broyées, laminées de l'ensemble dolomitique deviennent apparantes par leur teneur en fer plus considérable, de même que les réseaux de fissures à concassage qui sont à peine visibles à la substance non oxydée.

L'oxydation des corps de minerai à sidérite produisit un changement chimique partiel aux bordures. La sidérite et la pyrite des bordures se sont altérées en limonite, les sulfides de cuivre et de plomb furent partiellement transportés, sous la forme des minéraux secondaires. Mais la baryte qui donne le squelette, le caractère structural des bordures, resta au fond inaltérée. De telle manière, on peut bien observer les bordures du minerai primaire, même dans le minerai à limonite, et en outre, leur dessin se relève plus clairement au fur et à mesure du brunissement du sidérite (fig. 25).

Par la dissolution de la cohésion originelle de la substance le minerai à sidérite se transforme en amas *terreux*, à *croûte*. La couleur, le dessin de ces sortes-ci sont également variés, mais leur structure ne montre plus des éléments de forme à couches, à bancs, à brèche, à contours droits, à angles, mais des formes colloïdales, botryoïdes, à croûte, à écorce. Nous avons trouvé le minerai de fer le plus riche à structure concrétionnée à «Glaskopf» dans la matière réaccumulée des remplissages des fissures. Dans la matière de ceux-ci, parfois les croûtes se superposent les unes aux autres d'une manière spongoïde et laissent des locules ouverts parmi elles, parfois elles se couvrent autour des noyaux de précipitation de la manière des écorces emboîtées de l'ail.

Les formes structurales des produits de la dissolution, de la réségrégation appartiennent aussi à celles du minerai à limonite. Le long du réseau de cassures jeunes qui traversent le gisement métallifère, et l'effet dissolvant de l'eau *ascendante thermique* (chaude ou tiède), et l'activité karstique de l'eau *météorique descendante* ont pu agir à fond (fig. 31). En résultat de leur activité, il existe un système étendu de cavités, vides ou remplies d'une substance ocrée-argileuse de formation ultérieure, qui traversent les corps métallifères. D'après la morphologie des cavités l'activité des sources thermales ascendantes s'y entrelaçait avec les phénomènes karstiques (fig. 32).

Ces systèmes de cavités et de fissures sont en même temps les chemins de la migration ultérieure des matières dans le gisement métallifère et c'est le long de ceux-là que les constituants de quantité moindre du minerai furent accumulés, multiples enrichis (fig. 30). C'est ainsi que se forment, en connexion avec les croûtes limonitiques, des accumulations quelquefois considérables de pyrolusite, de psilomélane et des nids de cuivre natif, de cuprite, de malachite qu'on a extraits du minerai à limonite par l'exploitation minière du moyen âge. On trouve les réségrégations pour la plupart cristallines du quartz, de la baryte, de la calcite, transportés en solution, sous la forme des croûtes de plusieurs centimètres, qui incrustent les cavités et les fissures.

c) Minerai à sphérosidérite

Composition minéralogique du minerai à sphérosidérite

Les altérations secondaires du gisement métallifère ne s'accomplissent pas toujours dans un milieu oxydant, par conséquent leur produit n'est pas toujours ou directement le minerai à limonite. L'altération ultérieure du minerai sidéritique, ou quelquefois du minerai à limonite plus tôt formé, mène, en milieu réductif, à la formation des corps de minerai à sphérosidérite. L'altération en sphérosidérite, due au milieu *réductif* soit aux solutions ascendantes soit aux solutions descendantes, est accompagnée d'un réarrangement complet de la texture et de la structure de la substance minérale antérieure. Au minerai à sidérite, cette altération se manifeste par la *dissolution* d'une quantité considérable des constituants non sidéritiques, et au minerai à limonite par la réduction réitérée de la substance de limonite.

Nous traitons sous le terme de minerai à sphérosidérite les parties du gisement métallifère de Rudabánya qui se sont formées par la voie d'une transformation sur place ou réaccumulation dues à l'altération à sidérite ou du minerai à limonite dans un milieu réductif. La multiplicité de la substance de minerai ainsi formée s'explique par la variabilité du mode de formation de la sphérosidérite. L'altération sphérosidéritique, partant des fissures, n'est pas toujours complète et elle entoure des restes à proportions diverses des minerais à sidérite ou à limonite, inaltérés. Dans les cas

de tels corps métallifères à moitié altérés, c'est toujours la sorte du minerai dominant qui détermine la classification.

Sur la surface inégale du gisement métallifère, au fond des bassins plus ou moins grands, recouverts par l'eau douce, jusqu'au Pannonien supérieur, la matière de FeCO_3 transportée en solution se déposait en plusieurs phases et en plusieurs faciès. *Le sédiment sphérosidéritique réaccumulé* montre des textures et des structures très variées, conformément aux conditions de la sédimentation. Sa pureté est aussi oscillante et c'est la quantité de la matière sédimentaire chimique ou détritique de surface y mêlée qui détermine s'il s'agisse d'un minerai à sphérosidérite ou non.

La composition minéralogique de la sphérosidérite est beaucoup moins variable que celle du minerai à limonite. En groupant les constituants minéraux, il faut faire la distinction entre les *minéraux nouvellement formés de l'altération sphérosidéritique* (sphérosidérite, ankérite, marcasite), *les minéraux résiduels du corps métallifère en train d'altération* (sidérite, baryte, dolomie, calcite, quartz, pyrite, chalcopryrite etc., ou limonite, hématite, pyrolusite, chalcosine, cuivre natif, cuprite, malachite etc. respectivement), *les sortes des minéraux réaccumulés, ultérieurement précipités* (calcite, aragonite, baryte, quartz, malachite), *les minéraux allochtones y mêlés pendant la sédimentation de surface* (quartz, minéraux argileux), et *les produits de l'oxydation finale* (Planche N° IX. a, b).

Minéraux de l'altération en sphérosidérite

Sphérosidérite. L'altération ou la réaccumulation de la matière du gisement métallifère au dessous de la nappe d'eau, en milieu réductif a pour résultat la précipitation du FeCO_3 en sphérosidérite. Dans les sortes de minerai où ce procès de transformation réductive devint presque complet, ce minéral forme la masse principale du minerai.

La précipitation de la sphérosidérite s'est passée dans des conditions physiques et chimiques très différentes, c'est pourquoi les formes et la pureté de ce minéral sont très variées. Les diverses accumulations de sphérosidérite diffèrent considérablement en cristallinité. Les conditions physico-chimiques de la transformation et de la réaccumulation varient dans des limites très larges. Surtout en connexion avec l'altération du minerai à sidérite en sphérosidérite, on peut observer que l'altération a produit d'abord des individus de sphérosidérite *pinolitiques*, dont la position et l'emboîtement sont encore déterminés pour la plupart par les grains de sidérite du minerai primaire et qui s'arrangent à peine en amas radiaux (Pl. VIII. 2). Puis quand l'altération procède et la production de la sphérosidérite devient permanente, la cristallisation radiale-fibreuse se fait valoir. C'est autour des centres de ségrégation, formés des amas pinolitiques plus ou moins arrondis que la cristallisation de la sphérosidérite commence, par la formation des croûtes radiales-fibreuses ou des amas globulaires (Pl. VII.).

C'est un caractère général des amas de sphérosidérite que

leur superficie enveloppante est une sphère presque idéale (Pl. VII. 1, 2, 3). Conformément aux dimensions extrêmement variées des amas (de quelques microns à 5 mm), on peut observer sous le microscope les contours des fibres cristallines, ou bien ce n'est que la polarisation d'agrégats de la substance qui indique sa structure radiale-fibreuse. Les fibres cristallines aboutissent d'une manière uniforme, à une seule surface sphérique ou à plusieurs surfaces sphériques concentriques. En cas des amas à écorces multipliées, la fibrosité, la pureté, la teneur en Fe et Ca de même que la cristallinité de chaque croûte à sphérosidérite augmentent uniformément dans l'ordre de succession, ou changent d'une manière rythmique (Pl. VII. 1). La force cristallisatrice des fibres de sphérosidérite n'a surmonté que rarement la tension superficielle de la sphère enveloppante, c'est-à-dire les amas cristallins fibreux en forme de rosettes étoilées irrégulières sont considérés comme des raretés.

Les amas cristallins-fibreux de la sphérosidérite consistent en substance de FeCO_3 en gros pure qui est beaucoup plus pure que la sidérite du minerai primaire. Aux matières des bancs de sphérosidérite (du Miocène et du Pannonien supérieur), réaccumulés en sédiments chimiques, se mêlent beaucoup plus de matières sédimentaires détritiques et chimiques, comme impuretés. Les amas cristallins-fibreux de ceux-ci sont souvent troublés des impuretés argileuses et ils n'ont pas atteint leur développement idéal.

L'analyse DTA des sortes diversement formées de la sphérosidérite avait pour résultat la courbe caractéristique de la dissociation thermique de la sidérite (Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL—V. KOBLENCZ) (fig. 33). A côté de celle-ci, c'étaient les crochets de la marcasite et la calcite qui se sont présentés. Il y a plusieurs sortes de sphérosidérite où la dissociation se présente par un crochet endothermique double. Nous en induisons, d'après KAOURKOVSKY (1954), que la substance à grains de dimensions différentes se dissocient à deux températures, mais dans le cas des sphérosidérites, les images microscopiques des échantillons examinés indiquent encore moins la séparation de deux domaines granulométriques bien délimités qu'en cas de minerais sidéritiques.

Ankérite. Comme dans le cas du minerai à sidérite nous n'avons aucune donnée sûre sur l'étendue importante de l'ankérite, considérée comme un demi-produit de la métasomatose, de même nous pouvons à peine prouver l'existence de l'ankérite parmi les sphérosidérites. Les indices de réfraction plus petites de certaines croûtes de sphérosidérite indiquent que la croissance des amas de sphérosidérite continua, par endroits, par une substance carbonatée à teneur moindre en fer, et celle-ci représente peut-être l'ankérite. Des examens physiques exactes n'ont pas décelé la présence de l'ankérite dans le minerai à sphérosidérite.

M a r c a s i t e. Au cours de la formation de la sphérosidérite en milieu réductif, la teneur en soufre du système originel ou celle en hydrogène sulfuré du milieu provoquant la transformation ou la sédimentation, a

provoqué la formation de la marcasite. Nous pouvons attribuer une teneur considérable en S aux sources jaillissantes chaudes ou tièdes, tandis qu'au fond des eaux stagnantes sur la surface des minerais, c'était la décomposition des substances organiques qui produit également de l'hydrogène sulfuré. Les accumulations de la marcasite apparaissent pour la plupart le long des fissures et des cavités du minerai à sphérosidérite, sous la forme d'incrustations ou de remplissages de veines. On peut souvent observer que la marcasite déplace la substance sphérosidéritique antérieurement formé, la marcasite s'est donc formée de la sphérosidérite, par la voie de la sulfuration. [Planche N° IX. b. (en poche)].

Chalcopyrite. La chalcopyrite idiomorphe se présente en rareté, à la surface intérieure des nids grands à marcasite de la sphérosidérite (Istvántelek). Cette occurrence est digne de notre attention dans la mesure où elle prouve la possibilité de la formation du sulfide de CuFe, parmi les conditions de l'altération en sphérosidérite. [Planche N° IX. b. (en poche)].

Minéraux de la matière métallifère résiduelle. La composition minéralogique des parties inaltérées de minerai à limonite ou de minerai à sidérite dans les corps à sphérosidérite ne diffère pas au fond des masses principales de ceux-ci, il serait donc superflu de les exposer de nouveau. Ce ne sont que les altérations des bordures et l'apparition et la distribution des minerais de cuivre secondaires qu'on doit esquisser un peu plus exactement.

La substance de veines barytiques devient complètement blanche, pulvérulente, friable, au cours de l'altération en sphérosidérite. Cette altération est particulièrement apparente aux bandes de sidérite et baryte, à alternance rythmique des bordures de la sidérite. La sidérite de ceux-ci s'est altérée en sphérosidérite qui renferme la plupart de la substance barytique pulvérulente dans ses locules cellulaires (fig. 34). La pyrite à cristaux grossiers en impregnations s'altère en croûtes de marcasite et melnikovite qui s'intercalent entre les bandes de baryte.

La réduction qui agissait sur le minerai à limonite au cours de l'altération en sphérosidérite, ne mena que partiellement à la réduction des minéraux de cuivre secondaires. La chalcopyrite, apparaissant en rareté, est loin de représenter la teneur originelle en cuivre de la matière du minerai altérée en sphérosidérite. Les minéraux de cuivre secondaires du minerai à limonite en train de se réduire de nouveau ne pouvaient pas marcher au pas avec la substance limonitique, par conséquent les taches plus ou moins grandes de la chalcosine, les fragments des cristaux à squelette du cuivre natif (Pl. VIII. 3), les cristaux menus idiomorphes (dodécaèdre rhombique) de la cuprite, et par endroits, même les prismes très petits de la malachite furent enrobés par la sphérosidérite. Les minéraux secondaires de cuivre, enrobés par la sphérosidérite, se présentent pour la plupart épars. Le procès de l'altération en sphérosidérite facilitait la dispersion et même le départ de la teneur en cuivre. Le minerai à sphérosidérite

ne nous présente pas d'exemples de la formation des accumulations aussi considérables de cuivre que celles formées au cours de la formation du minerai à limonite, surtout aux secteurs exploités il y a longtemps.

Minéraux de formation ultérieure.

Calcite. La calcite qui est la plus répandue parmi les minéraux ultérieurement formés du gisement métallifère, atteint une quantité considérable même dans la matière des corps de minerai à sphérosidérite. La précipitation de ses croûtes radiales-fibreuses commença déjà dans la dernière phase de la formation de la sphérosidérite. Les solutions infiltrées plus tard, laissèrent de la calcite rhomboédrique sous la forme de remplissage de fissures. Aux murs des cavités, même les croûtes de calcite cristalline ne sont point rares.

Aragonite. Les agrégations fibreuses, à croûte, de l'aragonite, répandues dans la sphérosidérite, couvertes d'une incrustation sphérosidéritique pelliculaire, indiquent que l'activité thermique jouait un rôle important, surtout dans l'altération en sphérosidérite du minerai sidéritique.

Baryte. Bien que la solubilité de la baryte soit moindre, ce constituant jouait un rôle important dans les redissolutions et les précipitations ultérieures, au cours des altérations secondaires du gisement métallifère. La formation de la sphérosidérite a eu pour résultat la transformation à grains fins de la substance barytique de minerai sidéritique, et en même temps, de défaire sa cohésion solide, et la rendre friable. Cet ameublissement facilitait la dissolution de la baryte, c'est pourquoi ses agrégations radiales-fibreuses, à croûtes sont assez fréquentes dans les cavités et dans les fissures du minerai à sphérosidérite.

Quartz. Les solutions infiltrantes ont déposé des incrustations de l'acide silicique, aux murs des cavités de la sphérosidérite, à beaucoup d'endroits, bien que leur quantité ne soit pas considérable.

Cuivre natif. Les solutions infiltrantes par les fissures de la sphérosidérite produisaient par endroits des dépôts squelettiformes de cuivre natif, par la voie d'une cimentation ultérieure. La matière du cuivre natif fut transportée probablement pour la plupart du toit.

Malachite. Dans les cavités de la sphérosidérite, parmi les minéraux secondaires de cuivre — qui sont en migration continue — la malachite se présente aussi, sous la forme de cristaux prismés menus.

Impuretés sédimentaires. A la surface du gisement métallifère, on trouve les minéraux plus résistants de la surface, mêlés à la matière des bancs de sphérosidérite, formés entre les conditions de la sédimentation chimique. La sphérosidérite réaccumulée pendant le Miocène contient surtout des impuretés argileuses, tandis que la sphérosidérite alvéolaire de la formation de base de la série sédimentaire pannonnaïenne supérieure, renferme une quantité considérable de sable quartzeux.

Produits de l'oxydation finale. Sous l'effet de l'oxydation de surface,

le minerai à sphérosidérite s'altère graduellement de nouveau en minerai à limonite, dont la masse principale est formée par la limonite. Ce nouveau produit de l'oxydation ne diffère du minerai à limonite directement formé que par sa texture et structure fines (Pl. VIII. 2, 4).

Texture du minerai à sphérosidérite

La variabilité de l'altération en sphérosidérite accomplie par la voie de la transformation ou de la réaccumulation se reflète même par la *richesse* extraordinaire des formes des amas cristallins. Conformément à ce phénomène-ci, l'emboîtement des amas cristallins a produit des textures multiples.

C'est la *porosité* qui est un caractère commun et dominant des diverses sortes des minerais à sphérosidérite. Ce n'est que très rarement que les amas cristallins de la sphérosidérite s'emboîtent d'une manière serrée, pour la plupart ils sont liés en forme de parois cellulaires, renfermant des cavités vides ou incrustées par des formations ultérieures de minéraux (Pl. VII. 2, VIII. 1). Les dimensions et la forme des pores dépendent surtout de l'ordre de grandeur des amas sphérosidéritiques enchaînés. Il arrive souvent que l'on trouve les générations de deux grandeurs différentes des amas cristallins dans le minerai à sphérosidérite. Le procès de l'altération commença par la formation des nodules globulaires assez grands. Dans son noyau, on trouve des débris arrondis du minerai à limonite ou des grains pinolitiques de sphérosidérite. C'est sous la forme d'incrustations à fibres fines que se présente la sphérosidérite plus pure, déposée postérieurement. Celle-ci forme en même temps des amas globulaires, menus, qui s'accolent de la manière des ponts entre les grands nodules (Pl. VIII. 2, 4).

La porosité de la sphérosidérite produite par la transformation du minerai sidéritique est due à la dissolution d'une partie considérable de la substance non sidéritique du minerai primaire au cours de l'altération. Mais outre la diminution du volume du produit de l'altération, les conditions mêmes de la précipitation de la sphérosidérite furent favorables pour un accollement lâche des amas cristallins. La sphérosidérite produite par la réduction rétrograde du minerai à limonite, est aussi poreuse; bien que cette altération n'était pas accompagnée d'une dissolution considérable de la substance du minerai à limonite. D'ailleurs, nous n'avons pas trouvé, à Rudabánya, de ségrégations semblables aux formations sphérosidéritiques de la formation à fer carbonaté lithoïde (blackband), même dans le banc de sphérosidérite qui est la couche de base du Pannonien supérieur.

Les formes de la texture à déplacement de l'altération sphérosidéritique peuvent être observées surtout à la transformation du minerai sidéritique. La dissolution et la récrystallisation de la substance sidéritique avance à partir des fissures, des contours des grains et, avec la formation intermédiaire de la sidérite pinolitique, elles construisent graduellement le squelette spongoïde-poreux consistant en amas de sphérosidérite

(Pl. VII. 3, VIII. 2, 4). Les constituants insolubles du minerai primaire qui ne prennent pas part à l'altération (baryte, quartz) s'accumulent dans les alvéoles du squelette sphérosidéritique.

Aux sortes de la sphérosidérite contenant des résidus du minerai à sidérite inaltérés, on peut souvent observer la prévalence des formes *rhomboédriques* du spath dans l'accolement et l'arrangement des amas cristallins. Au fur et à mesure que l'altération est plus complète, cet «atavisme» du spath devient de plus en plus moindre. La conservation de la texture originelle, la grandeur et l'emboîtement des amas sphérosidérétiques dépendent — de même que dans le cas du minerai à limonite — de la coïncidence de pas à pas variable des facteurs qui déterminent le rythme de l'altération, la quantité et le pouvoir cristallisateur de la substance entrant en solution à la fois.

Concernant la transformation sphérosidéritique du minerai à limonite c'est la texture de la substance mère qui détermine le mode de formation de la sphérosidérite en tant que la réduction carbonatée agit d'abord sur les parties les plus lâches, les plus solubles de la masse de minerai à limonite, à constitution inhomogène. Les croûtes de limonite ou, peut-être, d'hématite, plus résistantes et plus déshydratées du minerai à limonite subsistent en cloisons, même après l'altération sphérosidéritique des remplissages lâches ocrés des locules (Pl. VII. 4, VIII. 3.). Mais l'altération plus complète agit graduellement aux croûtes de limonite aussi.

La texture particulière de la sphérosidérite nous offre plusieurs fois le moyen de distinguer les diverses sortes de l'altération en limonite, survenues dans les différentes phases. Il arrive souvent qu'aux parties inaltérées du minerai à limonite ou du minerai à sidérite en train de limonitisation, substances mères de l'altération sphérosidéritique, on peut reconnaître des directions caractéristiques de la texture du minerai originel. Le rapport des éléments limonitiques hérités aux amas de sphérosidérite montre bien que ceux-là ont influencé et déterminé l'arrangement des amas de sphérosidérite, produits aux cours de l'altération. On en peut bien séparer les produits de l'oxydation ultérieure qui attaquent déjà les amas de sphérosidérite à partir des directions les plus perméables, correspondant à la texture et à la structure actuelle de la sphérosidérite (Pl. VIII. 3).

Forme et structure des corps de minerai à sphérosidérite

La formation de la sphérosidérite est un phénomène répandu, mais non général dans le gisement de minerai de fer. L'altération en sphérosidérite par la voie de l'altération est déterminée par la répartition des fissures — actives pendant le Miocène — du gisement métallifère (celles conduisant des eaux ascendantes ou descendantes, thermales ou météoriques). La répartition, l'étendue et la qualité du sédiment sphérosidérétique produit par la réaccumulation, furent déterminées par le relief du terrain et par le courant du milieu transportant.

C'est surtout à l'aile du NW des ouvertures minières (exploitations souterraines de Andrassy I, Istvántelek) que l'on trouve des corps de minerai à sidérite ou à limonite, complètement altérés en sphérosidérite. L'altération en sphérosidérite sous l'effet des eaux thermales ascendantes, fut la plus efficace à cette partie du gisement métallifère. Là, on trouve des corps de minerai que l'altération sphérosidéritique a complètement pénétrés, d'un contact avec la marne campilienne jusqu'à l'autre, et ce ne sont que quelques parties moindres, isolées de la substance minérale originelle qui subsistent dans la sphérosidérite. Dans le cas de ceux-là, on peut parler des corps indépendants de sphérosidérite, dont les formes et les limites sont conformes aux corps métallifères primaires. Dans les corps de minerai à sidérite dont toute la masse a subi l'altération sphérosidéritique, le procès de la transformation atteint même les bordures barytiques, en les altérant en bordures de sphérosidérite à baryte pulvérulente, à croûtes de marcasite et melnikovite.

Mais, pour la plupart, l'altération sphérosidéritique n'était pas à ce point concentrée qu'elle transformât complètement les corps de minerai, mais elle s'est bornée à quelques détails des corps de minerai à sidérite ou à limonite, *aux bordures des réseaux de fissures actives*. Par conséquent, la séparation des corps de sphérosidérite se heurte à des difficultés et on ne peut même pas l'accomplir d'une manière exacte.

Vu que, du point de vue de l'exploitation minière, aucun intérêt ne s'attache à la distinction entre le minerai à limonite et le minerai à sphérosidérite, et après avoir tenu compte du procès de la formation, cette distinction n'est indispensable pour l'esquisse géologique minière non plus, nous nous sommes dispensés d'indiquer les altérations partielles d'une manière plus exacte.

La structure de la sphérosidérite produite par la transformation des corps de minerais préexistants fut déterminée par les directions du courant des solvants qui provoquaient la dissolution et la récrystallisation. La transformation avançait de pas à pas, à partir des fissures qui pénétraient les corps de minerai à sidérite ou à limonite, par une dissolution et une récrystallisation graduelles. Conformément à ce procès-ci, *les directions de la perméabilité* (interstices des bancs et des couches, plans de glissement, failles) furent souvent *fidèlement modelées*. Aux rencontres des fissures, l'effet plus efficace de l'eau solvante a souvent dissous des cavités plus grandes. L'altération sphérosidéritique avançant dans des remplissages de fissure assez larges a souvent produit des croûtes qui s'enveloppent d'une manière arquée.

La structure fine du minerai à sphérosidérite est caractérisée par une porosité, *une cavernosité scoriacées*. Les mesures et la répartition des pores sont déterminées par la perméabilité du minerai originel. Là où le réseau des fissures, présentait la possibilité d'un écoulement abondant le long des fissures des cavités beaucoup plus larges furent dissoutes; ces cavités sont séparées par des croûtes compactes ou par les piliers du minerai inaltéré. En cas d'un réseau de fissures plus fines, la solution altérante

s'est répartie d'une manière en gros égale sur tout le volume du minerai et l'altération en sphérosidérite, avançant sur un front continu, a produit un minerai à pores également menus. Naturellement, on trouve toutes sortes de transition entre ces deux types là.

Outre le degré de la perméabilité influençant la structure naissante, la sphérosidérite dérivée du minerai à sidérite diffère de celle à matière originelle limonitique par la quantité de la matière superflue pour la constitution de la sphérosidérite et par le mode de l'altération. La quantité presque entière du minerai à limonite prend part à la formation de la sphérosidérite. L'ordre de succession et la vitesse de l'altération sont influencés par les différences fines de la structure de la limonite.

Dans le cas de transformation du minerai à sidérite autant qu' $\frac{1}{3}$ de la substance doit être dissoute et les constituants moins solubles doivent se réarranger pour rendre l'altération en sphérosidérite complète. Outre ces différences de la répartition de la masse, les différences du procès chimique de l'altération sont également importantes. Ce qui est décisif dans le cas de l'altération en sphérosidérite du minerai à sidérite, c'est l'effet solvant qui provoque la décomposition des cristaux originels de carbonate et la ségrégation de la sidérite pure sous la forme d'amas radiaux globulaires, par la dissolution de la teneur résiduelle en carbonate de Mg et Ca du minerai métasomatique. Dans le cas de l'altération en sphérosidérite du minerai à limonite, le procès de la dissolution commence par une altération chimique, notamment la réduction rétrograde en FeCO_3 , et il continue, sans aucune lixiviation considérable, par la cristallisation de la sphérosidérite. On peut reconnaître la différence entre les mécanismes des deux sortes d'altération, surtout par le fait que la présence des cavités dissoutes de grandeurs inégales caractérise pour la plupart les sphérosidérites produites du minerai sidéritique.

La répartition et la structure du sédiment chimique sphérosidéritique produit à diverses époques à la surface du gisement, dépendent des conditions variables de la sédimentation. Le sédiment sphérosidéritique de la surface miocène du minerai gît sur la sphérosidérite produite par la transformation, souvent sans aucune limite nette. Sa forme fut déterminée par l'enfoncement de la surface du minerai, réservoir des sédiments, sa structure montre la dominance d'une stratification quelconque. Mais, bien souvent, la sédimentation sphérosidéritique à la surface de minerai n'est pas parvenue à former des gisements ou des bancs continus, et n'est arrivé qu'à la formation des lentilles, des *horizons à concrétions*, enrobées par l'argile qui ne peuvent pas être appelées corps de minerai, du point de vue pratique (fig. 10). La quantité considérable des amas de sphérosidérite, lavés de la matière sédimentaire lacustre de la surface miocène du minerai, indiquent une dispersion encore plus fine de la teneur en sphérosidérite de l'argile.

Du point de vue structurale, le sédiment miocène à sphérosidérite est en gros conforme à ceux que nous venons de traiter. Sa porosité fine ne reste en arrière-plan, par rapport à la substance sphérosidéritique compacte,

qu'en cas des concrétions. Les impuretés argileuses de la formation métallifère sont finement réparties dans la substance du sédiment chimique et elle ne constituent que par endroits des intercalations ou des remplissages de fissures argileux considérables. De la matière de ses remplissages argileux plastiques, blanchâtres ou gris foncé, on peut laver des amas abondants de sphérosidérite et de marcasite.

Le banc à sphérosidérite formant la couche de base de la série pannonienne supérieure, présente des caractéristiques structurales tout à fait différents. C'est celui-ci qui est le plus impur parmi toutes les formations sphérosidéritiques, car outre le sable quartzéux, des graviers fins et grossiers, des débris carbonisés d'arbres sont enrobés par sa substance. Les inclusions étrangères, situées en gros suivant les couches, mais inégalement réparties, provoquent des irrégularités à la structure uniforme de la formation. La substance sphérosidéritique du sédiment a généralement des pores beaucoup plus grossiers (2 à 30 mm) que les sphérosidérites que nous venons de traiter. Les formes structurales de la formation ne sont pas aussi arquées que celles des sphérosidérites à transformation ou miocènes, notamment leurs alvéoles sont souvent irrégulièrement anguleux. Pour la plupart, les alvéoles ne sont pas vides, mais des débris décolorés en blanc dans un milieu réductif (le plus souvent sable quartzéux) sont accumulés en eux. La tacheur blanche caractéristique, bien reconnaissable de cette formation est due à ce phénomène. Des minéraux sulfidiques (marcasite, chalcosine) se sont accumulés en incrustations des débris des troncs carbonisés, et des minéraux secondaires de cuivre et de plomb (malachite, cérusite) dans la xylite.

A la base de la série pannonienne supérieure, le banc tacheté de sphérosidérite est souvent substitué par des amas de concrétions. Les concrétions de sphérosidérite sont généralement compactes, ce n'est que rarement qu'elles contiennent des noyaux à pores menus. Le degré de leur impureté varie, entre la sphérosidérite pure, le fer argileux lithoïde et le grès ferreux, avec toutes les transitions. La forme, les dimensions, la structure des concrétions peuvent être bien parallélisées aux concrétions limonitiques qui se désagrègent à beaucoup d'endroits, dans la partie inférieure de l'ensemble pannonien dans les environs plus éloignés de Rudabánya (territoire situé entre Ragály, Szendrő et Martonyi). On peut supposer que celles-là soient aussi les produits de l'oxydation des concrétions à sphérosidérite.

d) Le minerai de fer hématitique-silicique de Deákánya

Composition minéralogique du minerai de fer de Deákánya

Dans la série séisienne de marne et grès à bandes rouges de l'ouverture inférieure de Deákánya, on a ouvert une minéralisation dont la constitution et l'origine diffèrent du minerai de fer métasomatique qui con-

stitue la masse principale du gisement métallifère de Rudabánya. Dans cette formation, l'accumulation du fer est due à trois procès divers, c'est pourquoi nous traitons à notre tour la composition minéralogique du minerai conformément à cette division triple. En connexion avec la déposition de la série sableuse-marneuse de la partie supérieure du Séisien, il se produisit une *accumulation moindre de fer sédimentaire* (surtout carbonaté). Dans la phase principale de la métallogénie à Rudabánya, la série séisienne sableuse-marneuse à couches de sidérite *subit une métasomatose* dont les produits les plus importants furent, là, l'hématite, la sidérite et la baryte. Plus tard, la substance sidéritique du corps métallifère sédimentaire-métasomatique passait à la zone d'oxydation, elles s'est limonitisée et ses minéraux accessoires fournissaient également des produits secondaires.

Association des minéraux d'origine sédimentaire, séisienne. Parmi les minéraux stériles, d'origine sédimentaire de la formation, il faut mentionner en premier lieu le quartz, puis ce sont la calcite, la séricite et les minéraux argileux qui sont importants. Conformément aux rythmes de la sédimentation, c'est le détritit plus grossier qui est dominant dans certaines couches, tandis que dans les autres l'argile et les sédiments chimiques deviennent prépondérants. Ce sont surtout ceux-ci qui sont importants du point de vue de l'accumulation du fer sédimentaire.

Au cours de la sédimentation séisienne supérieure, la possibilité se présentait de plusieurs côtés à la formation de la sidérite. La teneur réduite en fer du milieu de grès provoqua la déposition des petits amas allomorphes de sidérite parmi les grains du sable (Pl. II. 3.). Mais parmi les couches marneuses carbonateuses, on trouve quelques unes dont la partie prépondérante consiste en sidérite. La sidérite sédimentaire à grains fins, et dont les grains sont uniformes par couches, s'est jointe avec un peu de quartz et calcite. Par ses grains finement endentés, uniformes à contours frangés, cette sidérite se distingue bien de la sidérite métasomatique (Pl. V. 3). La teneur en sulfide d'origine sédimentaire (pyrite) de la substance à minerai doit être minime, on ne peut pas le distinguer de celui métasomatique.

Il est également difficile de décider si l'hématite apparaisse déjà comme minéral sédimentaire dans la série. Mais l'accumulation d'une quantité considérable de l'hématite sédimentaire est réfutée par le fait, que le minerai utilisable de l'exploitation se distingue des sédiments séisiens «stériles» à couches de sidérite, justement par l'apparition de l'hématite (et par la couleur rouge violacé de celle-là) dont les contours coupent les limites des couches. Il se peut que la série ait contenu une quantité moindre de fer sédimentaire qui était déjà originellement oxydique et qui se transformait en fer oligiste pendant la diagenèse, mais il est impossible de la distinguer par la voie microscopique de l'hématite métasomatique.

Association des minéraux d'origine métasomatique. Parmi les effets physiques et chimiques qui agissaient dans les couches de grès, c'était

l'hématite qui fut le produit minéral dominant de la métasomatose ferrique qui substituait le sédiment séisien. Il est possible que toute la teneur en hématite ne représente pas des substances ferriques apportées pendant la métasomatose, mais une partie du fer peut-être dérive-t-elle de la sidérite originelle de l'ensemble sédimentaire par l'altération accomplie au cours de la métasomatose. Ses grains sont toujours à aiguilles, à écailles, finement réparties. En général, elle sont enclavées dans les interstices des grains de grès, en déplaçant le ciment. Les aiguilles d'hématite s'allongent des bords vers l'intérieur des grains de sable, d'une manière dentelée (Pl. V. 4). La grandeur des grains d'hématite est en proportion avec les mesures des interstices de grains de sable, et en même temps avec la finesse du grès.

Le second minéral très abondant c'est la baryte. Dans la formation métallifère, elle forme souvent des accumulations indépendantes, pour la plupart sous la forme des bancs de baryte, à cristaux grossiers, parallèles au plan de la stratification, mais elle apparaît aussi en remplissage des réseaux de fissures embranchées qui coupent les couches. Le fait qu'elle se forma ultérieurement par rapport à la masse principale de l'ensemble, mais surtout au quartz, est prouvé par ses contacts à résorption, à déplacement, à formes variables.

Semblablement à la masse principale du minerai de fer métasomatique, les accumulations de pyrite et de chalcoppyrite ne sont pas rares, dans la formation métallifère séisienne non plus. Mais la distribution des sulfides est loin d'être aussi homogène que dans le minerai à sidérite. On trouve à peine des grains de pyrite et de chalcoppyrite parsemés dans la matière, la teneur en sulfide de la formation métallifère s'est accumulée dans des nids allongés le long de la stratification, accompagnés ordinairement de quartz.

Le quartz est très répandu sous la forme des remplissages ultérieurs de fissures, les sulfides sont souvent accompagnés des amas du quartz découpé. Sa matière, tout comme dans le cas de l'hématite, peut provenir de la dissolution du quartz d'origine sédimentaire. Des remplissages ultérieurs de calcite sont relativement rares dans le minerai de fer séisien.

La teneur en manganèse du minerai apparaît, uniformément répartie, surtout sous la forme de pyrolusite, elle ne forme pas d'accumulations indépendantes.

Minéraux de la zone d'oxydation. L'effet altérant de l'oxydation superficielle s'est manifesté surtout dans l'altération de la sidérite et des sulfides. Son produit est tout d'abord la limonite formant des accumulations à croûte, le long des fissures entrecoupant les couches, puis des amas ocreux dans les interstices de celles-là. Des réseaux épais de fissures sont absents dans le minerai de fer de Deákbanya, par conséquent les réaccumulations considérables de limonite y manquent totalement.

La pyrite du minerai primaire a fourni également de la limonite, sous la forme des amas grappus dans des nids. L'altération des minerais

de cuivre sulfidiques produisit surtout de la malachite, mais celle-ci n'est enrichie nulle part d'une manière considérable, justement faute de réseaux de fissures conducteurs.

Texture du minerai de fer de Deákbanya

La texture du minerai de fer séisien est bien différente du minerai métasomatique et l'origine sédimentaire de la matrice du minerai y imprime définitivement sa marque. Le grès séisien de la substance mère a généralement une granulation fine ou moyenne. La quantité du ciment n'est pas importante, celui-ci consiste surtout en acide silicique amorphe où s'ajoute la teneur en minéraux argileux — parfois d'une quantité considérable — de la roche. La métasomatose a attaqué surtout le *ciment* à structure plus lâche du grès. Mais parmi les grains de sable du minerai de fer, on trouve un remplissage à hématite beaucoup plus abondant que celui qui correspond aux remplissages à ciment du grès inaltéré, par conséquent il faut tenir compte d'une dissolution considérable des grains de sable au cours de la métasomatose (Pl. V. 4). Le gain d'espace de l'hématite au détriment des grains de quartz peut être observé surtout à la texture dentelée du minerai des couches de grès plus grossier. A partir des interstices des grains, les aiguilles de l'hématite pouvaient se prolonger presque sans empêchement vers l'intérieur des grains de quartz. Par endroits, on trouve des amas d'hématite tellement épais dans le minerai de fer qu'on en puisse induire à la dissolution complète des grains de sable à ces endroits. Dans le ciment qui se trouvait parmi les grains de quartz du grès, c'étaient seuls les grains de muscovite que la métasomatose à hématite n'a pas substitués, et on peut reconnaître les chaînes de ceux-là — arrangés selon la direction de la stratification originelle — comme enclaves de l'hématite.

Selon l'image de la texture des sortes de minerais qui contiennent de la sidérite aussi, *l'hématite déplace* même les grains de sidérite d'origine sédimentaire. Il est possible que ce procès ait complètement effacé les nodules de la sidérite primaire. Il serait difficile d'établir la proportion de l'avance de l'hématite au détriment du quartz ou de la sidérite respectivement.

La quantité des couches consistant en sidérite est relativement subordonnée dans le minerai. La texture de celles-là, orientée parallèlement à la stratification, l'emboîtement *frangé* des grains de la sidérite, distingue bien la sidérite sédimentaire de celle métasomatique (Pl. V. 3). Un caractère spécial de la sidérite de Deákbanya, c'est la présence des grains à *anneaux* de la sidérite. Quelques grains de sidérite — peut-être au détriment de la substance du ciment primaire — ont continué à croître avec une orientation différente et avec moins d'inclusions et ils se sont complètement soudés avec les grains voisins, pourvus également d'anneaux. Ce phénomène reflète probablement l'effet de la métasomatose qui — contrairement à la formation d'hématite des couches de grès — s'est accomplie

à l'intérieur des couches carbonatées dans les conditions de la substitution sidéritique.

Les minéraux accessoires stériles, ultérieurement formés du minerai de fer, gagnèrent d'espace par le moyen du déplacement des minéraux antérieurement ségrévés. Le minerai de Deákbánya nous offre quantité d'exemples de l'avance de la baryte au détriment de la sidérite. Le déplacement du quartz par la baryte produit des formes encore plus variées de la texture. Quelques détails du minerai présentent les formes richement variables des déplacements qui se succédèrent par plusieurs échelons. Voici l'ordre de succession des déplacements: sidérite, hématite, quartz, baryte.

Forme et structure du corps de minerai de Deákbánya

Sur la base des ouvertures existantes, on connaît un seul corps du minerai de fer sédimentaire séisien, celui qui est pour la plupart extrait par l'exploitation à ciel ouvert de l'ouverture inférieure de Deákbánya. La forme de celui-là, semblablement aux autres corps de minerai de fer métasomatique, est une écaille à surface irrégulière, inégale (fig. 35). Sa délimitation vers l'ensemble séisien non minéralisé est pour la plupart nette et témoigne d'une dislocation moindre, en outre du front de la métasomatose (mais celle-ci n'est pas pourvue de bordure). On ne peut pas constater que le corps de minerai et sa roche encaissante soient tellement différents du point de vue structural que dans le cas des corps de minerai métasomatiques, enrobés dans la marne campilienne. L'ensemble séisien entier fut très remué, laminé et plissé, mais il n'y avait pas de différence excessive de plasticité entre les parties minéralisée et stérile de la formation.

Dans la structure du minerai de fer séisien, la *stratification* est dominante. Les différences de substance par couches sont dues aux faciès de la série originelle et elles furent encore accentuées par la répartition inégale du fer dans le corps de minerai, due aux conditions variables par couches de la minéralisation. La série originelle consiste dans l'alternance irrégulière des couches d'argile, marne, grès et carbonate, dont l'épaisseur variait entre 2 à 3 mm et 4 à 6 cm. Parmi celles-ci, les couches de grès et de carbonate, plus facilement perméables, sont devenues ferrifères, tandis que les couches d'argile et de marne constituèrent par la suite les impuretés de l'ensemble minéralisé (fig. 35).

Le corps de minerai de Deákbánya, semblablement aux couches werfeniennes de toute la formation métallifère, fut multiplement plissé et laminé, sous l'effet de compression du chevauchement. Dans certaines zones, les membres plus rigides de l'ensemble sont laminés en lentilles ou ils furent broyés. Dans les ouvertures, on peut aussi observer des failles et des dislocations transversales moindres. Ces déplacements structuraux se sont déroulés en plusieurs phases; ce qui est prouvé par leur rôle dans la répartition des matières de la métasomatose, ou par leur remplissages de minéraux de ségrégation ultérieure, ou bien par le manque de remplissage.

3. CONSTITUTION CHIMIQUE DE LA FORMATION À MINÉRAI DE FER

Les 54 analyses complètes de minerai et les 39 examens spectrographiques des éléments sporadiques, exécutés par le laboratoire de l'Institut Géologique de Hongrie aux fins du présent travail, complétés par les analyses antérieures de GRASSELLY—DONÁTH (1950), ont bien aidé à pouvoir déterminer la constitution chimique de la formation à minerai de fer. Les nombreuses analyses complètes nouvelles nous présentent la possibilité d'examiner la composition chimique de la formation métallifère de Rudabánya non seulement par le moyen des valeurs moyennes, mensuelles ou annuelles résumées de la production industrielle, mais aussi de tirer des conséquences concernant les éléments des associations les plus ou les moins fréquentes, en confrontant les rapports de quantité des constituants des diverses sortes, ou même des divers *types* de minerai. Les oscillations extrêmes de la composition, reflétées par les analyses, indiquent le procès très compliqué de la métallogénie, dû à l'effet commun de plusieurs facteurs, dont les connexités internes ne sont encore point élucidées par les examens exécutés jusqu'à présent.

Dans le choix des échantillons aux fins de l'analyse chimique, nous avons fait valoir le même principe que nous avons suivi en connexion avec les examens des matériaux qui avaient pour but la détermination de la composition minéralogique et de la texture de la formation métallifère. Nous avons choisi des types fréquents, caractéristiques, dont la composition chimique reflète les combinaisons les plus fréquentes, par leur cas typiques, du gisement métallifère. Dans le choix des types ce ne furent pas leurs proportions de quantité qui étaient décisifs. Concernant le nombre des analyses, nous avons avantagé les sortes de minerai dont la masse fut relativement moins importante si leur composition chimique promettait d'être intéressante du point de vue du mode ou du déroulement de la métallisation. Les analyses ne sont donc pas propres à en déterminer la composition moyenne des corps métallifères par le calcul des moyennes, mais elles reflètent les cas typiques — non extrêmes — dont le mélange à proportions variables produit la composition chimique moyenne du gisement métallifère, exprimée dans les compositions moyennes de la production. La qualité moyenne du minerai, calculée en faisant la moyenne de grandes masses, peut être caractérisée par les données suivantes des analyses industrielles (PANTÓ 1955):

	ankérite	minerai à limonite	minerai à sidérite
SiO ₂	5,16%	7,62%	12,24%
Fe ₂ O ₃	20,72	3,72	45,30
FeO	2,38	27,70	4,41
MnO	1,05	1,64	1,86
Al ₂ O ₃	0,42	0,69	2,36
CaO	21,25	6,54	6,92
MgO	8,97	7,94	2,35
S (en tout)	0,87	3,55	1,56
CuO	0,17	0,19	0,29

	ankérite	minerai à limonite	minerai à sidérite
P ₂ O ₅	0,07	0,05	0,09
BaSO ₄	2,24	13,32	7,72
CO ₂	26,49	27,68	11,60
H ₂ O ⁺	2,55	0,86	4,51
<i>Total:</i>	92,34%	101,50%	101,21%

Les analyses des différents échantillons représentent d'une manière statistique la composition de la substance actuelle du gisement métallifère. Nous n'avons pas pu nous engager à assortir des échantillons de minerai qui caractérisent les étapes successives des procès de la métallogénie ou de l'altération, et à faire voir à l'aide de ceux-là le procès du changement de la composition chimique. Vu que l'établissement des séries d'altération des divers membres de la formation métallifère aurait été plein de suppositions arbitraires, nous nous contenterons de caractériser les 4 sortes du minerai de fer de Rudabánya que l'on vient de distinguer, sur la base des exemples, et de les comparer avec leurs substances mères.

Minerai à sidérite

La substance mère de la formation primaire de minerai de fer de Rudabánya est l'ensemble sédimentaire campilo-anisien à marne, calcaire, dolomie. La marne campilienne, la marne dolomitique et le groupe de calcaire lamellaire à dolomie ne peuvent pas être pris en considération, comme substances mères de la métasomatose. Afin de présenter sa composition chimique, nous faisons figurer les 4 analyses suivantes du Laboratoire de l'Institut Géologique, d'une part pour illustrer son caractère chimique qui n'est autant propre à la métasomatose, d'autre part pour présenter le milieu chimique des fissures conduisant les thermes aux corps de minerai.

	1.	2.	3.	4.
SiO ₂	33,90%	34,24%	16,51%	6,30%
TiO ₂	0,44	0,45	0,25	0,08
Al ₂ O ₃	12,41	12,39	5,61	1,62
Fe ₂ O ₃	1,75	3,28	1,15	1,71
FeO	3,39	3,30	3,39	4,40
MnO	0,41	0,42	0,39	0,46
MgO	8,84	7,93	13,80	16,00
CaO	12,84	12,37	22,83	27,65
Na ₂ O	0,14	0,11	0,28	0,71
K ₂ O	4,33	3,97	1,58	0,45
P ₂ O ₅	0,13	0,07	0,10	0,03
H ₂ O ⁺	2,34	3,04	1,99	1,80
H ₂ O ⁻	0,61	0,78	0,18	0,06
CO ₂	19,18	17,85	31,82	38,46
Cl	0,02	0,02	—	—
S	0,14	0,11	—	0,87
SO ₃	—	—	—	0,10
—O =	0,07	0,06	—	0,44
<i>Total:</i>	100,40%	100,27%	99,88%	100,26%

Localités: 1°. Marne grise campilienne. Galerie, 2430 m. Analysé par G. CSAJÁGHY,
2°. Marne rouge violacé campilienne. Galerie, 2430 m. Analysé par G. CSAJÁGHY.

- 3°. Marne campilienne à dolomie. Couloir de SE, partant de l'entonnoir Barbara. Analysée par Mme A. Guzy.
 4°. Calcaire campilien à dolomie, lamellaire, à marne. Couloir de SE, partant de l'entonnoir Barbara. Analysée par Mme A. Guzy.

La composition primitive de la dolomie de Guttenstein anisienne, qui est la plus propre à la métasomatose sidéritique, est caractérisée par les valeurs moyennes des analyses industrielles de l'occurrence située au dehors de la zone de la métasomatose (3); la composition de la dolomie partiellement métasomatisée des ouvertures minières est reflétée par les 2 analyses suivantes (1, 2) du Laboratoire des Usines Métallurgiques de Ózd:

	1.	2.	3.
SiO ₂	2,06%	18,16%	1,00%
Fe ₂ O ₃	2,43	9,89	0,25
Al ₂ O ₃	1,09	4,76	0,47
CaO	32,30	23,31	33,92
MgO	16,32	10,30	18,22
CO ₂	44,60	36,56	—
Perte de recuite	—	—	45,78
<i>Total:</i>	98,80%	102,98%	99,64%

Localités: 1°. Galerie, champ de mine X.

2°. Galerie, champ de mine «Vilmos».

3°. Szendrő, Kollát à l'E du \odot 359 (moyenne de 38 analyses).

L'échange des substances par la métasomatose, accompli dans des conditions différentes par champs de mine et par corps de minerai a produit de la dolomie de Guttenstein — ou peut-être, subordonnément, de quelques parties de l'ensemble campilien de dolomie et calcaire lamellaire — les types de minerai à sidérite, dont la composition figure au tableau N° 1 (P. 00). Nous faisons figurer les analyses de minerai à sidérite, dans l'ordre grandissant de la teneur en FeO (fig. 36).

La répartition de la composition des types de minerai montre bien que dans l'ordre des valeurs grandissantes de la teneur en FeO ou FeO + Fe₂O₃ respectivement, c'est-à-dire au fur et à mesure que la métasomatose devient plus complète, la quantité des constituant originels de la dolomie diminue. La répartition quantitative de Ca et Mg reflète d'une manière intéressante que le Ca était le kation plus échangeable, au cours de la métasomatose. Par conséquent, bien que la substance mère dolomitique ne contienne de magnésium que dans la proportion de CaO : MgO = 1,88, la teneur en Mg résiduel du minerai à sidérite est toujours beaucoup plus grande — souvent plus que deux fois autant — que la teneur en Ca résiduel. Un changement nouveau de la proportion de Ca : Mg s'est produit au cours des procès — surtout descendants — de l'oxydation du minerai à sidérite. Sous leur effet, c'est le Mg qui se dissout le plus facilement du résidu dolomitique du minerai à sidérite, par conséquent c'est de nouveau le Ca qui passe au premier plan dans la substance du minerai de fer secondaire, oxydique. C'est l'effet de ce procès qui agissait sur la proportion de Ca : Mg du minerai à limonite N° 12, à moitié oxydé. En faisant abstrac-

tion de ceci, nous n'avons trouvé aucun cas où le Ca eût été prépondérant dans la substance du minerai à limonite primaire. (Cela prouverait absolument qu'il provient d'une substance mère campilienne plus calcareuse.)

Les valeurs irrégulièrement oscillantes du Al_2O_3 dépendent des quantités variables des impuretés argileuses de la substance mère. La quantité constante du Mn, qui fait $\frac{1}{10}$ à $\frac{1}{18}$ de la teneur en Fe, reflète la proportion de Fe : Mn du minerai à sidérite, la plus constante parmi toutes les sortes de minerai de Rudabánya. (V. minerai à sidérite, tableau N° 1. p. 430—431.)

C'est la quantité de la baryte et du quartz, produits accessoires de la métasomatose, qui oscille entre les limites les plus larges. Leur oscillation n'est plus en connexion avec la quantité résiduelle de la substance mère, ni avec la teneur en Fe; les proportions variables de leur quantité dépendent uniquement des conditions locales de la métasomatose.

Le résultat de l'analyse spectroscopique des types du minerai à sidérite (Mme M. FÖLDVÁRI-VOGL) est porté sur le tableau N° 2 (p 433). On peut y voir que les éléments de trace dominants du minerai à sidérite — qui sont spécifiques par rapport aux autres sortes de minerai de Rudabánya — sont les suivants: Cu, Sr, V, (Ni, Li).

Bordure du minerai à sidérite

Nous devons traiter à part la constitution chimique des formations de bordure — dont la masse est relativement insignifiante — des corps de minerai à sidérite, à cause de la composition spéciale et unique de ces formations. Le chimisme variable des bordures du minerai à sidérite est présenté par 17 analyses nouvelles incomplètes. (Voir tableau N° 3. p. 434-435) Nous avons recueilli un à un les échantillons des bandes nettement distinguables par leur composition minéralogique des bordures de sidérite, à deux endroits de l'exploitation en profondeur, et nous les avons soumis à l'analyse chimique et à l'examen microscopique. Le numérotage des échantillons suit l'ordre procédant à partir du corps de minerai à sidérite vers le contact avec la marne campilienne. L'analyse N° 17 reflète la composition moyenne d'un troisième bord de sidérite (fig. 37).

Les oscillations extrêmes des bandes voisines de bord sont caractérisées par les oscillations extrêmes de la quantité totale du Fe en sens justement inverse du BaSO_4 . La quantité du SiO_2 varie en gros parallèlement à celle du SiO_2 .

Dans les bordures — desquels on suppose, sur la base des examens de texture, qu'ils se soient formés par le moyen du déplacement de la matière du minerai à sidérite déjà développé — on trouve les vestiges moindres de la matière sédimentaire originelle. Leur quantité varie en gros en sens inverse du BaSO_4 . La précipitation de la baryte pure à haut pouvoir cristallisateur a déplacé presque complètement le résidu de la matière sédimentaire. La proportion de $\text{CaO} : \text{MgO}$ et la quantité des bandes de sidérite du bord sont semblables au minerai à sidérite.

Les éléments de trace dominants, décelables par l'analyse spectroscopique (V. tableau N° 4. p 436.) des bords de sidérite sont communs avec ceux du minerai à sidérite, s'y ajoutent la Pb, Ag, et plus rarement Cr et Ga.

Dans le tableau des analyses, nous avons fait figurer les valeurs de la teneur en Pb des échantillons pris à la bordure de la sidérite que B. SIMÓ a déterminées, par un procédé analytique, à toutes les substances. Il en ressort que la teneur en Pb — conformément à la répartition inégale de la galène — varie entre des limites très larges, mais elle ne surpasse jamais 0,2%. On ne peut établir aucune régularité concernant la répartition de la teneur en Pb, du point de vue de la composition minéralogique des zones plus riches en plomb.

Minerai à limonite

La composition du minerai à limonite, présentée par une série d'analyses complètes (tableau N° 5. p 438—439), dans l'ordre grandissant de la quantité de Fe_2O_3 , diffère de la composition de la substance mère du minerai à sidérite, outre sa teneur en Fe, sous beaucoup d'aspects (fig. 38). La quantité irrégulièrement répartie, oscillant, autant que 24% de BaSO_4 peut être attribuée aux différences locales de la métasomatose. La quantité oscillante d'une manière très irrégulière, de quelque 23%, du SiO_2 surpasse même en moyenne la teneur en acide silicique du minerai primaire. Il est donc motivé de penser à des accumulations locales secondaires de l'acide silicique auxquelles il faut absolument attribuer une origine descendante, dans les parties voisines de la surface du gisement métallifère.

La teneur en MnO du minerai à limonite oscille entre 0 à 4,6%, presque indépendamment de la quantité du Fe_2O_3 . Sa quantité moyenne est égale à la teneur en MnO du minerai à sidérite, le degré plus haut de sa dispersion est dû au réarrangement accompli dans la zone d'oxydation, à la séparation de la teneur en Fe du Mn.

Les constituants d'origine sédimentaire du minerai à limonite sont relativement moindres. A la suite de la lixiviation considérable du MgO, la proportion de CaO : MgO devient inverse. Les valeurs extrêmes du CaO reflètent non seulement l'inégalité de la répartition de la teneur calcaire sédimentaire, mais elles résultent pour la plupart des précipitations de calcite des solutions ascendantes ou descendantes, qui sont en connexion avec les procès d'altération du gisement métallifère. Le Al_2O_3 atteint des valeurs extrêmement grandes surtout à la suite de l'argile y mêlée au contact du sédiment du toit.

Voici l'association des éléments de trace, décelables par l'analyse spectroscopique, du minerai à limonite (V. tableau N° 6. p 440): Cu, Pb, Ag, Zn, Sb, V, (Sr. Ni).

Minerai à sphérosidérite

La composition du minerai à sphérosidérite, produit par l'entrée en solution et par la recristallisation de la quantité presque entière du minerai à sidérite ou à limonite, est bien différente des sortes antérieures de minerai. Selon les 8 analyses complètes (V. tableau N° 7. p. 440) présentées dans l'ordre grandissant du $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$, la teneur en acide silicique diminue d'une manière uniforme, au fur et à mesure de l'augmentation de la teneur en fer (fig. 39). A la différence du caractère général du minerai de fer de Rudabánya, la quantité du BaSO_4 est tout à fait subordonnée.

La quantité du MnO est généralement très petite, la proportion de $\text{FeO} : \text{MnO}$ est la plus petite, la plus compensée parmi toutes les sortes des minerais de Rudabánya.

La quantité du Al_2O_3 — y mêlé surtout des sédiments superficiels — diminue au fur et à mesure de l'augmentation de la teneur en métal. La proportion de $\text{CaO} : \text{MgO}$ s'y change en prépondérance presque double du Ca. On ne peut pas supposer que ces quantités soient dues à la substance mère dolomitique, à travers deux étapes de la transformation, mais elles doivent être les concomitantes d'une altération chimique ultérieure qui s'étendait au gisement métallifère entier.

L'association des éléments de trace du minerai à sphérosidérite est aussi différente des précédents (Tableau N° 8. p.440), notamment: Cu, Zn, Ni, V, Ga, (Sr. Co, As).

Minerai de fer séisien à hématite et sidérite de Deákbánya

La constitution chimique du minerai de fer de Deákbánya, à substance primaire séisienne — en partie sédimentaire — d'une formation unique et spéciale, dans le gisement de minerai de fer de Rudabánya, est reflétée par les deux analyses suivantes. Pour comparaison nous insérons ici l'analyse complète (3.) du grès séisien:

	1.	2.	3.
SiO_2	28,65%	27,21%	64,78%
TiO_2	0,25	0,43	0,37
Al_2O_3	4,37	8,66	9,71
Fe_2O_3	56,41	0,59	1,10
FeO	non décelable	29,06	11,65
MnO	2,97	1,68	0,18
MgO	0,50	2,71	0,32
CaO	0,20	0,21	6,33
Na_2O	0,17	0,54	0,06
K_2O	1,50	1,67	trace
P_2O_5	0,04	0,05	0,14
H_2O^+	4,42	2,36	5,33
H_2O^-	0,57	0,17	0,12
CO_2	trace	21,22	0,16
BaO	0,62	trace	—
S (en tout)	0,14	0,32	—
	100,81%	100,87%	100,25%
—O	0,07	0,16	
	100,74%	100,71%	

- Localités:* 1. Minerai de fer à hématite. Deákbánya, ouverture inférieure. — Analysé par V. TOLNAY.
 2. Sidérite. Deákbánya, inférieure. — Analysée par V. TOLNAY.
 3. Grès séisien. Galerie, 3300 m. — Analysé par G. CSAJÁGHY.

Les analyses présentent les compositions des deux types différents du minerai de Deákbánya, dont la composition varie par couches.

Le caractère chimique du minerai est déterminé, outre sa teneur en fer où s'ajoute une quantité subordonnée de Mn. par la quantité de la matière sédimentaire. La teneur considérable en SiO_2 provient de la substance du grès séisien, la teneur importante en Al_2O_3 est due également à la substance mère sédimentaire. La quantité des CaO et MgO est subordonnée, la prépondérance du Mg témoigne d'un effet métasomatique. La quantité du BaSO_4 est minime.

*

Nous avons aussi représenté la composition des sortes analysées de minerai de fer sur un diagramme triangulaire des composants métalliques (Fe_2O_3 , MnO) — basiques (CaO, MgO, BaO) — acides (SiO_2 , Al_2O_3) (fig. 40.). Les taches de projection de chaque sorte de minerai reflètent fidèlement la répartition des composants importants du point de vue métallurgique.

Concernant la proportion de Fe : Mn des minerais et des roches stériles de l'ensemble métallifère, c'est le diagramme représenté à la Planche N° X. composé sur la base d'un grand nombre d'analyses chimiques d'usine qui en donne des renseignements.

La teneur en cuivre des minerais de Rudabánya

La teneur non négligeable en cuivre du minerai moyen de Rudabánya (0,15%) soulève des difficultés au cours du traitement. Mais, dans la substance des échantillons — choisis comme types pour les analyses chimiques — on n'a pas trouvé de quantités considérables des minéraux de cuivre, au cours de l'examen minéralogique. Afin de déceler le teneur finement répartie en cuivre des diversés sortes de minerai, B. SIMÓ a fait une série de dosages de cuivre à part, de la substance des échantillons analysés. En voici les résultats :

Minerai à sidérite

Analyse N° 1.	Ankérite à cristaux grossiers	0,082%
Analyse N° 5.	Minerai sidéritique cristallin idiomorphe	0,071%
Analyse N° 6.	Minerai sidéritique mosaïqué	0,128%
Analyse N° 7.	Minerai sidéritique à taches ivoire	0,106%
Analyse N° 9.	Minerai sidéritique oxydé, à grains moyens	0,012%
Analyse N° 10.	Minerai sidéritique recristallisé, à grains menus	0,004%
Analyse N° 11.	Sidérite à raies de baryte	0,023%
Analyse N° 12.	Minerai sidéritique mi-oxydé	0,012%
Analyse N° 13.	Minerai sidéritique à couches fines	0,044%
Analyse N° 15.	Minerai sidéritique à grains fins	0,044%
	Valeurs moyennes	0,045%

Bordure de sidérite

Analyse No 1.	Sidérite de bordure à grains moyens	0,104%
Analyse No 2.	Baryte à cristaux grossiers	0,042%
Analyse No 3.	Sidérite à grains moyens, à baryte et pyrite	0,016%
Analyse No 4.	Baryte à grains grossiers, à pyrite	0,008%
Analyse No 5.	Sidérite à grains moyens, à baryte	0,008%
Analyse No 6.	Sidérite à grains très fins, à imprégnation d'acide silicique	0,003%
Analyse No 7.	Baryte à cristaux grossiers, à peu de sidérite	0,008%
Analyse No 8.	Sidérite à grains moyens	0,002%
Analyse No 9.	Minerai sidéritique à grains grossiers	0,013%
Analyse No 10.	Dolomie ferreuse, pyritifère	0,003%
Analyse No 11.	Sidérite oxydée, pyritifère	0,007%
Analyse No 12.	Sidérite pyritifère, barytifère	0,006%
Analyse No 13.	Baryte silicique, pyritifère	0,003%
Analyse No 15.	Baryte silicique à sidérite oxydée	0,008%
Analyse No 16.	Baryte silicique à peu de sidérite	0,003%
Analyse No 17.	Bordure silicique oxydée de sidérite, de la surface tertiaire du minerai	0,740%
	Valeurs moyennes	0,045%

Minerai à limonite

Analyse No 1.	Minerai de fer cristallin, brun violacé	0,036%
Analyse No 2.	Minerai limonitique lavé, friable, à enclaves d'argile ocreuse	0,062%
Analyse No 3.	Minerai limonitique cristallin, brun foncé, à veines de spécularite, calcitifère	0,120%
Analyse No 7.	Minerai limonitique, couleur de café, à texture cristalline	0,030%
Analyse No 9.	Minerai limonitique rougeâtre-verdâtre	0,009%
Analyse No 10.	Minerai limonitique gris verdâtre, silicique à cassure conchoïdale	0,012%
Analyse No 11.	Minerai limonitique terreux, rouge clair	0,020%
Analyse No 12.	Minerai limonitique silicique, verdâtre-brunâtre clair ..	0,014%
Analyse No 17.	Minerai limonitique brun noirâtre	0,014%
Analyse No 18.	Limonite à croûtes	0,029%
Analyse No 19.	Sphérosidérite oxydée sur une surface miocène de désagrégation	0,003%
	Valeurs moyennes	0,032%

Sphérosidérite

Analyse No 1.	Minerai sphérosidérétique	0,033%
Analyse No 2.	Minerai sphérosidérétique compact, gris, brunissant près des cavités	0,012%
Analyse No 3.	Minerai sphérosidérétique	0,021%
Analyse No 4.	Minerai sphérosidérétique	0,133%
Analyse No 5.	Minerai sphérosidérétique	0,013%
Analyse No 6.	Minerai sphérosidérétique brun rougeâtre	0,005%
Analyse No 7.	Minerai sphérosidérétique gris jauneâtre à scories	0,007%
	Valeurs moyennes	0,032%

D'après des dosages de cuivre et des valeurs moyennes calculées sur chaque sorte de minerai, il est clair que la teneur en cuivre — bien qu'elle change irrégulièrement à travers trois ordres de grandeur — ne s'approche nulle part de la teneur moyenne en cuivre du minerai de fer exploité. Les valeurs moyennes des dosages n'en font que $\frac{1}{4}$ ou $\frac{1}{5}$. Il s'en suit que la teneur en cuivre du minerai de fer de Rudabánya se présente en répartition grossière, bien visible à l'œil nu, et *la substance des sortes de minerai* —

qui semble homogène macroscopiquement — ne contient qu'une quantité insignifiante de cuivre finement dispersé.

Les examens accomplis indiquent qu'il y a des différences considérables entre les teneurs en cuivre des diverses sortes de minerai. On ne peut même pas établir aucune régularité concernant à l'enrichissement de n'importe quel minéral accessoire du minerai (baryte, quartz, pyrite) parallèle à la teneur en cuivre. Ce ne seront que des examens en série, effectués sur des échantillons de grand volume qui permettront de déterminer, d'une manière satisfaisante, l'occurrence et la répartition du cuivre.

4°. TRAITES TECTONIQUES DE LA FORMATION À MINERAI DE FER

Sur la base d'un simple examen géologique minière, il est à peine possible de dessiner l'image structurale de la zone d'écaillage renfermant le gisement de minerai de fer de Rudabánya, car cette structure est due aux effets des forces qui agissaient en sens opposés, en plusieurs phases. Les formations diverses du Triasique inférieur et moyen, et, par endroits mêmes les formations tertiaires inférieures et miocènes, sont empilées et broyées les unes sur les autres en formant une structure tellement variable qu'il est presque impossible d'établir leur position dans l'espace et leurs relations mutuelles, sur la base des ouvertures qui montrent toujours l'arrangement structural d'un seul plan.

Ce sont les profils transversaux qui nous offrent les données les plus caractéristiques sur l'édification structurale de la zone d'écaillage. Par conséquent, pour représenter la structure de la chaîne nous nous sommes proposé d'esquisser aussi fidèlement que possible des profils transversaux de direction SE-NO, normale à la direction dominante de la chaîne, en utilisant toutes les données accessibles. Lors de la construction des profils transversaux, nous avons ramassé les données des ouvertures de l'exploitation à ciel ouvert, des profils des couloirs et des forages profonds [Planche N° IV. (en poche)]. Nous nous sommes efforcés de compléter les données réelles de l'observation ou empruntées aux documentations conformément aux caractéristiques de l'image structurale générale connue de la chaîne métallifère. Les profils transversaux doivent représenter la forme la plus vraisemblable de l'édification structurale de la chaîne, selon une interprétation uniforme, tout en marquant distinctement les données réelles et les projections.

Aux profils, il est très frappant que sur la base de l'analyse structurale des ailes on ne peut pas reconstruire la structure du secteur moyen situé le long de la crête. Les écailles triasiques inférieures et moyennes métallifères et stériles se sont amoncelées le plus haut le long de l'axe des exploitations minières. Ce sont justement les données géologiques concernant ce secteur le plus élevé, suivant la ligne médiane, qui manquent presque totalement. La série des entonnoirs de l'exploitation à ciel ouvert s'est fondue en une vallée artificielle avec la progrès de l'exploitation (figs. 18—20). Aux murs de cette vallée on peut observer presque exclusivement

des profils qui suivent la direction des couches, nous n'avons que quelques ouvertures transversales.

C'est justement l'arrangement structural du noyau des profils transversaux que l'on ne peut pas dessiner par le moyen de la projection des données effectives des ailes, et c'est justement le détail formant la clé de la structure, en reflétant le plus fidèlement l'ordre de succession des mouvements et la contamination des forces de l'empilement, qui manque presque totalement. Nous n'avons pour ainsi dire aucune donnée géologique utilisable concernant la partie centrale du gisement, extraite par l'ancienne exploitation à ciel ouvert. Le seul document qui existe c'est les journal des forages de prospection qui précédaient les ouvertures minières, d'où on peut établir un profil pétrographique approximative, mais on ne peut l'utiliser à l'évaluation stratigraphique que sous toutes réserves. Parmi ces forages, nous avons représenté ceux qui se trouvent au plan de nos profils ou que l'on peut y projeter. Nous n'avons pas lié les limites respectives des formations, entre les profils des forages situés dans la voûte anticlinale dénudée et les données géologiques observées. Il est vrai que c'était l'usage de représenter les formations identiques des forages voisins d'une manière continue, semblablement aux couches véritables, aux profils des géomètres des mines et même géologiques (JASKÓ 1938), mais ces profils induisirent en erreur, et du point de vue des projets et du point de vue de l'évaluation tectonique. L'imitation de ce procédé n'est pas admissible, même sous toutes réserves géologiques, et n'est pas conciliable avec la structure générale du gisement métallifère.

Sur la base des données sporadiques des forages, il aurait été une entreprise trop hardie, fondée sur des conceptions individuelles, manquant de justification scientifique, d'imaginer une structure aussi compliquée — ou, peut-être, encore plus compliquée — pour le secteur de milieu de la chaîne. Par conséquent, nos profils, par leur manque de noyau, représentent l'édification structurale du gisement métallifère dans son état mutilé actuel. Dans cette image d'ensemble, c'est la bilatéralité de la structure qui est la plus frappante, outre le morcellement extrême et l'arrangement point de tout égal ou régulier des formations triasiques.

Le caractère structural de la zone d'écaillage de Rudabánya est dû à la compression latérale produisant l'empilement, à l'effet desquelles les formations rigides de l'ensemble triasique (dolomie, calcaire, minerai à sidérite) furent extrêmement morcelées et enrobées dans la marne campillienne plastique qui servait de matrice. Cette forme structurale, caractérisée par les pressions latérales vives, par une charge insignifiante du toit, et par les conditions antagonistes de plasticité des formations limitrophes, est presque incomparable à n'importe quelle forme structurale générale, déterminée par la nomenclature. Jusqu'à présent, cette forme structurale spécialement hongroise, qui apparaît bien souvent dans les zones de chevauchement le long la «ligne Darnó» ou parallèlement à celle-ci, figure sous le nom d'écaillage, dans les travaux des géologues hongrois. Bien que nous ne puissions employer de meilleur terme cette fois non plus,

il nous semble nécessaire de distinguer cet écaillage par un déterminatif (p. e. «*de mottes*») de l'écaillage connu comme typique, qui est en connexion avec des charriages de nappe, à charge de haut degré du toit, à inclinaison strictement concordante, à alternance régulière.

La compression à laquelle on peut ramener le morcellement, le broyage et le pétrissement avec le lubrifiant des tables et blocs de dolomie, de calcaire, de minerai de fer du gisement métallifère de Rudabánya, n'était pas uniforme, n'agissait pas toujours de la même direction, et n'était même pas toujours latérale. Au cours des étapes géochronologiques multiples de leur formation, ces «*écailles de mottes*» n'ont pas toujours la forme typique écaillée et leur arrangement n'est point semblable aux écailles imbriquées. Le rabotage non uniforme des blocs de roche et leur empilement à inclinaison non concordante sont dus, outre la charge moindre du toit, à l'effet par secousses de la pression latérale et à la direction en sens pas toujours identique de celle-ci.

Nous sommes menés à l'investigation plus exacte de l'évolution structurale très compliquée de la formation métallifère de Rudabánya par des examens génétiques en connexion avec les levés détaillés des profils des mines et par l'évaluation statistique de quantité de données observées. La division des forces orogéniques, selon directions et phases de mouvements, commença par l'examen microtectonique des bordures du minerai à sidérite. C'était l'établissement d'un système des dislocations — dont on peut bien suivre la succession chronologique — des bordures du minerai à sidérite qui nous a présenté l'occasion d'évaluer statistiquement, dans le même système, de milliers de données des mesurages structuraux, recueillies des levés géologiques miniers.

Sur la base de l'investigation sur le mécanisme de la métallogénie, nous considérons les contacts du minerai sidéritique à bordure avec la marne campilienne comme des contacts existés à l'époque de la métasomatose. Jusqu'au développement de la structure actuelle du gisement métallifère de Rudabánya, des forces structurales très fortes à sens différents agissaient sur la formation minéralisée entière qui fut remuée par ceux-ci de sorte que c'était bien rarement ou pour ainsi dire exceptionnellement que les contacts anciens à bordure subsistèrent dans leur position et cohérence primitives, car ces contacts tombaient justement au plan du contraste le plus net de plasticité, où les forces orogéniques se dénouaient le plus fréquemment et violemment. A ces limites des roches, on peut observer des combinaisons admirablement variables des dislocations partielles dont les mesures se lisent d'une manière exacte aux formations à bandes et raies des bordures (figs. 41, 42).

L'analyse structurale des bordures se fonda naturellement partout sur la situation actuelle des contacts du minerai sidéritique et de la marne. Il est sûr qu'en quantité de cas, la situation des contacts ne coïncide pas avec la situation existée à l'époque de la métasomatose, mais nous n'avons aucune donnée fournie par l'observation directe qui rende possible l'investigation de leurs renversements en masse entière.

En tenant compte de la position générale des contacts du minerai sidéritique à bordure et de la marne, dans toute la mine (la surface du corps de minerai sidéritique étant en gros identique avec le plan de la rayure de la bordure, ou celui des bancs des minerai à sidérite, ou bien, en cas de contact non troublé, celui de la stratification de la marne campilienne), nous avons constaté que les corps métallifères (écailles) s'étaient arrangés selon la *direction dominante* du gisement métallifère, suivant une loi assez stricte. Les données relativement rares concernant une inclinaison différente (oblique) peuvent bien être considérées aussi comme des bordures en position originelle, formées le long des bouts transversaux des corps métallifères.

D'ailleurs, la position des «faces» c'est-à-dire des couches des corps de minerai sidéritique à bordures ainsi que celles des masses des roches carbonatées stériles gardant la direction constante et ayant une inclinaison moitié de SE, moitié de NW, détermine la structure dominante *bilatérale-écaillée, semblable à un toit de maison*, du gisement métallifère de Rudabánya (fig. 43). Les directions constantes et l'inclinaison bilatérale se manifestent même par l'évaluation statistique des données d'inclinaison des limites des formations, recueillies au cours des levés géologiques du même (fig. 44). Les diagrammes de fréquence des directions des couches, divisés par formations, reflètent que les roches plastiques (marne campilienne) ne montrent que les directions structurales dernières. Les corps de minerai, malgré leur recristallisation (minerai à sidérite), ou oxydation (minerai à limonite) gardent les directions héritées de l'état dolomitique. Nous n'avons pas de motifs pour considérer la bilatéralité particulière de la structure de Rudabánya — dont la formation dans une seule étape est à peine explicable, même du point de vue de la mécanique — comme une structure primitive qui ait existé déjà à l'époque de la métallogénie. En quelque sorte, nous ne pouvons soupçonner non plus que les évaporites — susceptibles d'un mouvement diapirique eczémateux — des formations du mur profond avaient élevé la structure plate-écaillée le long de l'axe. Cette supposition ne se fonderait ni sur d'observations géologiques directes, ni sur de raisonnements théoriques.

Il est plus probable que la bilatéralité de la structure soit due à l'écaillage de sens opposés de deux phases orogéniques différentes. Par les examens tectoniques qui s'étendaient à toute la chaîne de minerai de fer (aux environs de Uppony, Martonyi) (Planche N° XII.), on a déterminé que la direction plus *ancienne* (crétacée) de *mouvements de chevauchement fut l'écaillage dirigé vers le SE*, le long des plans inclinés vers le NW (BALOGH—PANTÓ 1953, PANTÓ 1954). Cette phase orogénique — la plus ancienne que l'on peut démontrer — peut être identifiée avec les chevauchements qui agissaient sur les formations carbonifères inférieures et triasiques moyennes de la zone d'écaillage s'allongeant au bord de SE de la Montagne de Uppony. Le conglomérat de Gosau transgressant sur les écailles déjà établies, prouve que ces chevauchements se sont accomplis avant le Crétacé supérieur (Sénonien) (Planche N° I.). A notre avis, c'est

à cette phase de mouvement à chevauchement — laquelle l'on peut rattacher à la phase autrichienne — qu'est dû l'écaillage prémétallogénique qui assurait les conditions structurales préalables de la métasomatose de Rudabánya (Planche N° XI. 2.).

Nous cherchons la structure primitive de Rudabánya, attendant la métasomatose, dans l'arrangement unilatéral (incliné vers le NW) des écailles grandes dolomie de Guttenstein qui ont entraîné sous elles des tables de dolomie plus petites, fortement morcelées et broyées, pétries dans la marne campilienne. Nous supposons que les contacts du minerai sidéritique à bordures, ayant une inclinaison opposée, se soient réarrangés à une inclinaison vers SE par la voie d'un mouvement en bloc. Cette supposition est étayée, outre les formes microtectoniques fréquentes des écailllements partiels et étirements le long des plans inclinés au sens contraire à l'inclinaison des couches, par l'évaluation statistique par secteurs des données structurales.

Le morcellement et la déformation des bordures présentent trois types bien distinguables du mouvement qui appartiennent à trois phases successives (et qui se sont probablement déroulés en plusieurs échelons). Le premier, c'est le réseau de *failles transversales et longitudinales* qui ont morcelé les corps de minerai sidéritique à bordures ou, au moins, qui ont provoqué les saccades plus ou moins grandes de ceux-ci. La deuxième, c'est la phase qui a produit les *poussées presque horizontales*. La phase de l'*écaillage jeune* qui provoqua le réarrangement renouvelé des bordures et qui se manifeste par des chevauchements à pente douce est plus jeune que ceux-là.

Dans le réseau des failles transversales et longitudinales, on peut reconnaître l'effet de la cessation totale de la compression à empilement provoquant le premier écaillage et de l'action des forces étirantes dans une certaine mesure. Le long des plans de faille pour la plupart raides (60 à 80°), se sont produits des dislocations qui suivaient l'inclinaison. D'après les ouvertures des «couloirs marginaux» qui serpentent aux limites des corps de minerai à sidérite, la plupart de ces dislocations n'atteignent même pas l'ordre de grandeur de 10 m. Dans la position des plans de faille, c'est la direction transversale — inclinée vers le NE et le SW en proportion égale — qui est prépondérante. Des plans de faille longitudinaux, également raides [Planche N° XI. 4. (en poche)], ont des maxima secondaires plus subordonnés.

Le *morcellement* considérable des écailles primitives du gisement de minerai de fer est dû, à notre avis, aux dislocations faillées que l'on peut bien observer aux limites des corps sidéritiques à bordures, en connexion avec des saccades moins considérables (fig. 45). Les directions dominantes de ces saccades de bordure s'accordent exactement avec les failles observées au cours des levés des cartes et des profils géologiques des mines, et elles s'accordent même bien avec les directions dominantes de NW—SE et NE—SW des failles plus considérables, construites sur la base de l'évaluation des données géologiques minières (fig. 46).

Le type de mouvement nettement dissemblable des dislocations horizontales se sépare bien de la phase précédente des failles presque perpendiculaires, même selon l'ordre chronologique qu'on peut observer aux bordures. Sur la base de notre analyse structurale et de l'évaluation des données des levés géologiques minières, nous ne voulons pas prétendre que les divers types de mouvements ne se soient pas éventuellement entrelacés dans l'espace et dans le temps, nous avons seulement l'intention de distinguer les phases, l'ordre chronologique de leurs rôles dominants respectifs concernant la formation de la structure.

Les dislocations presque horizontales qui se présentent aux essais de plans parallèles de déplacement sont les phénomènes dominants de la structure troublée des bordures. La mesure de la dislocation horizontale n'est pas grande en général, d'après les observations sur la structure des bordures. La direction de la dislocation, que l'on peut bien reconnaître en rainures faibles au miroir très beau des plans de glissement du minerai sidéritique, fait en général un angle moins de 20° avec l'horizontal. Les plans de dislocation sont en général raides (60 à 80°), la répartition de leurs inclinaisons présente trois maxima de fréquence (fig. 47). On peut considérer deux directions transversales en angle presque droit comme les *plans principaux de Mohr* les plus fréquents de l'empilement qui produit l'écaillage. Comme maxima secondaires, on obtient les plans de dislocation qui *suivent la direction des couches*, ceux-ci coupent raideement les écailles minéralisées à inclinaison douce, et ont provoqué le morcellement horizontal longitudinal des corps métallifères.

Nous avons compris dans le même groupe tous ces déplacements-là, car dans chacun d'eux, la direction de la dislocation coupe en angle petit l'horizontal. La répartition des dislocations selon les régions du ciel prouve que ces déplacements *ne peuvent pas être ramenés à une seule phase des mouvements* ou à effets identiques. Les déplacements accomplis le long des plans de Mohr, peuvent être considérés comme les précurseurs de la compression qui produisirent des formes nouvelles de l'empilement. Aux plans de glissement, on ne peut pas constater le vecteur de déplacement active, c'est-à-dire la direction de l'effet provoquant l'empilement. Il n'y a pas de doute que les dislocations à maxima de 30 à 210° et de 120 à 300° faisaient aller des corps partiels de minerai dans la direction longitudinale de la dilatation pour échapper à la compression presque normale à la direction principale du gisement métallifère. Les dislocations presque horizontales, parallèles à la direction du gisement métallifère, peuvent être considérées en partie comme concomitantes des déplacements glissants, en partie comme le plan de dénouement des tensions de dilatation dues à l'effet des forces d'empilement qui n'agissent pas au même temps, par la même force et au même sens sur toute la longueur de la chaîne. Au diagramme de fréquence des dislocations horizontales, divisées par formations, l'image structurale caractérisant tout l'ensemble métallifère s'exprime seulement chez le minerai de fer à sidérite et à limonite. La marne campilienne et la dolomie de Guttenstein nous présentent des directions

de dislocation horizontale parallèles à la direction générale du gisement ou qui la coupent en angle aigu.

A l'opposé des formes d'étirement produisant le réseau de failles transversales, ces dislocations témoignent donc d'une compression provoquant l'empilement, et en même temps une dilatation longitudinale. Cet effet renouvelé en plusieurs phases, provoquant enfin le renouvellement de l'écaillage, jouait un rôle important dans le morcellement des corps métallifères. Dans les exploitations à ciel ouvert, comme dans les exploitations souterraines, on peut observer quantité de miroirs de glissement à rainure horizontale, le long desquels l'interruption de la continuité originelle et même le morcellement des corps métallifères sont apparents, même sans bordures (figs. 48, 50, 51). Les plans de dislocation les plus spectaculaires de l'exploitation à ciel ouvert sont observables au «Nagyfal» de la mi e Vilmosbánya (figs. 5, 49). Le long des plans en position debout de celui-ci, qui se coupent en angle aigu et qui présentent des traces de glissements horizontaux, l'épaisseur totale de l'ensemble écaillé, minéralisé et stérile, fut morcelée et a pris sa structure réarrangée, déterminée par la compression.

La dernière phase des mouvements, observable aux bordures, a provoqué des chevauchements écaillés nouveaux. Cette phase orogénique coupe les plans des tous les trois déplacements que l'on vient de traiter, on peut donc supposer qu'elle se soit formée bien postérieurement à la métallogénie, dans la phase la plus jeune de la formation du gisement métallifère. *Les jeunes chevauchements* observés aux bordures du minerai s'arrangent semblablement à l'écaillage primitif, prémétallogénique — dans la direction dominante du gisement métallifère, mais *leur inclinaison* n'est plus bilatérale à ailes égales, elle *présente une prépondérance nette vers le SE*. Le nombre des plans de glissement inclinés vers le NW est moindre de telle manière qu'on peut considérer ceux-ci comme des déplacements ravisés le long des anciens plans d'écaillage, sous un effet de même direction.

La phase jeune d'écaillage, dirigée vers le NW le long des plans inclinés vers le SE, délimités sur la base des examens microtectoniques des contacts du minerai sidéritique à bordures avec la marne campilienne, s'accorde avec les observations tectoniques sur le territoire entier des exploitations minières de Rudabánya et sur les endroits plus lointains (Uppony) de la chaîne de minerai de fer. Selon celles-ci, *les jeunes écailllements qui s'étendent aux formations miocènes inférieures, se dirigent toujours vers le NW*. Pareils chevauchements sont observables dans les mines Andrassy I. et III. où les corps de minerai à limonite et les écailles de dolomie se glissent sur les sédiments miocènes de la surface du gisement. Une structure semblable se reconstruit en comparant les données des ouvertures de prospection en profondeur exécutées à l'aile de NW de la partie de mine Andrassy I. avec celles des forages profonds récents. [Planche N° IV. 10. (en poche)]. Il en résulte qu'au bord de NW des exploitations minières, la formation minéralisée fut redressée sur la partie limitrophe du socle

consistant en formation stériles triasiques, en pétrissant avec elle des membres des couches miocènes inférieures. Les ouvertures de prospection de minerai de fer, au bord NW de la Montagne de Uppony («Bánya» de Uppony), témoignent des directions semblables des mouvements (PANTÓ, 1954). Là, il s'agit d'un jeune chevauchement de l'ensemble de calcaire cristallin carbonifère inférieur sur les écaillés triasiques moyennes enrobées par les formations miocènes inférieures [Planche N° II. (en poche)].

Sur la base de ces analogies-là, nous mettons également au Miocène (*phase styrienne*) les jeunes chevauchements écaillés, dirigés vers le NW, du gisement métallifère de Rudabánya [Planche N° XI. 5. (en poche)]. C'est à cette phase ultérieure de chevauchement que nous attribuons la formation de la structure actuelle du gisement métallifère, l'écaillage renouvelé vers le NW de l'ensemble de gisement qui provint originellement de l'écaillage autrichien dirigé vers le SE et qui fut morcelé plus tard par des failles et dislocations, de même que l'arrangement bilatérale, semblable au toit de maison, de la structure (figs. 19, 52).

C'est surtout ce remuement jeune — contraignant les roches rigides du gisement métallifère, enrobées dans une matière plastique, à une direction justement opposée à leur situation structurale originelle, après une préparation par broyage considérable — qui produisit la structure très compliquée, à traits bien contraires, du gisement métallifère de Rudabánya, et le morcellement, le broyage extrêmes des roches carbonatées de celui-ci.

Au cours du développement structural de l'ensemble à minerai de fer, reflétant des effets opposés et divisible en phases diverses, la direction de la formation, de même que la direction de la dilatation et des axes des plis des roches susceptibles d'un plissement plastique (*axe b*) restèrent toujours constantes (fig. 53). Le lubrifiant à marne campilienne de l'ensemble métallifère de Rudabánya, qui a subi tous les effets orogéniques multiples contraires, observables aux masses des roches rigides y a répondu conformément à sa plasticité, par une déformation à flexion et présente une image tectonique identique dans le gisement métallifère entier. Les données concernant la dilatation, mesurables à la formation campilienne de marne et calcaire lamellaire, tombent dans la direction principale de NE—SW du gisement métallifère, avec une dispersion bien délimitable. Outre la constance de la direction de la dilatation, la structure de la marne campilienne reflète le dernier effet dominant de la pression latérale (fig. 54). L'effet de la phase styrienne, transformant la structure, a presque effacé de la marne plastique campilienne les inclinaisons de NW, formées au cours des phases orogéniques antérieures, et par le réarrangement de tout l'ensemble plissé, il n'y a laissé que le réarrangement de l'inclinaison vers le SE.

Après les transformations de grande envergure de la structure, dues à la phase orogénique styrienne, un état de calme relatif arriva dans le gisement métallifère de Rudabánya (fig. 56). Sur la surface du gisement métallifère qui a déjà subi l'écaillage jeune, la série pannonienne

d'argile à bandes de houille brune et sable gît tranquillement et cette formation ne prit part qu'à des déplacements structuraux de petite envergure. Les effets latéraux véhéments, qui provoquent les chevauchements ne se ravivèrent plus et ce n'étaient que des simples saccades qui sont survenues le long des plans raides de déplacement; ces saccades renversèrent à peine la position originelle des couches.

5. L'ÂGE, LE MODE ET LE DÉROULEMENT DE LA [MÉTALLISATION

La métasomatose sidéritique de Rudabánya a pénétré l'ensemble à dolomie anisienne (calcaire et dolomie campiliens), qui fut écaillé, à certains détails cassés et broyés, au cours de la phase orogénique autrichienne. Les failles transversales qui se présentent par le relâchement de la pression latérale de l'écaillage, produisent des miroirs de faille aux corps de minerai sidéritique déjà formés, et elles morcellent les bordures de la sidérite. Les dislocations transversales accomplies dans la phase suivante de mouvement peuvent être considérées comme postérieures à la genèse du minerai à sidérite. Le réarrangement écaillé, en sens opposé, de la phase orogénique styrienne est séparé de la métasomatose par une période assez longue qui est caractérisée par plusieurs événements structuraux divers. Alors, nos données structurales sur les limites dans le temps de la métasomatose prouvent que la sidéritisation est arrivée après la formation de la structure de la phase autrichienne, mais bien avant la phase styrienne et même avant la phase de calme relatif qui précédait celle-ci. En encadrant *la métallogénie* dans la série des événements orogéniques carpathiques, *nous considérons que ce procès de longue durée — pas encore delimité à l'état actuel de nos connaissances—commença au temps de l'orogénèse laramienne.*

Nous n'avons acquis aucune expérience géologique directe qui nous permît d'élucider l'origine de l'activité hydrothermale, produisant la métasomatose. A la surface, il n'y a point de vestiges d'une activité magmatique considérable, à proximité de la minéralisation. Les ophiolites de la vallée de la Bódva — se présentant en masses souterraines étendues de gabbro — ne peuvent pas être pris en considération comme causes de la métasomatose sidéritique, pour des raisons de tectonisme magmatique et des règles géochimiques. On rencontre la minéralisation oxydique-ferrique de l'activité magmatique initiale alpine, sous une forme différente (Tornaszentandrás).

Le seul éruptif acide post-triasique de la Montagne de Rudabánya, c'est le porphyre quartzifère de Szalonna qui peut être considéré comme le produit de l'activité magmatique synorogénique et qui se présente sous la forme de lentilles structurellement remuées dans le secteur inférieur de la vallée Telekes et dans la passe de la Bódva, à 6 km du gisement de minerai de fer de Rudabánya. On a essayé plusieurs fois de faire figurer ce porphyre quartzifère comme le magma minéralisateur de la

sidérite (KÁLLAI 1932), mais cette supposition n'est appuyée par aucune preuve géologique acceptable.

En supposant — sur la base d'une délimitation tectonique dans le temps — que la minéralisation métasomatique soit paléogène, on ne peut pas décider, par nos méthodes d'investigation de géologie minière, si les solutions minéralisatrices proviennent d'un magmatisme proche ou lointain ou bien elles ne soient pas liées du tout à aucune activité magmatique. Il n'y a pas de doute que dans la proximité des gisements de sidérites métasomatique et filonienne de la Montagne de Spiš-Gemer voisine, on peut démontrer, à la surface, les vestiges du plutonisme granitique synorogénique alpin. Naturellement, sur la base de ces vestiges-ci, il est impossible de retracer la position ancienne des masses du magma synorogénique (KORDIUK 1941/a). Par conséquent, les zones concentriques de la répartition des métaux dominants des minéralisations ne prouvent non plus la connexion génétique des gisements de sidérite avec la roche plutonienne jeune à granit qui se dessine entre les affleurements (SCHÖNENBERG 1947). Les différences de faciès de la minéralisation permettent encore moins de projeter les relations génétiques du granit jeune — qui est en connexion avec les affleurements de Betliar ou de Zlata Idka — jusqu'à Rudabánya.

Les expériences récemment faites sur la géologie des gîtes métallifères montrent que la présence d'une masse magmatique acide à proximité des minéralisations n'est point une condition indispensable de la formation des gisements de sidérite métasomatique (SZÁDECZKY, 1955.). *Dans les cadres larges de la migration synorogénique générale des matières, les voies de charriage assurant le transport à grande distance des solutions minéralisatrices jouent un rôle beaucoup plus important dans l'apparition et répartition dans l'espace de la métasomatose que la relation directe avec les masses des roches magmatiques.* Alors, dans le cas de Rudabánya, nous attribuons la détermination dans l'espace de la métasomatose à la présence proche de la ligne de chevauchement qui marque la limite macro-tectonique triaso-carbonifère et qui tombe au prolongement de la «ligne Darnó». Dans le temps, c'étaient les événements extraordinaires dans la structure de l'écorce pendant les phases intermédiaires de l'orogénèse alpine, qui ont provoqué la grande migration des matières qui s'est présentée par l'ascension des solutions ferrifères provoquant la métasomatose.

Le procès de la métasomatose sidéritique de Rudabánya doit être considéré comme *très long*, même à l'échelle de la chronologie géologique. Nous n'avons pas de motif de diviser le procès de la métallogénie en plusieurs phases qui soient délimitées ou distinguées par leurs effets. Mais, de toutes façons, on doit considérer l'altération métasomatique comme un procès géologique qui s'accomplissait lentement, graduellement.

Tout comme dans le cas le quantité d'autres minéralisations métasomatiques, nous ne connaissons à Rudabánya non plus le *cours direct des solutions* d'eau thermale à hydrocarbonate de fer. Les lignes structurales ancienne et jeune qui suivent en général la limite triaso-carboni-

fère de Darnó-Uppony-Martonyi, embrassent le territoire actuellement connu du gisement de minerai de fer de Rudabánya, mais nos recherches n'ont encore élucidé d'une manière exacte la *relation en profondeur* avec la ligne structurale. L'ouverture totale des corps de minerai, et même leur extraction ne nous fournissent aucune expérience sur la question de savoir de quelle direction les thermes minéralisatrices ont atteint les écaillés fracturées de dolomie, enrobées dans la substance marneuse qui peut être considérée comme presque imperméable (notamment s'il s'agissait d'un plan de cassure raide ou d'un plan de chevauchement à inclinaison douce qui conduisait les solutions).

La minéralisation métasomatique qui se nourrit du résidu de magma lointain ou peut-être — en connexion avec la migration synorogénique des matières — des roches abyssales solides de la zone orogénique, doit être classée, de toutes façons, dans le groupe des températures épithermales. Dans l'association des minéraux du gisement métallifère, il n'existe aucun minéral qui indiquerait une température plus élevée, par conséquent la température des eaux thermales jaillissantes peut être estimée de 100 à 150° au plus. Tous les caractéristiques de la formation du gisement métallifère — surtout la structure empilée indiquant une charge de toit moindre — montrent qu'il s'agit des procès accomplis dans *une profondeur relativement petite*. La zone de l'accomplissement de la minéralisation actuellement connue se place, à notre avis, dans une profondeur moyenne de 100 à 200 m au plus.

Nous n'avons aucune information sur l'abondance et la concentration des solutions minéralisatrices non plus. Nous n'avons pas de motif — surtout faute d'observations sur un réseau de fissures conductrices à ouvertures considérables — de supposer un courant abondant des eaux thermales provoquant la métasomatose. Les eaux thermales ascendantes, à débit moindre, se sont réparties sur une surface étendue dans les fissures minces et dans les interstices des grains d'une grande masse de roche, et elles coulaient à travers celle-ci avec la lenteur d'une infiltration. Entretemps, elles devaient réchauffer une masse immense de roches froides par une perte très grande de chaleur, par conséquent leur température diminuait considérablement. Il résulte de tout ce que nous venons de dire qu'aux parties de la masse dolomitique qui furent loin de l'endroit de l'afflux, la température de la substitution métasomatique proprement dite, accomplie dans les interstices des grains des roches, devait être *bien inférieure à 100°*. L'effet refroidissant très considérable de la masse de roche en train de substitution, se fit valoir d'une manière différente dans les diverses parties du gisement, conformément à la perméabilité locale, au degré de la transformation etc., par conséquent la métallogénie s'est accomplie — par rapport au gisement entier — dans des cadres très larges où les valeurs de la température oscillaient dans l'espace et dans le temps. Les différences de température pouvaient influencer surtout la vitesse de la transformation ce qui est reflété par la répartition des minerais, le granulage et la texture très variables.

D'autre part, on ne peut pas évaluer le rôle de la température de formation dans la constitution du minerai, faute de données expérimentales, car dans la substance du minerai actuel — à supposer qu'on puisse discerner parmi ses caractères les modifications des effets ultérieurs — on peut examiner les résultats sommaires des effets totaux chimiques et physiques, produits par les conditions diverses et très variables des solutions minéralisatrices et de la roche encaissante et par la coïncidence de celles-ci. La variabilité de la répartition du minerai et de ses faciès prouve que l'efficacité et le mode d'action de la métasomatose étaient différents dans les diverses parties du gisement métallifère et dans les diverses étapes de la métallogénie (dépendant de la température, l'abondance, la composition, la pression, le p_H etc. des solutions thermales) et ils se faisaient valoir à divers degrés parmi les *effets différents de la roche encaissante*. Nous ne pouvons pas nous proposer d'exposer en détail les oscillations des effets de la métasomatose, n'ayant pas de données expérimentales cette fois non plus. Nous tâcherons d'exposer un peu plus détaillément les effets de la roche encaissante, en y distinguant les effets physiques et chimiques.

Parmi les effets physiques de la roche encaissante, la perméabilité (réseau de fissures) et l'imprégnabilité (porosité) sont les plus importants. Celle-là détermine le procès de la métasomatose surtout du point de vue de la propagation, le courant des solutions thermales, celle-ci déterminant les facteurs de la substitution uniforme, complète de la masse de roche.

L'effet de la métasomatose de Rudabánya est observable aux trois membres dominants de la formation métallifère, notamment aux ensembles à marne campilienne, à calcaire et dolomie campiliens, à dolomie de Guttenstein. Le comportement physique de la formation premièrement mentionnée et des deux dernières respectivement fut très différent envers les effets de la métasomatose.

La perméabilité de marne campilienne — surtout en sens normal à la stratification — est moindre. La formation de marne plastique empêchait donc en général les cours des solutions thermales dans l'ensemble qui était en train de se minéraliser. Dans la direction parallèle à la stratification — bien que nous ne possédions aucune donnée expérimentale y relative — nous devons attribuer une certaine perméabilité à la marne campilienne pour pouvoir expliquer la pénétration et la propagation des solutions thermales dans la formation métallifère.

Vu que l'ensemble à marne campilienne, d'après sa structure sédimentaire originelle, puisse être considéré en général comme compact, le relâchement le long des couches et la formation des interstices et fissures des couches qui peuvent conduire les solutions thermales, peuvent être attribués aux effets orogéniques. Le cours des fissures conductrices des solutions thermales expriment donc les directions des chevauchements prémétallogéniques.

L'imprégnabilité de l'ensemble à marne campilienne est tout à fait

insignifiante. Par conséquent, les solutions thermales ont à peine pénétré la substance de l'ensemble marneux et la métasomatose sidéritique n'agit pas sur celui-ci, pas même à ses couches plus carbonatées. Son rôle important dans le procès de la minéralisation s'est présenté par le fait qu'il a empêché l'infiltration irrégulière, en directions différentes des solutions thermales et, pendant une période assez longue, dirigeait leur cours à certaines écaillés qu'elles devaient transformer. Cet effet directeur de la marne — s'ajoutant à son effet qui provoqua des arrêts dans le courant, semblablement à un trapp de minerai, dû à sa position semblable à une enveloppe — mena à la concentration de la minéralisation, à la formation des corps plus grands de minerai dont la substitution est relativement complète.

Ce rôle *conducteur des solutions thermales*, effectué par de la matrice marneuse fut bien complété par la *perméabilité* et *imprégnabilité* grandes des écaillés à calcaire et dolomie campiliens ou à dolomie anisienne respectivement, enrobées. Ces deux phénomènes affins du comportement physique des roches carbonatées sont déterminés, à vrai dire, par les dimensions et par la *proportionnalité* du réseau des fissures qui traversent la masse de la roche.

La perméabilité dépend surtout de la fréquence et de la répartition des fissures plus béantes, à cours déterminé, qui traversent le corps de roche. Tel corps de roche carbonatée dans lequel seulement ce système de fissures s'est développé — où ne s'ajoute pas un réseau de fentes qui traversent finement toute la masse de la roche en facilitant l'imprégnation complète — ne fut pas apte à la métasomatose dans sa masse entière. Les exemples de pareille altération partielle se trouvent surtout dans les écaillés de toit de l'ensemble à calcaire et dolomie campiliens où la métasomatose agissait seulement sur les croûtes de quelques cm d'épaisseur des fissures conductrices des solutions.

C'était surtout la dolomie anisienne, rigide, à bancs épais qui fut apte à l'effritement fin, uniforme de la masse de roche. C'est dans les masses dolomitiques qu'on trouve le mieux la proportion la plus convenable pour l'imprégnation complète entre les fissures conductrices des solutions et les réseaux de fentes capillairement ramifiées qui relient celles-là. Sous l'effet des forces orogéniques qui agissaient sur toute la masse de roche, la substance rigide de la roche s'est déformée d'une manière uniforme, et ainsi l'effritement se fit valoir uniformément jusqu'aux dimensions microscopiques. L'action orogénique plus forte mena, le long de certaines zones, au broyage complet ou au laminage de la dolomie. Dans ces secteurs, l'imprégnabilité de la masse de roche a encore augmenté.

Les effets physiques des roches encaissantes lesquels rendaient possible — dans la structure particulière de la formation métallifère — l'imprégnation des écaillés dolomitiques enrobées dans la marne campilienne par les solutions thermales minéralisatrices, ont joué un rôle important

dans l'accomplissement de la métasomatose et dans la concentration de la minéralisation. Nous avons déjà reconnu ces effets au début de nos recherches sur la géologie de Rudabánya et, dans une publication antérieure (1948), nous avons essayé d'en établir un système. De nouveaux examens ont élargi nos connaissances sur ce sujet surtout par les formes structurales des bordures sidéritiques qui témoignent d'un arrêt des solutions (1954). L'image structurale mouvementée des bordures sidéritiques qui témoigne du courant, du détournement des solutions nous donne de nouvelles preuves concernant le rôle important de l'enveloppe de marne imperméable, entourant les corps dolomitiques, dans le perfectionnement de la métasomatose. L'étouffement des corps dolomitiques imprégnés, fissurés, l'empêchement de l'écoulement des solutions thermales jouaient un rôle important en tant qu'ils assuraient le temps nécessaire pour la substitution métasomatique. Des effets semblables mais non identiques de la roche mère, influençant le déroulement de la métasomatose, furent constatés par A. KERN (1952) sur les gisements de fer de Eisenerz et Hüttenberg (Styrie).

Mais, outre les caractéristiques structureaux indiquant l'arrêt du courant des bordures sidéritiques doublant les surfaces intérieures des *trapps* de minerai, il faut tenir compte de leur composition chimique qui diffère considérablement de la masse principale du corps sidéritique. L'accumulation des éléments concomitants ou résiduels de la métasomatose à la bordure et l'alternance rythmique des bandes des minéraux qui sont dominants dans sa structure ne peuvent pas être expliquées d'une manière satisfaisante — comme l'académicien E. SZÁDECZKY nous a avertis lors de son inspection à Rudabánya — par le changement par bonds de la perméabilité.

Quant à la formation des bordures, les effets physiques et chimiques des roches encaissantes y agissent en commun, par conséquent on ne peut pas traiter le problème sans aborder ce domaine-ci. Pour traiter les effets chimiques des roches encaissantes, nous avons encore moins de point d'appui que dans le cas des effets physiques. Il est vrai qu'on peut supposer que la composition chimique des détails inaltérés des roches encaissantes corresponde en gros à celle qui attendait les solutions thermales minéralisatrices, mais l'effet chimique représente absolument une action réciproque, par conséquent il est difficile de le délimiter sans connaître la composition et les constants chimiques des solutions thermales.

D'après nos connaissances actuelles, le procès ou l'accomplissement de la métasomatose sidéritique *ne furent pas influencés au fond par la composition chimique de la substance mère carbonatée*. La perméabilité et l'imprégnabilité de la matière de roche ont beaucoup plus déterminé la possibilité de la métasomatose complète d'un corps de roche carbonatée que la composition calcaireuse ou dolomitique de sa substance. Bien que la plupart des analyses complètes des minerais sidéritiques aient indiqué, par le superflu en Mg, que c'était le Ca qui fut le mieux substituable parmi les kations de la substance mère dolomitique, le calcaire pur — étant

moins préparé par sa structure — ne fut pas un substance mère plus convenable pour la métasomatose que la dolomie.

Mais la pureté chimique de la substance carbonatée altérable, la quantité et la répartition des matières qui ne prennent pas part à la métasomatose, sont des facteurs importants. Outre la *préparation structurale*, c'était la *pureté* de haut degré des corps dolomitiques qui permit l'altération presque complète des masses de roche. Dans les membres carbonatés de la série campilienne, outre les conditions physiques non convenables, l'impureté considérable de la roche carbonatée empêcha aussi la métasomatose.

Alors, aux limites des masses dolomitiques et marneuses, on peut observer une limite aussi nette du point de vue de l'aptitude chimique à la métasomatose sidéritique, que du point de vue de l'aptitude physique. Mais ce n'est seulement du point de vue de la solubilité et substituabilité du carbonate que cette limite est nette. Par sa teneur considérable en argile et en pyrite, l'ensemble à marne change d'un seul coup le milieu de redox et de p_H acceptant les solutions thermales qui sortent du corps carbonaté. Ce changement n'empêche encore totalement la métasomatose carbonatée, c'est justement aux bordures qu'on peut observer par endroits que la substitution sidéritique — bien qu'avec des formes texturales changées — s'étendit aux couches voisines de calcaire de l'ensemble à marne (fig. 57). L'effet chimique de l'ensemble à marne est beaucoup plus fort du point de vue de la précipitation des minéraux concomitants de la métasomatose, surtout de la baryte et les divers minéraux sulfidiques. Faute de données expérimentales, il nous est impossible d'exposer ces effets plus précisément. Il n'y a pas de doute que la précipitation totale de la baryte aux bordures du minerai est motivé par la *diminution brusque du potentiel redox* qui se fait valoir à la limite de la marne.

La constitution *rythmique-rayée* des bordures est due — par un mécanisme que l'on ne connaît encore plus précisément — à la mise en valeur périodique des effets chimiques des roches encaissantes, lesquels changent par bonds. Vu que l'examen microscopique des bordures sidéritiques a démontré que la formation des bordures est accompagné pour la plupart d'une redissolution et remplacement de la matière des parties marginales du corps sidéritique déjà formé, la constitution rythmique des bordures n'est point due à la périodicité du transport des matières de la métasomatose initiale, mais surtout aux effets redissolvants et redéposants des solutions résiduelles ultérieures. Par conséquent, c'étaient la matière sulfidique des solutions résiduelles et la baryte arrêtée par les effets de la roche encaissante qui s'accumulèrent dans les bordures, outre la sidérite déposée d'une manière rayée.

La formation des corps sidéritiques est le résultat d'un procès géologique qui se traîne dans le temps, qui se renouvelle plusieurs fois, mais qui est quand-même uni du point de vue géologique. Le même procès de métallogénie — avec une association des éléments presque identiques — se fit valoir à la série séisienne supérieure de l'ouverture inférieure

de Deákbánya qui avait déjà contenu de l'accumulation de fer sédimentaire.

C'est seule l'identité de l'association des éléments qui rendrait probable de lier la métasomatose hématitique du minerai de Deákbánya au procès géologique de la formation du minerai sidéritique. La substance, la texture et la structure du minerai de fer de Deákbánya sont tellement différentes du minerai sidéritique que, pour expliquer sa formation, il ne suffit pas de relever que les effets (physiques et chimiques) de la roche encaissante de l'ensemble à grès séisien sont bien différents de ceux de la dolomie, mais il faut supposer qu'il s'agissait des solutions minéralisatrices bien différentes de ceux de la substitution sidéritique prepondérante (figs. 58, 59). C'est l'effet commun **plus intense** de ces facteurs, que reflète l'augmentation de l'agressivité des solutions minéralisatrices par laquelle la métasomatose hématitique a attaqué et remplacé non seulement le ciment carbonaté — dont la quantité fut moindre — mais aussi la substance quartzifère du grès. La minéralisation de Deákbánya doit être considérée — même à cause de son apparition bien délimitée et de son étendue relativement petite — comme une variété locale, à *haute température*, de la métasomatose de Rudabánya.

La connexion de la métasomatose hématitique de la série séisienne de l'ouverture inférieure de Deákbánya avec la métasomatose sidéritique qui a formé la masse principale du minerai à sidérite de Rudabánya, est prouvé par le minerai sidéritique oxydé en minerai limonitique à hématite de l'ouverture supérieure de Deákbánya. La métasomatose sidéritique de l'ouverture supérieure de Deákbánya a produit de la dolomie de Guttenstein un minerai sidéritique à teneur beaucoup plus haute en fer (plus complètement substitué) que l'on ne trouve dans les autres parties des mines de Rudabánya. Même la répartition du minerai est différente dans l'ouverture supérieure de Deákbánya. La métasomatose ne s'étend pas au corps dolomitique entier, enrobé dans la marne. Mais à l'intérieur du corps carbonaté cohérent, le minerai sidéritique de haute qualité se sépare de la dolomie stérile par une *limite nette* et non pas par des transitions qui correspondent à l'affaiblissement graduel de l'infiltration des solutions minéralisatrices, comme on voit aux autres parties du gisement métallifère de Rudabánya. Ces différences de metallogénie — tout en tenant compte de la différence, peut-être originelle, de la préparation structurale de la dolomie de l'ouverture supérieure de Deákbánya — reflètent le degré plus haut de la température et de la concentration des solutions qui accomplissent la métasomatose. Ce n'est pas un phénomène accidentel que cette forme de la métasomatose — qui est exceptionnelle à Rudabánya et ressemble plutôt aux gisements de sidérite métasomatique de la montagne de Spiš-Gemer — se présente justement à la proximité de la métasomatose hématitique de l'ouverture inférieure de Deákbánya, qui témoigne également d'une haute température de formation.

Les produits primaires de la minéralisation métasomatique que nous venons d'exposer (corps sidéritiques à bordure, hématite métasomatique

de l'ouverture inférieure de Deákbánya) se sont formés pendant le paléogène. La minéralisation — qui se nourrit de la source inconnue d'un magmatisme lointain ou d'un métamorphisme plutonien — est une formation épithermale en tout sa masse et, à l'exception de la mine Deákbánya, elle témoigne d'une *température basse*. Nous ne pouvons pas distinguer les chevauchements produits pendant la minéralisation de celles pré-métallo-géniques. Il est possible que les mouvements arrivés pendant la minéralisation aient exercé une influence décisive sur la répartition du minerai, en ouvrant de nouveau les fissures conductrices des solutions minéralisatrices.

La formation de minerai métasomatique — comme on l'a vu lors de l'exposé de géologie structurale — dut subir plusieurs réarrangements structuraux profonds, depuis sa formation. Au cours de ces événements tectoniques qui produisaient pour la plupart des formes à empilement, c'étaient les phases intermédiaires (pyrénéenne, helvétique, savienne) de l'orogénèse alpine qui ont modifié la structure d'écaillage crétacé. Puis cette phase styrienne provoqua la transformation totale de l'ancienne structure.

Dans les diverses phases orogéniques, en connexion avec les réarrangements structuraux, le corps de minerai déjà formé devait subir les effets d'une nouvelle activité thermique (mais non minéralisatrice), par la suite du recommencement de la migration des matières. Les *solutions thermales ascendantes* se distinguent des milieux hydrothermaux de la métasomatose, surtout par le *manque de la teneur en métaux lourds*. Leur température a atteint ou parfois même surpassé le degré où la substitution sidéritique des corps dolomitiques s'est accomplie.

Les jaillissements des solutions thermales «stériles» épimétallo-géniques n'ont plus produit de quantités considérables des minéraux à minerais, mais leur effet s'est manifesté par la transformation profonde du corps de minerai à sidérite métasomatique. On suppose que ces solutions thermales à températures très différentes, à eau torride et tiède, à teneur variable en CO₂, aient produit un enrichissement secondaire considérable du minerai, par la dissolution et la réaccumulation partielles du minerai primaire.

L'activité thermique a laissé ses traces même aux roches stériles du gisement métallifère. On n'a encore réussi à élucider précisément le caractère des *altérations* accomplies sur la marne campilienne. Mais cette altération est très apparente à la dolomie de Guttenstein non minéralisée qui fut exposée à un *effritement* considérable, dans des zones étendues, en connexion avec une imprégnation ferrique faible. L'eau torride traversant le corps dolomitique a souvent formé des systèmes de cavités à formes arquées dans la dolomie.

Les activités thermales qui se présentaient dans les phases plus ou moins anciennes de l'histoire post-métasomatique du gisement de minerai de fer, ont attaqué les corps métallifères dans des états divers du réarrangement structural et de la dénudation. Conformément à ceux-là, l'étouffe-

ment ou l'épanchement des solutions thermales à la surface, leur courant orienté ou propagation irrégulière, de même que la pression, la température, la concentration, le pouvoir oxydant, le p_H de l'altération furent variables.

Nous ne disposons pas de données suffisantes pour diviser en phases les altérations thermales épimétallogéniques du minerai et en établir un système selon les modes des altérations. Nous ne pouvons apprécier les procès d'altération que d'après leurs effets sommaires sur la substance actuelle des corps de minerai. Les altérations successives ont souvent effacé les caractères des états antérieurs de manière qu'il est presque impossible de les déceler, même par la voie de l'examen microscopique. Les altérations du minerai, provoquées par les solutions thermales ascendantes, se sont entrelacées avec les altérations provoquées par les effets superficiels, en proportions et de manières différentes, surtout pendant les phases ultérieures du Tertiaire. Vu que leurs produits sont aussi souvent conformes, on ne peut pas distinguer nettement les procès dus aux effets ascendants de ceux dus aux effets descendants.

On peut tracer une limite nette parmi les altérations du minerai, sur la base du potentiel redox du milieu altérant. Au cours des altérations à basse valeur redox, la substance de sidérite du minerai sidéritique reste constante, ou la limonite du minerai à limonite antérieurement formé se réduit en sidérite. *Le minerai à sphérosidérite* est le produit de ces procès-là. A l'effet des milieux altérants à haute valeur redox, c'est *le minerai à limonite* qui se produit.

L'éclaircissement des procès qui menèrent à la formation des quantités géologiquement et pratiquement considérables du minerai à sphérosidérite, est le résultat des recherches récentes. Sur la base de la reconnaissance des caractères texturaux et structuraux du minerai à sphérosidérite, l'examen géologique minier tourna bien son attention vers l'investigation du mode d'occurrence de cette sorte de minerai. Par la suite, on a reconnu que la sphérosidérite se formait en plusieurs phases, par divers effets et dans des conditions très différentes, au cours des altérations successives du gisement métallifère.

On attribue l'occurrence la plus ancienne de la formation de la sphérosidérite au jaillissement des solutions à *eau torride*. L'eau torride — probablement à hydrogène sulfuré, qui contenait peu de matière dissoute — a atteint les corps de minerai sidéritique à travers un réseau de fissures. Son effet solvant et altérant — qui a produit un effritement dans le cas des corps dolomitiques stériles — a provoqué une altération sphérosidéritique au minerai primaire. Au minerai sidéritique consistant en un mélange des minéraux carbonatés, l'effet solvant des solutions thermales se fit valoir dans des mesures spécifiquement différentes. La teneur résiduel en carbonate de Mg ou Ca du minerai à sidérite fut dissoute même par la voie de la décomposition des cristaux mixtes qui semblent optiquement homogènes. La substance sidéritique — qui a atteint une pureté presque idéale, — a pris une texture sphérosidéritique par la voie d'un transport local et une recristallisation. Le redéposition était accompagnée d'une augmentation

considérable de la teneur en sulfide. La pyrite, minéral sulfidique dominant s'est formée de la sidérite, sous l'action de l'hydrogène sulfuré.

La température plus haute de l'altération en sphérosidérite du minerai sidéritique est prouvé par le comportement du CaCO_3 d'une part et par celui de la baryte d'autre part. Dans les masses de minerai où le CaCO_3 s'est déposé en forme des croûtes, on trouve partout de l'*aragonite*, ce qui ne se présente pas dans les autres formations métallifères de Rudabánya.

L'altération de la baryte métasomatique du minerai sidéritique (la matière des bordures du minerai sidéritique et des veines barytifères), en connexion avec la formation de la sphérosidérite, est très particulière. Cette altération consiste en réalité à ce que l'équilibre intérieur des cristaux de baryte se dérange sous l'effet des tensions intérieures, et le cristal devient trouble, puis il se défait en petites esquilles. Cette altération qui n'est pas accompagnée d'un changement matériel optiquement décelable, est semblable au décrépitation de la baryte qui se présente sous l'effet d'un traitement thermique, même doux. Nous supposons — bien que nous n'ayons aucune donnée expérimentale qui justifie notre supposition — que l'effritement de la baryte soit dû au fait qu'au cours de l'altération en sphérosidérite du minerai, elle fut exposée à l'action des solutions thermales dont la température surpassait bien sa température de formation. La teneur plus finement répartie en baryte du minerai s'est même diminuée considérablement, et le poudre barytique résiduel s'est réarrangé dans les cellules de sphérosidérite à structure spongoïde.

L'altération en sphérosidérite des corps sidéritiques qui partait des fissures conductrices des solutions thermales — comme c'est observable à la structure — a même atteint les corps de minerai à limonite qui s'étaient formés dans les parties proches de la surface du gisement métallifère, par la voie d'une oxydation préalable. En s'arrêtant au-dessous de la surface, elle était capable de déployer un effet dissolvant et réductif requis, par sa teneur considérable en CO_2 , pour dissoudre la substance limonitique du minerai oxydé sous la forme de FeHCO_3 et en former des cristaux radiaux-fibreux de sidérite.

L'altération du minerai, accomplie dans un milieu réductif, s'est répétée en plusieurs phases, au fond des lacs accumulés dans les enfoncements de la surface du gisement métallifère, alimentés par les eaux météoriques ou, en partie, thermales. A la surface miocène du minerai, couverte d'eau, une croûte de sphérosidérite s'est formée qui atteignait par endroits une épaisseur considérable, partie par la voie de la redéposition locale des corps de minerai qui ont atteint jusqu'à la surface, partie par la voie de la sédimentation chimique de la substance hydrocarbonatée ferrique, réaccumulée en solution. La réaccumulation de la substance ferreuse dérivant de la dénudation du gisement métallifère, sous la forme carbonatée, se répétait encore plusieurs fois, et elle est arrivée à sa dernière phase importante par la formation de l'horizon à concrétions sphérosidéritiques qui constituent la base de la série sédimentaire pannonienne supérieure.

D'une manière semblable, la série des altérations oxydatives de minerai riche en variations — qui consiste en combinaisons de l'oxydation du minerai sidéritique avec la réaccumulation de la substance limonitique — se divise en plusieurs phases et elle mène à la formation des sortes variées de minerais. L'altération limonitique des corps de minerai sidéritique qui ne sont pas loin de la surface (à 50 m de profondeur au plus) est due principalement à l'eau météorique descendante. D'ailleurs, dans la zone des jaillissements thermaux qui atteignaient la surface et s'y propageaient, les solutions ascendantes ont aussi considérablement modifié la structure du corps métallifère. Là aussi, les altérations sont en connexion avec l'effritement de la dolomie. L'effritement de la matière dolomitique résiduelle du minerai sidéritique ou de l'ankérite — concomitant de l'oxydation — a eu pour résultat la séparation des matières ferrifère et stérile du minerai primaire. L'hydroxyde de fer qui commençait sa migration comme solution colloïdale, a atteint un haut degré de pureté et il s'est accumulé, sous la forme de déposition de limonite à croûte et ocre, en quantités pratiquement considérables.

Alors, la métallogénie du minerai à limonite sous l'effet des solutions descendantes est en train depuis que les corps sidéritiques se trouvèrent près de la surface, c'est-à-dire depuis le début du Miocène environ. Les réarrangements structuraux qui se sont accomplis depuis lors, ont frayé la voie à une oxydation encore plus pénétrante, par le nouvel écaillage des corps sidéritiques et par la fragmentaton des couches de toit. Il est naturel que parallèlement à la formation du «chapeau de fer» — qui eut une épaisseur considérable et dont la masse principale est déjà extraite — la dénudation du gisement métallifère est commencée. Le détritit limonitifère plus ou moins grossier des corps métallifères dont la position originelle fut plus élevée, s'est accumulé dans certains enfoncements du terrain, en suivant ses directions du transport. Dans son ciment, ce sont les dépositions d'ocre mêlées à argile de l'hydroxyde de fer migrant en solution colloïdale qui apparaissent.

En exposant les procès qui sont en connexion avec la métallogénie et les altérations du gisement de fer métasomatique, notre attention se concentrait sur les changements de la substance ferrique. Nous n'avons pas touché les altérations et les accumulations des éléments accessoires de la formation métallifère, comme p. e. le manganèse et la cuivre. En connexion avec la formation des diverses sortes des minerais à sphérosidérite ou à limonite, la teneur en Mn ou Cu — qui fut répartie d'une manière uniforme dans le minerai primaire — était arrachée à ses relations originelles et a pris une nouvelle répartition, à travers une série de nouvelles formations et enrichissements de minéraux [Planche N° IX. a, b. (en poche)].

Du point de vue des éléments accessoires, la valeur limite redox qui détermine les sortes et le mode de formation des minéraux secondaires, ne coïncide pas avec la valeur limite de la formation de la sphérosidérite et de la limonite. Les solutions cuprifères se comportaient d'une manière

différente, sous l'effet des facteurs qui déterminèrent la valence de la teneur en fer du milieu. Dans la sphérosidérite, on trouve même la cuprite, outre la chalcopryrite, la chalcosine et le cuivre natif. La teneur en Mn s'est dissoute pour la plupart, au cours de la formation de la sphérosidérite, par conséquent les masses sphérosidéritiques sont les membres les plus pauvres en Mn de toute la formation métallifère.

L'enrichissement considérable du Mn (pyrolusite, psilomélane) et du Cu (cuivre natif, cuprite, azurite, malachite), sous la forme de minéraux indépendants, est un phénomène concomitant caractéristique de la métallogénie du minerai à limonite qui s'accomplit sous l'effet des solutions descendantes [Planche N° IX. a, b. (en poche)].

B) Martonyi

L'occurrence de minerai de fer de Martonyi, située à 10 km au NE de Rudabánya [Planche N° I. (en poche)], paraît petite à côté de Rudabánya, quant aux dimensions de la minéralisation. En dirigeant notre attention sur le tout de la chaîne de minerai de fer, nous attribuons de l'importance à ce gisement insignifiant, du point de vue de la détermination de l'étendue régionale de la métallogénie.

La structure de l'occurrence de minerai de fer de Martonyi est encore plus troublée que celle de Rudabánya. La formation minéralisée consiste pour la plupart, là aussi, en écaillés dolomitiques anisiennes, à minéralisation métagénomatique, enrobées dans les formations triasiques inférieures. Dans l'ensemble entièrement remué et laminé du gisement métallifère, outre la marne argileuse gris bleuâtre à bandes rouges et grises à lamelles de calcaire, campiliennes, les schistes argileux et grès ladinien noirs jouant aussi un rôle, comme matrices. Les blocs rigides du gisement métallifère, enrobés dans des formations marneuses, consistent en dolomie de Guttenstein, calcaire et dolomie campiliens, calcaire clair et dolomie à texture saccharoïde anisiens. Le «mur profond» de l'ensemble métallifère écaillé est formé par une série laminée de schistes argileux et de grès noirs séisiens à intercalations et veines de gypse renfermant des enclaves plus ou moins grandes de dolomie et calcaire anisiens.

A Martonyi — de même qu'à Rudabánya — le caractère structural de l'ensemble métallifère est déterminé par des masses de roche plus ou moins rigides, enrobées dans la matrice consistant en formations plastiques [Planche N° XII. (en poche)]. Mais l'ensemble a une structure tellement irrégulière, qu'il est impossible de l'appeler zone écaillée. Les corps de minerai et de dolomie sont beaucoup plus morcelés qu'à Rudabánya, c'est à peine que leur étendue peut être appelée tabulaire et on ne peut pas observer une direction dominante à leur position. Ce n'est seulement que la matrice de marne plastique est plissotée, mais toute sa masse est laminée, broyée et pétrie ensemble avec les enclaves plus ou moins grandes des formations plus rigides (figs. 60, 61, 62).

Quant au caractère structural de la formation métallifère de Martonyi,

on ne peut constater qu'un *remuement en connexion avec un chevauchement* de grand envergure se fit valoir sur l'ensemble entier, avec une charge moindre de toit. L'état actuel s'est développé, sans doute, après la métallogénie ce qui a plus ou moins effacé les traits caractéristiques de la structure antérieure. Vu que nous ne disposons pas d'observations géologiques minières récentes sur l'apparence et la position des bordures barytiques, nous ne pouvons pas même retracer les traits caractéristiques principaux de la structure qui attendait la métasomatose. On ne peut pas déterminer d'une manière précise la direction de l'action du dernier remuement de grand envergure, les vestiges du laminage sont en général doucement inclinés.

Le déroulement de la métasomatose était semblable à celui de Rudabánya. Le procès de la substitution sidéritique se fit valoir en premier lieu sur la dolomie de Guttenstein structurellement préparée (fracturée et broyée). Le produit primaire de la métallogénie fut le minerai à sidérite dont la teneur moyenne en Fe ou en sidérite est inférieure à celui de Rudabánya.

A cause de la profondeur moindre de la formation métallifère, le minerai sidéritique s'est oxydé en minerai à limonite, presque partout. Le procès de l'altération de surface — de même qu'à Rudabánya — s'est entrelacé avec des effets thermaux ultérieurs qui menèrent à l'enrichissement considérable de la substance limonitique, par la voie d'une lixiviation et une réaccumulation. L'effet thermal a provoqué l'*effritement* très avancé de la dolomie. D'après les observations faites sur les matières de la halde du minerai à limonite — qui sont actuellement les seules matières accessibles aux fins de l'examen du minerai — l'altération en sphérosidérite n'a pas atteint un degré considérable à Martonyi, bien que ses vestiges sont démontrables le long des fentes moindres, accompagnés de l'effritement de la baryte et de la dolomie ferrifère.

C) Uppony

Les petits corps de minerai de fer qui existent dans l'avant-pays de la montagne carbonifère de Uppony, à la limite du village Uppony, n'ont pas eu d'importance pratique en eux-mêmes et ils n'en ont pas actuellement non plus. Mais nous apportons l'attention à ces vestiges de minerai métasomatique qui se présentent dans une position structurale très intéressante, du point de vue de l'investigation de l'étendue de la métallogénie de Rudabánya. Le long de toute la chaîne de minerai de fer de Rudabánya — Uppony, c'est là que *la relation structurale de la masse paléozoïque* extensive de SE — qui est continue dans la profondeur et qui se présente à la surface dans les montagnes carbonifères isolées de Uppony et Szendrő — *avec les formations triasiques minéralisées est la plus apparente* [Planche N° II. (en poche)].

L'occurrence de minerai à limonite de Uppony que l'on peut à peine appeler un gisement de minerai, consiste en formations triasiques

inférieures et moyennes, en partie minéralisées, situées au-dessous du chevauchement dirigé vers le NW de l'ensemble carbonifère inférieur, qui sont enrobées dans les formations miocènes inférieures [Planches N° II, XIII. (en poche)]. Leur mur est formé par la série oligocène moyenne. Les caractères principaux du minerai à limonite sont conformes à ceux de la sorte dominante de minerai de Rudabánya, par conséquent on peut tenir pour certain que — semblablement à celle-ci — il est dû à l'oxydation du minerai sidéritique produit par la métasomatose de la dolomie de Guttenstein. Cette constatation nous donne même un point d'appui pour supposer que le minerai de fer de Uppony se soit formé dans des conditions semblables à celles de Rudabánya, à la même époque géologique.

Les dimensions des corps de minerai sont très petites, il est plus juste de les appeler des *blocs* de minerai. Leur position est irrégulière dans la zone remuée, laminée pendant le chevauchement, leurs occurrences se limitent à des secteurs brefs.

En déterminant les cadres structuraux des prospections de Uppony, on a élucidé, en même temps, que la métasomatose n'est pas arrivée à l'endroit et dans le milieu où se trouvent actuellement les corps de minerai (fig. 63). Les traces ferrifères de Uppony consistent en blocs tectoniques qui furent *arrachés à leurs rapports originels*, entraînés plus loin par la voie du chevauchement, dont on ne connaît pas la position, l'arrangement, les rapports antérieurs [Planche N° II. (en poche)]. Le caractère tectonique dominant de la formation métallifère fut formé par le chevauchement de grande envergure de la masse carbonifère inférieur qui effaçait totalement les caractéristiques antérieurs. Le laminage et le broyage forts de tout l'ensemble minéralisé témoignent de l'ordre de grandeur considérable de ce chevauchement et de l'intensité de forces orogéniques qui y agissaient. La compression tectonique a broyé non seulement les masses carbonatées triasiques et la substance de minerai, mais elle mena même à la déformation et au laminage considérables des blocs du conglomérat miocène inférieur qui consistait en matières quartzitiques.

Vu que les corps de minerai de Uppony sont arrachés à leur milieu originel et se présentent dans un milieu étranger, il ne peuvent pas être qualifiés de gisement métallifère, et les conditions de gisement de la minéralisation délimitée jusqu'à présent, ne peuvent pas déterminer les conditions et l'étendue de la minéralisation. Les corps de minerai trouvés à proximité de la surface, ne fournissent que des points de départ pour la prospection afin d'arriver à l'investigation des autres parties du gisement métallifère, par une interprétation structurale juste.

Jusqu'à présent nos ouvertures à Uppony n'ont ouvert que de minerai à limonite. Dans les noyaux des blocs plus grands du minerai à limonite — où la teneur en fer est moindre — on trouve les vestiges de la substance carbonatée, non oxydée, du gisement métallifère qui indiquent, ensemble avec les caractères pétrographiques et structurales du minerai à limonite, que le produit de la dolomie de Guttenstein pouvait être, là aussi, un minerai sidéritique semblable celui de Rudabánya.

D'après nos connaissances actuelles, les vestiges de fer de Uppony s'arrachèrent à leur cohérence originelle par la voie des mouvements styriens. On peut attendre les masses plus cohérentes du gisement de fer métasomatique dans une profondeur plus grande, le long du plan du chevauchement jeune, peut-être au-dessous de l'ensemble carbonifère inférieur. Alors, ces vestiges — les plus lointains de la métasomatose de Rudabánya — présentent non seulement des motifs géologiques pour la prospection dans la direction de la chaîne, mais ils indiquent la *possibilité de l'existence d'un gisement métallifère caché au-dessous des formations plus anciennes, le long du chevauchement.*

D) Tornaszentandrás

Au coin situé au bout septentrional de la Montagne de Rudabánya, plus loin de la ligne structurale qui relie les occurrences de minerai de fer de Uppony-Rudabánya-Martonyi, on trouve au Osztramos, près de Tornaszentandrás une accumulation de minerai de fer de type différent de ceux-ci [Planche N° I. (en poche)]. Bien qu'il ne s'agisse pas là d'une métasomatose sidéritique le long de la «ligne Darnó» il nous semble quand même nécessaire d'exposer brièvement cette occurrence afin d'éclairer tous les côtés des procès métallogéniques de ce territoire.

Conditions géologiques minières. Les occurrences de minerai de fer du Osztramos se présentent le long d'un réseau de fissures de direction NE-SW, en gros parallèle, qui courent à la pente de NW du mont [Planche N° XIV. (en poche)]. Les branches secondaires — qui forment le réseau de communication — sortent des fissures longitudinales principales en angle aigu et elles traversent la masse calcaire limitrophe par un réseau fin et serré de fentes. Dans une partie du système des fissures, on trouve un réseau de veines, remplies d'hématite qui, par endroits, passe à l'imprégnation uniforme de la roche (fig. 64).

D'après nos connaissances actuelles, l'hématite du Osztramos est un remplissage irrégulier de veines, dont les masses, avec leur épaisseur maximum de 0,5 à 1,00 m, ne sont pas si grandes que l'on puisse les appeler corps de minerai. Par le moyen des examens généraux, accomplis jusqu'à présent, on ne peut même pas établir de quelle direction et en quelles phases ont agi les forces tectoniques qui jouaient un rôle dans la formation des remplissages des fissures. Il est sûr que dans les zones fracturées qui subirent une compression tectonique plus forte, l'hématitisation a atteint une épaisseur plus considérable.

La déposition primaire de la sidérite ne forme pas, elle non plus, des masses que l'on pourrait appeler corps de minerai. La sidérite se présente comme le remplissage bien délimité d'un réseau de veines (fig. 65), plus fin que celui de l'hématite, mais sa matière ne pénètre pas la masse du calcaire. L'accumulation la plus importante de la sidérite oxidée se trouve le long de la fissure principale de l'exploitation minière où la sidérite fait

même un quart de la masse du calcaire. Les remplissages à sidérite furent accompagnés, par endroits, des vestiges de la déposition de la spécularite.

L'exploitation minière du Osztramos tendait à extraire le *remplissage limonitique à croûtes et ocre* du système de cavités qui s'est formé suivant les directions principales des fissures, dans le calcaire traversé préalablement par les veines fines de l'hématite et de la sidérite. Cette substance de minerai, enrichie par la voie des procès secondaires a rempli, d'une manière irrégulière, la plupart du système de fissures, long de 400 m, haut de 100 m, qui va en rétrécissant, d'une manière uniforme, de 15 à 1,5 m, vers la profondeur. Par endroits, le mur de calcaire de la fissure se qualifia aussi de minerai à limonite (ankérite), par la voie d'une imprégnation limonitique ultérieure, ailleurs la continuité du corps de minerai s'est interrompue, à la suite du rétrécissement des cavités, ou à cause du remplissage calcitique (stalactifère) de celles-ci.

Parmi les sortes de la déposition primaire du minerai, c'est *l'hématite qui s'est formée*, à notre avis, *plus tôt*, à une température plus haute, *la sidérite s'étant formée plus tard*, à une température plus basse. Cette division de la minéralisation primaire en deux phases est motivée par les différences des conditions de la formation des minéraux. Mais, à la suite de la présence commune de la sidérite et de l'hématite, il ne serait pas juste de tracer une limite nette, entre les deux phases, ou de supposer que leur origine soit différente. La déposition primaire du minerai de fer oxydique et carbonaté ne peut pas être appelée minéralisation métasomatique, bien que par endroits, le remplacement de la substance de calcaire témoigne d'un certain degré de substitution (VENDEL 1947). Il n'y a pas de doute que dans le calcaire traversé par un système de fissures mais quand même compact, la déposition du minerai s'est accomplie sous les effets d'un milieu considérablement différent de la dolomie de Guttenstein. Quand même l'association des éléments tout à fait différents de la formation métallifère indique que l'origine de celle-ci est à chercher dans des procès qui sont indépendants de ceux des gisements de fer métasomatique.

Le caractère et l'origine différents de la minéralisation sont aussi motivés par le milieu géologique qui diffère bien des gisement métallifères métasomatiques. La ligne de la vallée de la Bódva marque aussi une direction structurale importante, le long de laquelle, selon les données de ouvertures de Perkupa (MÉSZÁROS, 1953), se sont passés des dislocations à chevauchement de grande envergure. Mais les produits de gabbro ophiolitique de l'activité magmatique initiale alpine qui se présente dans la zone de mouvent, indiquent précisément que cette structure s'est formée à la fin du Crétacé. Alors, les procès métallogéniques qui s'accomplirent le long de celle-ci, sont bien séparés dans le temps des procès hydrothermaux tertiaires de la «ligne Darnó». Les analogies de la Slovaquie (Borka, Licince) (ANDRUSOV-KVĚTOŇ, 1951) servaient également de point d'appui pour pouvoir considérer la déposition primaire du minerai à Tornaszentandrás, comme le résultat de l'activité exhalative-hydrothermale du magmatisme à gabbro.

Nous disposons de peu de données pour pouvoir délimiter la période de l'enrichissement du minerai de fer, due à l'effet solvant, altérant, commun des solutions ultérieurement ascendantes et descendantes. On peut seulement constater que ces procès s'achevèrent déjà avant la glaciation mindélienne.

V. ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

A cause de la structure extrêmement troublée des formations triasiques de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, il nous est impossible de retracer la situation et l'étendue paléogéographiques du bassin collecteur des sédiments triasiques. Les sédiments triasiques de la chaîne se sont accumulés sûrement dans un grand bassin appartenant à ceux un Karst de Gömör-Torna. Nous n'avons pas de raison de supposer que cet ensemble triasique immense se soit formé entièrement à n'importe quel territoire éloigné. Ses formes structurales relativement calmes, grandioses, témoignent d'un empilement considérable, mais uni (BALOGH 1948, 1952. b, BALOGH—PANTÓ 1953).

Aux bords du Karst de Gömör-Torna (surtout au NE et au SE) on peut observer à plusieurs endroits les chevauchements des masses partielles, mais il semble que le charriage en bloc de tout l'ensemble (ANDRUSOV 1938) ne soit pas prouvé par des données géologiques. Les formations triasiques de la Montagne de Rudabánya — où, avec une prolongation recouverte, de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya — sont en connexion paléogéographique organique avec le Karst de Gömör-Torna. On les considère, à vrai dire, comme la masse des sédiments — empilée et écaillée sous l'effet des forces orogéniques beaucoup plus fortes — de la partie de SE de la grande mer triasique du Nord.

La chaîne de minerai de fer de Rudabánya où on ne peut étudier aucune bonne ouverture d'une série triasique plus étendue, continue, ne donne pas lieu à une évaluation paléogéographique ou sédimentologique de grande envergure. La structure troublée de la Montagne de Rudabánya et ses mauvaises ouvertures naturelles ne permettent que des observations partielles mosaïquées. L'image sédimentologique que l'on peut retracer d'après celles-ci, bien qu'elle s'ajuste sans équivoques aux cadres généraux de la sédimentation alpine septentrionale, montre beaucoup de traits individuels. Ces traits ne s'accordent pas entièrement avec les faciès du Karst de Gömör-Torna. A l'exception des sédiments marins carbonatés du Werfenien supérieur et Anisien moyen — dont la constance et l'équilibre sont universellement connues — la série est caractérisée par une variabilité et une division considérables. Aux sédiments séisiens mais surtout à ceux ladiniens de la Montagne de Rudabánya, on peut observer l'extrême variabilité des faciès, leurs transitions horizontales endentées. Quelques

uns de ces faciès — selon nos connaissances actuelles — ne sont pas arrivés à être dominants que dans la Montagne de Rudabánya, mais ce sont justement les transitions bien observables entre les faciès qui témoignent de l'unité des faciès variés. Alors, la confrontation des faciès pris au hasard ne peut pas être acceptée comme preuve de l'indépendance structurale des formations voisines, ou de l'arrachement des formations (ANDRUSOV 1938).

Par tout ce que nous venons de dire, nous voulons exprimer qu'à notre avis, les sédiments triasiques de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, se sont formés *en gros* le long du cours actuel de la chaîne. Nous sommes loin de faire apparaître les limites des formations comme des limites paléogéographiques. Nous avons bien relevé la structure extrêmement troublée de la chaîne, le manque des séries de couches continues, les fréquentes répétitions des couches: tous ces facteurs ne nous permettent pas de rechercher les conditions originelles de gisement dans la position actuelle des formations. Quand même, nous ne pensons pas que les dislocations — qui produisaient cette structure extrêmement troublée — représentent un remuement des montagnes qui s'étendait à des régions entières. À notre avis, le rayon d'action des diverses phases de leurs réarrangements reste à l'intérieur de la zone de 10 km de la chaîne.

La phase brève de la formation du calcaire séisien inférieur — qui se développait, peut-être, du Permien *marin* —, consiste pour la plupart dans l'accumulation des sédiments *chimiques* (calcaire, évaporite), puis s'établit par une transition graduelle vers le milieu de l'étage séisien, l'accumulation uniforme et permanente des *détritus moyens et fins*. Par des oscillations à phases longues et brèves (qui effacent d'ailleurs la limite supérieure de l'étage) et par une gradation lente, ce sont le détritit le plus fin (argile, marne argileuse, marne), puis le sédiment *chimique* (calcaire dolomie) qui deviennent dominants dans l'étage campilien. La substance *dolomitique*, devenant graduellement prépondérant dans le calcaire lamellaire campilienne, prépare la formation de la dolomie de Guttenstein homogène, à bancs, de la partie inférieure de l'étage anisien, avec une continuité uniforme. La dolomie anisienne inférieure est également reliée à la dolomie anisienne moyen et supérieure à texture saccharoïde par des transitions graduelles, de même que le faciès de calcaire de Guttenstein — qui remplace celle-là — au calcaire de Wetterstein anisien moyen et supérieur. A l'accumulation très considérable des sédiments carbonatés, en gros uniformes; de l'étage anisien, succèdent les sédimentations chimique (calcaire, cornéenne) et détrititque (marne, schiste argileux, grès) de l'étage ladinien qui s'alternent d'une manière très fine, sans aucune loi reconnaissable, et qui sont extrêmement variées et *inéquilibrées*. D'après nos connaissances actuelles, le long de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya, la série triasique se clôt par celles-ci.

La première phase orogénique qui agissait sur l'ensemble des formations triasiques, se présenta, à notre avis, à l'époque des mouvements *kimmériens*. Dans l'état actuel de nos recherches structurales à cause

d'une lacune de sédiments, nous n'avons aucune donnée précise sur cette structure jurassique la plus ancienne. C'est seulement le porphyre quartzifère des environs de Szalonna qui nous permet de supposer que l'effet de l'orogénèse kimmérienne ait atteint même la Montagne de Rudabánya.

Les forces orogéniques qui agissaient sur la structure de la chaîne métallifère de Rudabánya, déterminant ses caractères dominants, dont les effets furent étudiés d'une manière plus détaillée, sont toutes en connexion avec l'orogénèse alpino-carpathique. A notre avis, le premier réarrangement structural alpin qui a produit le remuement profond, de la plus grande envergure dans le développement structural de la chaîne, est dû aux procès de la phase orogénique *autrichienne*. C'est au cours de ceux-ci que s'est formée la structure fondamentale à empilement et *écaillage dirigé vers le SE*, que l'on peut observer à la constitution structurale et aux formes macrotectoniques de la chaîne [Planche N° II. (en poche)]. A cause des différences de direction entre les chevauchements ancien et jeune [Planche N° I. (en poche)], cet arrangement structural se manifeste non seulement — et, peut-être non principalement — le long de la «ligne Darnó». Il a produit des chevauchement de grande envergure — accompagnés d'intrusions de gabbro ophiolitique — derrière la «ligne Darnó», le long de la vallée supérieure de la Bódva (Perkupa—Komjáti) et même, dans son avant-pays (Nekézseny). Du point de vue de la formation de minerais de fer, la phase orogénique autrichienne ne fournit aucune métallisation importante, c'est seulement la formation des réseaux de veines hématitiques et sidéritiques qui sont en connexion directe avec les intrusions de gabbro (Tornaszentandrás). Par l'écaillage intense des formations triasiques inférieures et moyennes de la chaîne métallifère de Rudabánya produisant les grandes écailles «du toit» ainsi que celles plus petites entraînées sous elles, et par le broyage de leur matière, l'orogénèse autrichienne a effectué la préparation des roches mères pour la métasomatose.

Le caractère «de mottes» de l'écaillage autrichien (structure non tout à fait parallèle des écailles, déformation à écrasement fort) s'explique par l'état non couvert de l'ensemble triasique de la chaîne au temps de l'orogénèse. Du Ladinien jusqu'au Miocène inférieur, nous n'avons aucune donnée concernant une sédimentation continue le long de la chaîne, c'est pourquoi nous supposons qu'au cours de l'orogénèse crétacée, la chaîne triasique ait atteint la surface ou ait été couverte d'une formation continentale dont l'épaisseur était insignifiante.

On ne peut même pas tenir compte d'une transgression importante au cours du Tertiaire inférieur. Les formations éocènes et oligocènes qui se présentent en taches moindres, tectoniquement pincées, ne nous offrent aucun point d'appui pour pouvoir supposer que ses sédiments aient été plus étendus. Alors, pendant les phases postérieures de l'orogénèse alpine, le socle triasique — que devenait par le réarrangement structural de la phase autrichienne plus profondément divisé et plus accessible à la dé-

nudation — fut déjà couvert des sédiments de ses propres matières réaccumulées.

La métasomatose sidéritique des écailles de dolomie de Guttenstein s'est accomplie — probablement après la phase laramienne — dans des conditions semblables [Planche N° XI. 3. (en poche)]. Conformément à la zone de profondeur optimale de la métasomatose, la substitution métallique se fit valoir, pour la plupart, sur les écailles autrichiennes *inférieures morcelées* et étouffées par l'intercalation de la marne campilienne, et non pas sur les grandes écailles «du toit» de dolomie de Guttenstein, atteignant à la surface. L'enveloppe de marne campilienne jouait un rôle également important de point de vue de la minéralisation plus complète des corps dolomitiques.

Une série variés d'altérations ultérieures, sous l'effet combiné des solutions chaudes-tièdes ascendantes épimétallogéniques et de l'eau météorique descendante, agissait sur les corps sidéritiques métasomatiques qui furent produits dans une profondeur relativement petite, par une action hydrothermale qui arrivait à la surface. Les sortes limonitiques et sphérosidéritiques de minerai, à teneur en fer enrichie par les procès secondaires, utilisables directement dans la métallurgie, sont les produits de ces altérations-là.

Ensemble avec les altérations ultérieures des parties des corps de minerai plus accessibles aux effets altérants ou plus voisines de la surface, au cours du Miocène, une couverture sédimentaire «de surface de minerai» s'est accumulée à la surface à relief nettement articulé, profondément karstifiée de la formation triasique métallifère, par la voie de la dénudation et la réaccumulation partielle du gisement de minerai [Planche N° XI. 4. (en poche)]. Au cours de ces transformations, la formation métallifère ne subit aucun empilement considérable, l'effet des phases intermédiaires de l'orogénèse alpine (pyrénéenne, helvétique, savienne) se manifeste surtout par des *failles* transversales et longitudinales.

Nous attribuons le réarrangement structural tardif à l'orogénèse *styrienne* cette phases très important agissait sur le gisement métallifère en partie altéré par les effets superficiels. Pendant cette phase-là, également sans aucune couverture sédimentaire considérable, se fit valoir une forte pression à empilement de SE qui fut provoqué par les mouvements actifs de NW — se heurtant contre les masses triasiques de la chaîne métallifère de Rudabánya — de la chaîne carbonifère marquée par les montagnes de Szendrő et Uppony [Planche N° XI. 5. (en poche)]. La prédominance de l'écaillage ultérieur de la masse carbonifère inférieure à inclinaison de SE (provoqué par un empilement dirigé vers le NW) est justifié même par les profils de A. FÖLDVÁRI (1942) de la Montagne de Szendrő. C'est à la proximité immédiate de la ligne de rencontre triasocarbonifère, c'est-à-dire de la «ligne Darnó» que *cet effet* — qui se fit valoir en sens justement opposé à l'écaillage — fut le plus véhément, mais dans les parties plus éloignées de la montagne on n'a pas encore le démontrer.

Nos gisements de fer métasomatique (Rudabánya, Martonyi, Uppony) tombent justement à la zone où l'empilement structural de phase styrienne se fit valoir directement, par conséquent, là, le stress orogénique tardif mena au *réarrangement à inclinaison inverse* des corps de minerai, ou, sur de nombreux points à leur morcellement extrême. Dans les ouvertures des gisements métallifères, c'est cet écaillage de direction de NW qui ce manifeste le plus apparemment et il recouvre pour la plupart les formes structuralés antérieures.

Le réarrangement structural styrien a bien facilité l'altération superficielle et la dénudation de gisement métallifère. Ces procès ont accéléré l'oxydation du gisement métallifère et rendaient possible la formation de nouvelles masses considérables des sédiments «de surface de minerai», à faciès variables, sur la surface à relief extrêmement accidenté du socle.

Ce n'est que pendant le Pannonien supérieur que la sédimentation extensive commence sur la surface à élévations et enfoncements des formations métallifères, à l'exception des sédiments de bord, miocènes inférieurs et moyens du bassin de houille brune de Borsod- [Planche N° XI. 6. (en poche)]. La couche de base de l'ensemble de sable et argile à raies de houille brune ligneuse — dont l'épaisseur est considérable — est formée par un banc à concrétions sphérosidéritiques, provenant de la dénudation du gisement métallifère. Cette formation ne dut plus subir aucun effet considérable des forces orogéniques.

La formation la plus jeune de la chaîne de minerai de fer, c'est l'argile rouge pléistocène (mindélienne) qui contient des éboulis de minerai de fer.

VI. RÉSUMÉ

Par le moyen d'investigations géologiques de grande envergure, on a pu constater que la zone structurale de caractère à empilement, dont un secteur de 58 km comprend les gisements de minerai de fer métasomatique de Uppony—Rudabánya—Martonyi, est l'élément tectonique le plus important de la partie du NE de la Hongrie. Elle aboutit à la « ligne Darnó » au SW et aux éléments structuraux de la Montagne de Spiš-Gemer au NE. Dans cette zone structurale, les formations triasiques inférieures et moyennes se sont écaillées les unes sur les autres d'une manière irrégulière, et par la voie de la *préparation structurale* qui était en connexion avec cet écaillage (le broyage de la dolomie anisienne inférieure et son pétrissement dans la marne campilienne plastique, imperméable) elles sont devenues aptes à la métasomatose.

La métasomatose épithermale a formé — pour la plupart de la substance de la dolomie de Guttenstein — le minerai à sidérite, comme produit primaire. Les solutions thermales provoquant la métasomatose jaillissaient le long des voies de chevauchement, et leur arrêt dans les corps dolomitiques fissurés — ce qui était nécessaire pour un procès plus complet de la métasomatose — est dû à l'enveloppe de marne campilienne. En cas d'une métasomatose qui s'étendait aux écaillies dolomitiques entières, c'est-à-dire qui se heurtait au contacts tectoniques de la dolomie avec la marne à la marge du corps de minerai sidéritique, une *bordure* — consistant en dépôts rythmiques de la baryte et de la sidérite — s'est formée. C'est dans cette bordure qu'on trouve les minéraux plus rares, tardifs, de la métasomatose.

Sous l'effet commun des solutions thermales ascendantes — comme effets ultérieurs de la métasomatose — et de l'eau météorique superficielle, la partie voisine de la surface du minerai primaire s'est altérée, dans toute sa masse. Les procès, accompagnés de l'enrichissement considérable de la teneur en métal, produisirent comme minerais secondaires le *minerai à limonite* (parfois à hématite) en milieu oxydant et le *minerai à sphérosidérite* en milieu réductif.

Une accumulation de minerai de fer, relativement insignifiante, se trouve dans la série séisienne (ouverture inférieure de Deákánya), dont l'origine est en partie sédimentaire (sidérite), en partie métasomatique (hématite).

Par l'examen approfondi de la composition minéralogique, la texture et la structure des diverses sortes des minerai, on a élucidé les *conditions préalables et le mode* du procès de la *substitution métasomatique* (effets chimiques et physiques de la roche encaissante), de même que les *directions de l'altération* des minerais ainsi formés, et les conditions du départ et de l'accomplissement de cette altération. Les arbres généalogiques des altérations ramifiés jusqu'aux minéraux ou éléments individuels sont à voir à la Planche N° IV. a et b.

On a exécuté 54 nouvelles analyses complètes, 39 analyses des éléments sporadiques de la formation métallifère, par lesquelles on a approfondie nos connaissances sur le chimisme des sortes caractéristiques des minerais. Les sortes principales de minerai sont caractérisables par les associations dominantes des éléments sporadiques.

L'analyse de géologie structurale de la formation métallifère s'appuya sur l'observation soigneuse des bordures des corps de minerai sidéritique. Les bordures barytifères se sont formées au contacts pré-métasomatiques des écailles dolomitiques originelles avec la marne, leur position originelle indique donc des *directions structurales prémétallogéniques*. Les phases de mouvement qui provoquaient le morcellement des bordures du minerai, furent introduites par des failles *transversales et longitudinales*, puis suivirent des *dislocations presque horizontales*, enfin un *nouvel écaillage*. La bilatéralité de la structure écaillée de la chaîne métallifère de Rudabánya, a été formée par les effets des deux phases principales de chevauchement, qui agissent en sens inverses sur la structure. L'écaillage prémétallogénique — *autrichien* — a produit des écailles orientées vers le SE, inclinées vers le NW. Les écailles originelles ont été réarrangées — après le morcellement épimétallogénique (failles et dislocations horizontales) — par l'effet orogénique agissant vers le NW pendant la phase *styrienne*, avec un écaillage à direction inverse.

L'examen comparatif des occurrences de minerai de fer de Martonyi et Uppony nous a fourni des preuves satisfaisantes sur le fait que, le long de la «ligne Darnó» — en partie recouverte — la métasomatose de type de Rudabánya s'était présentée à des endroits situés assez loin, dont la position structurale et les *conditions de la métallogénie étaient identiques*.

Les minerais primaire (hématite-sidérite) et secondaire (limonite) du Osztramos de Tornaszentandrás appartiennent à une accumulation de minerai de fer qui se sont produits le long la direction de l'ancienne (autrichienne) ligne de chevauchement, *sous l'effet d'une intrusion basique ophiolitique*.

Traduit par T. Vida

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ ЖЕЛЕЗНОРУДНОЙ ПОЛОСЫ С. РУДАБАНЫЯ

Габор Панто

При помощи обширных структурно-геологических исследований было установлено, что структурная зона чешуйчатого характера, на участке длиной в 58 км на которой расположены метасоматические железорудные месторождения сс. Уппонь, Рудабанья и Мартонь, представляет собой наиболее важный тектонический элемент СВ-ной части страны: На ЮЗ она продолжается в линии Дарно, а на СВ в структурных элементах Сепеш-Гемерских Рудных Гор. Нижне- и среднетриасовые образования в указанной структурной зоне беспорядочно надвигались один на другой в виде чешуей и благодаря связанному с ними раннему структурному воздействию (раздроблению ниже-анизийского доломита и его подмешиванию в пластичное водоупорное кампильское мергелистое образование) стали пригодными к метасоматизму.

Под действием эпитермального метасоматизма преобладающей частью из вещества ниже-анизийского доломита образовался, как первичный продукт, сидеритовая руда. Гидротермы, вызвавшие метасоматизм, прорывались вдоль плоскостей надвигания и застревание их в трещиноватых доломитовых телах — что для более полного хода метасоматизма оказалось необходимым — было вызвано кампильской мергелевой оболочкой. В тех случаях, когда метасоматизм распространялся на доломитовые чешуи в целом, т. е. тогда, когда он наталкивался на тектонические контакты доломита и мергеля, на крае сидеритового рудного тела сформировалась кайма, состоящая из ритмически выделенного барита и сидерита и являющаяся собирательной зоной довольно редких позднее выделенных минералов метасоматизма:

Под воздействием связанного с метасоматизмом послерудного прорывания гидротерм, а также поверхностных осадочных вод приповерхностная часть первичной руды по всей своей массе превращалась во вторичную. Процессы, связанные со значительным повышением содержания металлов в рудах, в качестве вторичной руды в окисляющей среде образовали лимонитовый (гематитовый) бурый железняк, а в восстановительной среде — сферосидеритовую руду.

Железорудные скопления сравнительно небольшого количества встречаются в сейсской толще (Альшо-Деакбанья). Они имеют отчасти осадочное (сидерит), отчасти метасоматическое (гематит) происхождение.

Обстоятельное изучение минералогического состава; текстуры и структуры разновидностей руд до подробностей выяснило предпосылки метасоматического замещения и способы его протекания (физические и химические воздействия боковых пород), а также направление, условия начала и совершения превращения образовавшихся первичных разновидностей руд. В приложении № XI показана генетическая схема превращений минералов и элементов.

Из рудоносного образования было исполнено 54 новых полных химических анализов и 39 спектрографических анализов на элементы, присутствующие в следах; указанные анализы привели к более полному познанию характерных сортов руд. Основные разновидности руд могут быть охарактеризованы господствующими ассоциациями присутствующих в следах элементов.

Структурно-геологический анализ железнорудного образования был исполнен исходя из тщательного наблюдения каем тел сидеритовой руды. Баритовые каймы сформировались на первоначальных контактах доломитовых чешуей с мергелем, существовавших в дометасоматическое время. Следовательно первичное расположение контактов отмечает дорудные структурные направления. В результате определенных фаз движений, влекших за собой раздробление каем рудных тел, сначала возникли поперечные и продольные сбросы, затем почти горизонтальные смещения и наконец повторное образование чешуей. Крыльчатость чешуйчатого строения Рудабаненского железнорудного массива сформировалась под структурообразующим действием противоположного направления двух основных фаз надвигания. Образование чешуей, происшедшее — в австрийской фазе — до рудообразования, было направлено к юговостоку и создало чешуи северозападного падения. После раздробления, вызванного рудообразованием, сбросами и надвиганиями, первичные чешуи в штирийской фазе под воздействием направленного к северозападу усилия были переустроены в чешуи противоположного направления.

Сравнительное изучение Мартоньских и Уппоньских месторождений железной руды предоставило удовлетворительные доказательства того, что метасоматизм Рудабаненского типа по линии Дарно, отчасти в необнаженном виде, но в идентичном структурном положении и при соответствующих условиях рудообразования возник и поодаль.

Первичные (гематит, сидерит) и вторичные (лимонит) руды горы Острамош в районе с. Торнасентандраш являются результатом воздействия офиолитового основного интрузива вдоль более древней линии надвигания.

Перевел: Арпад Кертеc

IRODALOM — BIBLIOGRAPHIE

- ANDRUSOV, D. 1938: Geologie Slovenska. Sbor pro vyzkum Slovenska. (Slovensko a Podkarpatska Rus. Sv. 1.) Praha.
- ANDRUSOV, D.—KVĚTOŇ, P. 1951: Závěrečná zpráva o ložiskách železných rúd v oblasti medzi Drnavou a Zádielskou dolinou. — Zárójelentés a Dernő és Szádelői-völgy között található vasérctelepekről. (Kézirat — Manuscript.)
- BALOGH K. 1944: A Gömör—Tornai Karszt déli szegélye. — La bordure méridionale du Karst de Gömör—Torna. (Földt. Int. Évi Jel. 1944-ről. p. 51.)
- BALOGH K. 1948: Adatok a Gömör—Tornai Karszt geológiájához. — Beiträge zur Geologie des Gömör—Tornaer Karstes. (Földt. Int. Évi Jel. B/Beszámoló a vitaülésekről. 10. p. 117.)
- BALOGH K. 1949: A Bódva és Sajó közötti barnakőszénterület földtani viszonyai. — Braunkohlenrevier zwischen Bódva und Sajó in Nordungarn. (Földt. Közl. 79. p. 270.)
- BALOGH K. 1950: Az északmagyarországi triász rétegtana. (Földt. Közl. 80. p. 231.)
- BALOGH K. 1952/a: Rudabánya környékének földtana. — La géologie des environs Rudabánya. (Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. p. 21.)
- BALOGH K. 1952/b: A rudabányai vasércvonulat hegységszerkezete. (M. Tud. Akad. Műsz. Tud. Oszt. Közl. V. 3. p. 3.)
- BALOGH K. 1953: Földtani tanulmányok Pelsőc környékén, továbbá Bódvaszilas és Jósvalfó között. — Geologische Studien in der Umgebung von Plešivec, ferner zwischen Bódvaszilas und Jósvalfó. (Földt. Int. Évi Jel. 1943-ról. p. 65.)
- BALOGH K. — PANTÓ G. 1952: A Rudabányai-hegység földtana. — La géologie de la montagne de Rudabánya. (Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. p. 135.)
- BALOGH, K. — PANTÓ, G. 1953: Mesozoikum severního Maďarska a přilehlých částí Juhoslovenského Krasu. — Das ungarische und das angrenzende süd-slovakische Mesozoikum. (Sbornik Ústř. Úst. Geol. XX. p. 613.)
- BALOGH K. — PANTÓ G. 1954: Földtani vizsgálatok Nekézseny környékén. — Recherches géologiques dans les environs de Nekézseny. (Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról. I. p. 17.)
- BANAI Gy. — NYITRAI T. 1952: Jelentés az 1952. évben a Sajó-völgyben, illetve Uppony, Rudabánya környékén végzett gravitációs mérésekről. (Kézirat — Manuscript.)
- BYSTRICKÝ, J. 1951: Zpráva o geologicko-montanistických pomeroch v oblasti južne od Jelšavy. — Jelentés a Jolsvától délre fekvő terület bányageológiai viszonyairól. (Kézirat — Manuscript.)
- BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. — KANTOR, J. 1953: Poznámky k výskytom sedimentárnych železných rúd vo verféne spišsko-gemerského rudohoria. — Bemerkungen über sedimentäre Eisenerzvorkommen in den werfener Schichten des Zips—Gömörer Erzgebirges. (Geologický Sbornik 3. p. 35. Bratislava.)
- FEKETE J. 1936—38: A MÁVAG részére 1938-ban végzett földmágneses mérések és azok eredményei. (Jelentés az Eötvös L. Geof. Int. működéséről. p. 35.)

- FEKETE J. 1936—38: A MÁVAG részére 1938-ban végzett elektromos mérések eredményeiről. (Jelentés az Eötvös L. Geof. Int. működéséről. p. 53.)
- FOETTERLE, F. 1868: Das Gebiet zwischen Forró, Nagy-Ida, Torna, Szalóc, Trizs und Edelény. (Verh. der k. k. geol. Reichsanst. p. 276.)
- FOETTERLE, F. 1869: Vorlage der geologischen Detailkarte der Umgebung von Torna und Szendrő. (Verh. der k. k. geol. Reichsanst. p. 147.)
- FÖLDEVÁRI A. 1942: Szendrő, Meszes és Abod közti terület földtani viszonyai. — Bericht über die geologischen Verhältnisse des zwischen den Gemeinden Szendrő, Meszes und Abod liegenden Gebietes. (Földt. Int. Évi Jel. 1936—38-ról. II. p. 819.)
- GUCKLER GY. 1882: Rudabánya vidékének bányászati fejlődése. (Földt. Ért. 3. p. 37.)
- HAÁZ I. B. 1938: Jelentés a m. kir. báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által 1938. évben a m. kir. áll. Vas-, Acél- és Gépgyár Diósgyőr megbízásából Martonyi és Tornaszentandrás környékén végzett földmágneses mérések eredményeiről. (Kézirat — Manuscript.)
- HAHN K. 1904: A «Borsodi Bányatársulat» vaskőbányászatának monografiája. (Bány. Koh. Lapok, 39. p. 579.)
- HAUER, K. 1863: Die wichtigeren Eisenerz-Vorkommen in der Österreichischen Monarchie und ihr Metallgehalt. (Wien.)
- HEGEDŰS GY. — SÍDÓ M. 1953: A rudabányai vízkutató fúrás. — Le forage de recherche d'eau de Rudabánya. (Földt. Int. Évi Jel. 1950-ről. p. 35.)
- HOCHSTETTER, F. 1856: Über die geologische Beschaffenheit der Umgebung von Edelény. (Jahrb. der k. k. geol. Reichsanst. VII. p. 692.)
- JASKÓ S. 1938: A rudabányai «Vilmos» és «Parnó» bányatelkek határán végzett (geofizikai) elektromos mérések színhelyének földtani leírása. (Kézirat — Manuscript.)
- JASKÓ, S. 1940: Tektonische Beobachtungen in der Umgebung des Eisenerzvorkommens von Martonyi. (Mitt. der berg. u. hüttenm. Abteilung, Sopron. XII.)
- JASKÓ S. 1941: Hegyszerkezet-tani megfigyelések a martonyi vasércelődfordulás környékén. (Mat. Term.-tud. Ért. 60. p. 519.)
- JASKÓ S. 1946: A Darnó-vonal. — Darnó-line, a structural line in the Hungarian Basin. (Földt. Int. Évi Jel. B/ Beszámoló a vitaülésekről. 8. p. 63.)
- KAMENICKÝ, J. 1951: O hadci pri Dankovej. — La serpentine de Danková. (Geologický Sborník. 2. p. 3. Bratislava.)
- KAURKOVSKIJ, V. I. 1954: O sztopencsatoj prirode processza termiceszkij disszociacii szideritov. — A szideritek termikus disszociációjának lépcsőzetes jellegéről. (Zsurnal Prikladnoj Himii 2.)
- KÁLLAI, G. 1932: Die Geologie und die Entstehung der Eisenerze im Rudabányaer Eisensteinbergbau. (Kézirat — Manuscript.)
- KERN, A. 1952: Die Eisenerzlagertstätten der Österreichisch—Alpinen Montangesellschaft. (Symposium sur le fer, II. p. 41. Alger, XIX. Congr. Géol. Internat.)
- KERPELÝ, A. — KRUSCH, P. 1897: Die Eisenerzvorkommen Ungarns. (Zeitschr. f. praktische Geologie, p. 174.)
- KERTAI GY. 1935: Rudabánya oxidációs zónájának új ásványai. — Neue Vorkommen aus der Oxydationszone von Rudabánya. (Földt. Közl. 65. p. 21.)
- KOCH A. 1904: A Rudabánya—Szent-Andrási hegyvonulat geológiai viszonyai. — Die geologischen Verhältnisse des Bergzuges von Rudabánya—Szent-András. (Mat. Term.-tud. Ért. 22. p. 132.)
- KOCH S. 1931: Magyarország jelentősebb ásványelődfordulásai. (Reichert R.—Zeller T.—Koch S.: Ásványhatározó, Term.-tud. Társ. kiadása p. 183.)
- KOCH S. 1939: Adatok Rudabánya oxidációs övének ásványaihoz. (Mat. Term.-tud. Ért. 58. p. 868.)
- KOCH S.—GRASSELLY GY. — DONÁTH É. 1950: Magyarországi vasércelődfordulások ásványai. — The Minerals of the Hungarian Iron Ore Deposits. (Acta Min. Petr. Univ. Szeged, 4. p. 1.)

- KORDIUK, B. 1941/a: Junge Granite und Vererzung des slowakischen Erzgebirges. (Zentralbl. f. Min. Geol. u. Paläont. p. 27.)
- KORDIUK, B. 1941/b: Über das Alter der slowakischen Serpentine (Zentralbl. f. Min. Geol. u. Paläont. p. 56.)
- MADERSPACH, L. 1876: Beschreibung der Telekes—Rudobányaer Eisenstein-Lagerstätten. (Oesterr. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenw. XXIV. p. 72.)
- MADERSPACH, L. 1880: Magyarország vasércz-fekhelyei. (Term.-tud. Társ. kiadása. p. 78.)
- MÉSZÁROS M. 1954: Előzetes jelentés a perkupai gipszkutatásról. — Comptes rendus préliminaires sur la recherche du gypse à Perkupa. (Földt. Int. Évi Jel. 1953-ról I. p. 277.)
- NOSZKY J. jun. 1948: Adatok Ájfalucska, Jászó és Debrőd környékének földtani felépítéséhez. — Beiträge zum geologischen Aufbau der Umgebung von Ájfalucska, Jászó und Debrőd. — (Földt. Int. Évi Jel. 1939—40-ről II. rész. p. 861.)
- PANTÓ G. 1948: Szerkezeti és ércképződési megfigyelések a rudabányai vasércvonulaton. — Structural control of metasomatism in the iron ore deposits of the Rudabánya region. (Földt. Int. Évi Jel. B/ Beszámoló a vitaulésekről. 10. p. 77.)
- PANTÓ G. 1951: Az eruptívumok földtani helyzete Diósgyőr és Bükkzentkereszt között. — La situation géologique de masses éruptives entre Diósgyőr et Bükkzentkereszt. (Földt. Közl. 81. 4. p. 137.)
- PANTÓ G. 1952/a: Bányaföldtani tanulmány Rudabányán és környékén. — Contributions to the geology of the Rudabánya iron ore distr. (Földt. Int. Évi Jel. 1948-ról. p. 127.)
- PANTÓ G. 1952/b: Le fer en Hongrie (Symposium sur le fer, II. p. 227. Alger, XIX. Congr. Géol. Internat.)
- PANTÓ G. 1953: Magyarország ércei. (Vadász E.: Magyarország földtana. Függelék.)
- PANTÓ G. 1954: A magmás ércképződés módjai és feltételei magyarországi példákön. (Mérn. Továbbképző Int. 2868.)
- PANTÓ G. 1954: Bányaföldtani felvétel az Upponyi-hegységben. — Le levé des gîtes métalliques dans la montagne de Uppony. (Földt. Int. Évi Jel. 1952-ről. p. 91.)
- PANTÓ G. 1955: Összefoglaló földtani jelentés a Rudabánya környéki vasérckutatókóról. (Kézirat — Manuscript.)
- PANTÓ G.—FÖLDVÁRINÉ VOGL M. 1950: Nátrongabbro a Bódvavölgyben. — New occurrence of ophiolitic gabbro in the Bódva-valley (North-Hungary). (Földt. Int. Évkönyv 39. 3. füz.)
- PAPP F. 1933: Ércvizsgálatok hazai előfordulásokon. — Erzmikroskopische Untersuchungen aus Ungarn. (Földt. Közl. 63. p. 8.)
- PAPP, K. 1919: Die Eisenerz- und Kohlenvorräte des ungarischen Reiches. (Földt. Int. Kiadv. p. 263.)
- PÁKOZDI V. 1949: Kémiai vizsgálatok a tetraedrit család ásványain. — Examinations of the minerals of the tetrahedrite group. (Acta Min. Petr. Univ. Szeged, 3. p. 30.)
- PÁLFY M. 1924: A Rudabányai hegység geológiai viszonyai és vasérctelepei. — Geologie und Eisenerzlagerstätten des Gebirges von Rudabánya. (Földt. Int. Évk. 26. 2. füz.)
- PEKÁR D. 1924: Jelentés az 1924-ben Tornakápolna, Tornaszentandrás és Martonyi községek vidékén végzett földmágneses mérésekről. (Kézirat — Manuscript.)
- PÉCZELY A. 1935: Geológiai feljegyzések Rudabányáról. (Kézirat — Manuscript.)
- REICH L. 1952: Földtani megfigyelések a Csereháti dombvidéken. — Observations géologiques dans la région des collines de Cserehát et dans le massif de Szendrő. (Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. p. 155.)
- ROTH, K. 1937: Die neuesten Resultate der Petroleumschürfungen in Ungarn. (Berg- u. Hüttenmännische Monatshefte. 85. p. 430.)

- ROZLOZSNIK P. 1938: Szakvélemény a Bódvarákó és Tornaszentandrás környékének vasércelőfordulási lehetőségeiről. (Kézirat — Manuscript.)
- ROZLOZSNIK P. — PANTÓ D. 1936: Jelentés a martonyii vasércelőfordulásról. (Kézirat — Manuscript.)
- SCHMID R. — GERŐ L. 1938: Jelentés a m. kir. báró Eötvös Lóránd Geofizikai Intézet által az 1938. évben Rudabánya—Bódvarákó—Komjáti vidékén végzett elektromos mérések eredményeiről. (Kézirat — Manuscript.)
- SCHMIDT E. R. 1949: Előzetes tájékoztató jelentés az upponyi sziget-hegységbeli vasérckutató bányageológiai eredményeiről. (Kézirat — Manuscript.)
- SCHMIDT S. 1884: Felső-Borsod vasércfekhelyei. (Földt. Ért. p. 105.)
- SCHÖNENBERG, R. 1946: Geologische Untersuchungen am Nordwestrand des Zips-Gömörer Erzgebirges (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 98. p. 70.)
- SCHÖNENBERG, R. 1947: Plutonismus und Metallisation in der Zipser Zone (Karpanten). (Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. 99. p. 175.)
- SCHRÉTER Z. 1929: A borsod-hevesi szén- és lignitterületek bányaföldtani leírása. (Földt. Int. Gyak. Kiadv.)
- SCHRÉTER Z. 1935: Aggtelek környékének földtani viszonyai. — Die geologischen Verhältnisse d. Umgebung von Aggtelek. (Földt. Int. Évi Jel. 1925—28-ról. p. 145.)
- SCHRÉTER Z. 1945: Uppony, Dédes és Nekézseny, továbbá Putnok vidékének földtani viszonyai. — Geologische Aufnahmen im Gebiete von Uppony, Dédes und Nekézseny, ferner im Gebiete von Putnok. (Földt. Int. Évi Jel. 1941—42-ről. I. p. 161.)
- SCHRÉTER Z. 1952: Újabb földtani vizsgálatok a sajayölgői barnakőszénmedencében. — Nouvelles investigations géologiques dans le bassin de houille brune de la vallée du Sajó. (Földt. Int. Évi Jel. 1949-ről. p. 115.)
- SZÁDECZKY—KARDOSS E. 1955: Geokémia. (Akadémiai Könyvkiadó.)
- SZALAY M. 1954: Jelentés a Rudabánya környékén végzett geoelektromos mérésekről. (Kézirat — Manuscript.)
- SZILÁRD J. 1955: Geofizika az érckutatás szolgálatában az Északi-Középhegység ércterületein. (Geofizika az ásványi nyersanyagkutatás szolgálatában. p. 33. Geof. Int. kiadása. Bp.)
- TOKODY, L. 1924: Mineralien von Rudabánya. (Zeitschr. f. Krist. 60. p. 315.)
- TOKODY, L. 1950: Újabb adatok Rudabánya ásványainak ismeretéhez. — Nouvelles données concernant les minéraux de Rudabánya. (Földt. Közl. 80. 156. p.)
- TROJER, F. 1955: Die mikroskopische Untersuchung von Karbonatgesteinen im Auflicht. (Berg- und Hüttenmännische Monatshefte. 100. p. 73.)
- VADÁSZ E. 1929: A borsodi szénmedence bányaföldtani viszonyai. — (Földt. Int. Gyak. Kiadv.)
- VENDEL, M. 1938: Die technisch wichtigen Mineralschätze Ungarns, mit Ausnahme der Kohlen und Erdöle, vor und nach dem Zusammenbruch. (Mitt. der berg. u. hüttenm. Abteilung, Sopron. X. p. 105.)
- VENDEL, M. 1947: A tornaszentandrás vasércbánya. (Kézirat — Manuscript.)
- VENDEL M. 1947: A martonyii vasércbánya. (Kézirat — Manuscript.)
- VENDEL M. 1950: Teleptan. (Jegyzet, Sopron.)
- VITÁLIS I. 1909: A Bódva—Tornaköz környékének földtani viszonyai. — Die geologischen Verhältnisse der Umgebung des Bódva- und Tornabaches. (Földt. Int. Évi Jel. 1907-ről. p. 45.)
- VITÁLIS S. 1941: Jelentés a Martonyi község határában megtekintett vasércelőfordulásról. (Kézirat — Manuscript.)
- WENZEL G. 1880: Magyarország bányászatának kritikai története.

- WOLF, H. 1869: Das Kohlenvorkommen bei Somodi und das Eisensteinvorkommen bei Rákó im Tornaer Comitate. (Verhandl. d. k. k. Geol. Reichsanst. p. 217.)
- ZORKOVSKY, V. 1949: Bázické eruptíva v mezozoíku západného a stredného Slovenska. (Práce Statného Geologického Ústavu. Sos. 26. Bratislava.)
- — —

A felsorolt kézirati jelentések a M. Áll. Földtani Intézet alapadattárában találhatóak — Les rapports en manuscrit sont à trouver dans les Archives de l'Institut Géologique de Hongrie.

Tartalomjegyzék — Table des matières — Оглавление

	Oldal P. Стр.
Előszó	329
A rudabányai vasércvonulat földtani felépítése	331
Ábrák jegyzéke	332
Mellékletek jegyzéke (tasakban)	333
I. A rudabányai vasércvonulat földtani helyzete és kapcsolatai	335
II. Korábbi kutatások eredményei	337
III. Rétegtani felépítés	343
A) Triász alaphegység	344
1. Szeizi homokkő, agyagmárga	344
2. Kampili lemezes mészkő, márga, dolomit	349
3. Alsó-anizusi dolomit és mészkő	355
4. Középső- és felső-anizusi világos (wettersteini) mészkő és cukor- szövetű dolomit	358
5. Ladini agyagpala, márga, szaruköves mészkő	359
B) Harmad-negyedkori fedőhegység	360
6. Felső-eocén ortofragminás, alveolinás mészkő, homok, konglo- merátum	360
7. Rupéli tufacsíkos agyag, agyagmárga, homokkő	361
8. Katti agyag, homok, glaukonitos homokkő	362
9. Burdigálai durva konglomerátum és vörös agyag	362
10. Burdigálai aprószemű barnakőszéntörmelékes konglomerátum, homokkő, homokos mészkő	363
11. Tortónai tufás agyagmárga	364
12. Tortónai-szarmata szürke agyag, márga, mészkő, szferosziderit	364
13. Tortónai-szarmata vörös, sárgásbarna agyag görgeteggel	366
14. Felső-pannóniai szferosziderites konkréciózor és konglomerátum	368
15. Felső-pannóniai barnakőszénescsok homok, agyag	368
16. Pleisztocén vörös agyag, barnaföld	371
IV. Eruptív képződmények	372
a) Ofiolitos (iniciális) magmatizmus	372
b) Szinorogén magmatizmus	376
V. A vasérces képződmény alkata	379
A) Rudabánya	379
1. Bányaföldtani viszonyok	379
a) A bányászat története	379
b) Települési és bányaművelési adatok	380
c) Az éréföldtani felépítés fővonásai	385

	Oldal P. Czr
2. A vasérc ásványos összetétele, szövete és szerkezete	391
a) Pátvasérc	391
b) Barnavasérc	402
c) Szferosziderites érc	413
d) Az alsó-deákbányai kovás-hematitos vasérc	422
3. A vasérces képződmény vegyi alkata	426
Pátvasérc	427
Pátszegély	433
Barnavasérc	434
Szferosziderites érc	436
Deákbánya	442
A rudabányai ércfajták réztartalma	443
4. A vasérces képződmény szerkezeti földtani viszonyai	445
5. Az ércképződés ideje, módja és lefolyása	458
B) Martonyi	470
C) Uppony	476
D) Tornaszentandrás	479
VI. Fejlődéstörténet	485
VII. Összefoglalás	489

* * *

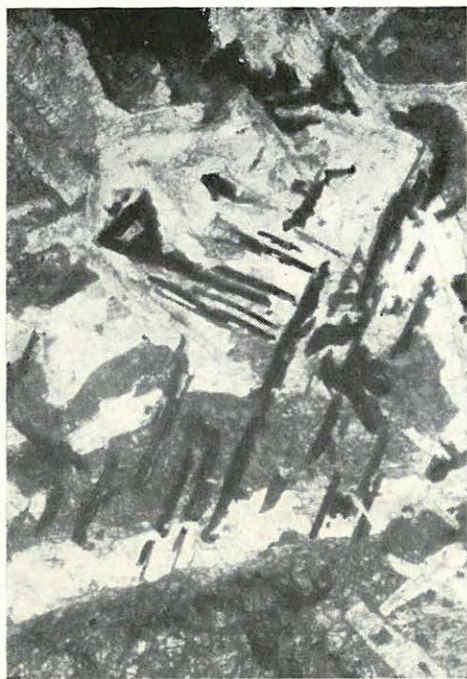
Préface	491
Constitution géologique de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya	493
Liste des figures	494
Liste des planches en poche	495
I. Situation et connexions géologiques de la chaîne de minerai de fer de Rudabánya	497
II. Conditions stratigraphiques]	500
A) Socle triasique	501
1°. Grès et marne argileuse séisiens	501
2°. Calcaire lamellaire, marne, dolomie campiliens	506
3°. Dolomie et calcaire anisien inférieur de Guttenstein	510
4°. Calcaire clair de Wetterstein, dolomie à texture saccharoïde anisiens moyens et supérieurs	512
5°. Schiste argileux, marne, calcaire à cornéenne, ladiniens	513
B) Formations du toit tertiaires et quaternaires	515
6°. Calcaire à orthophragmines et alvéolines, sable, conglomérat bartoniens	515
7°. Argile à bandes tufeuses, marne argileuse, grès du Rupélien	516
8°. Argile et sable chattiens, grès à glauconie	517
9°. Conglomérat grossier et argile rouge du Burdigalien	517
10°. Conglomérat à grains fins, à détritiques de houille brune, grès, calcaire sableux du Burdigalien	518
11°. Marne argileuse tufeuse tortonienne	519
12°. Argile grise, marne, calcaire, sphérosidérite du Tortonien et Sarmatien	519
13°. Argile brun jaunâtre à éboulis du Tortonien et Sarmatien	521
14°. Horizon à concrétions à sphérosidérite, conglomérat du Pannonien supérieur	522
15°. Sable et argile à bandes de houille brune du Pannonien supérieur	523
16°. Argile rouge, limon du Pléistocène	524

	Oldal P. Czr.
III. Formations éruptives	525
a) Magmatisme initial (ophiolitique)	526
b) Magmatisme synorogénique	530
IV. Constitution de l'ensemble à minerai	533
A) Rudabánya	533
1°. Géologie du gisement de fer	533
a) Caractères généraux du gisement et des ouvertures minières	533
b) Traits principaux de la structure du gisement métallifère	534
2°. Composition minéralogique, texture et structure du minerai de fer	538
a) Minerai de fer à sidérite	538
b) Minerai à limonite	547
c) Minerai à sphérosidérite	557
d) Le minerai de fer hématitique- silicique de Deákbánya	566
3°. Constitution chimique de la formation à minerai de fer	571
Minerai à sidérite	572
Bordure du minerai à sidérite	574
Minerai à limonite	575
Minerai à sphérosidérite	576
Deákbánya	576
La teneur en cuivre des minerais de Rudabánya	577
4°. Traits tectoniques de la formation à minerai de fer	579
5°. L'âge, le mode et le déroulement de la métallisation	587
B) Martonyi	599
C) Uppony	600
D) Tornaszentandrás	602
V. Évolution géologique	605
VI. Résumé	610
Геологическое строение железнорудной полосы с. Рудабанья	612
Irodalom — Bibliographie	614
Táblák — Planches	622

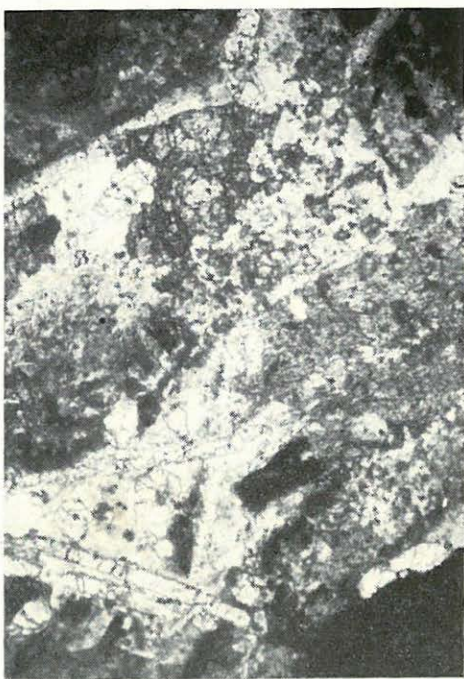
I. tábla — *Planche I*

1. Nátrongabbro jellegzetes szöveti képe lemezes magnetitvázsal. — Szögligeti gabbrókibúvás. 74. sz. csiszolat. 50 ×. — *Image texturale caractéristique de gabbro ophiolitique à squelette lamellaire de magnétite.* — *Affleurement de gabbro de Szögliget. Lame mince N° 74. 50×.*
2. Nátrongabbro saussuritesedett plagioklásszal, apatittal és magnetittel. — Komjáti 1. sz. fúrás, 298 m. 87. sz. csisz. 50 ×. — *Gabbro ophiolitique à plagioclase saussuritisé, à apatite et à magnétite.* — *Forage N° 1. de Komjáti, 298 m. Lame mince N° 87. 50×.*
3. Aprószemű diabáz magnetitszemekkel. — Komjáti 1. sz. fúrás 214 m. 46. sz. csisz. 50 ×. — *Diabase à grains menus, à grains de magnétite.* — *Forage N° 1. de Komjáti, 214 m. Lame mince N° 46. 50×.*
4. Utólagos képződésű albitfészkek diabázban. — Komjáti 1. sz. fúrás 240 m. 57. sz. csisz. 50 ×. — *Nid ultérieurement formé d'albite, en diabase.* — *Forage N° 1. de Komjáti, 240 m. Lame mince N° 57. 50×.*

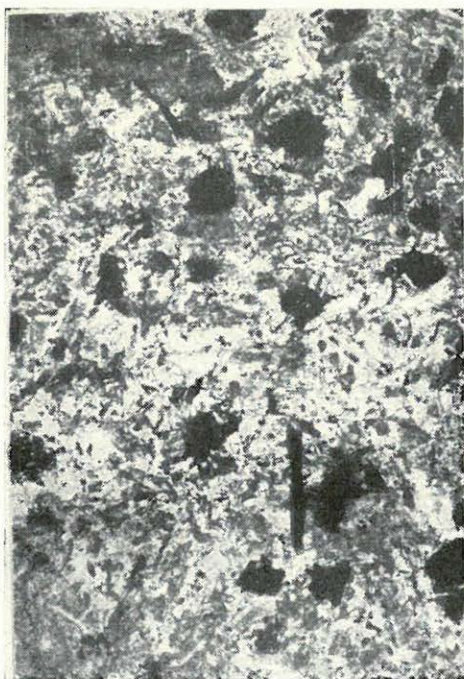
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



1



2



3

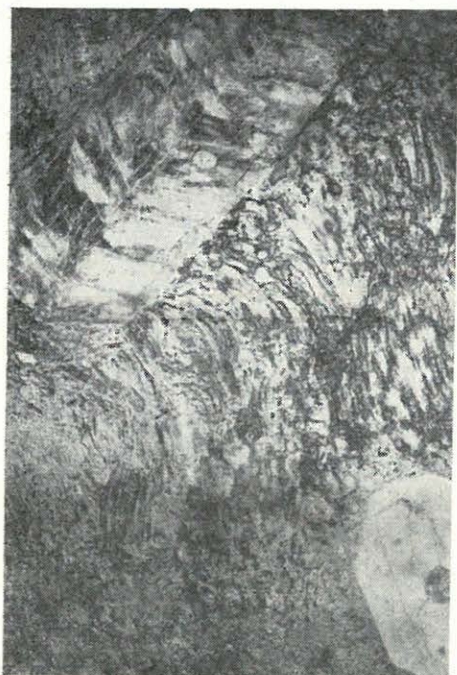


4

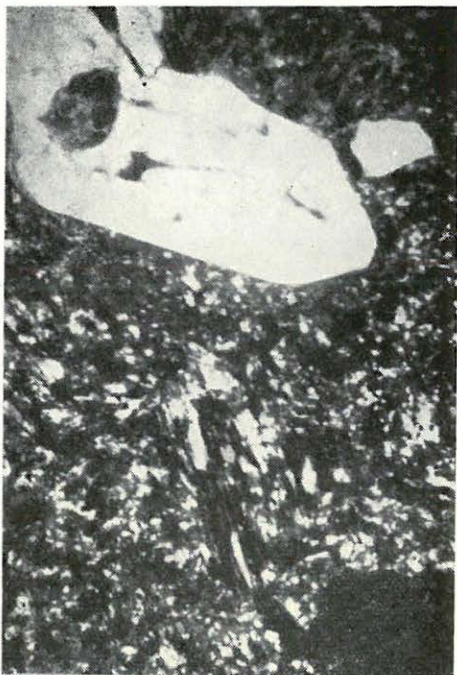
II. tábla — *Planche II*

1. Kvarcporfir oligoklász és kvarcbeágyazással, kihengerelt kloritos alapanyaggal. — Szalonna, Dunna-tető. 208. sz. csisz. 50 ×. — *Porphyre quartzifère à enclaves d'oligoclase et de quartz, à matrice chloritique laminée.* — Szalonna, Sommet de Dunna. Lame mince N° 208. 50×.
2. Kvarcporfir kimart szélű kvarcbeágyazással, rendezett kvarc- és földpátmikrolitokkal. — Szalonna, Dunna-tető. 208/a. sz. csisz. 50 ×. + Nik. — *Porphyre quartzifère à enclaves de quartz à contour résorbé, à microlites orientés de quartz et de feldspath.* — Szalonna, sommet de Dunna. Lame mince N° 298^{bis}. 50×. Nic. +
3. Színgenetikus szideritesomók foltos szeizi homokkőben. — Altáró. 52. sz. csisz. 50 ×. — *Nodules syngénétiques de sidérite, en grès tacheté séisien. Galerie.* Lame mince N° 52. 50×.
4. Morzsolódott dolomit. — Mogyorós. 148. sz. csisz. 50 ×. — *Dolomie morcelée.* — Mogyorós. Lame mince N° 148. 50×.

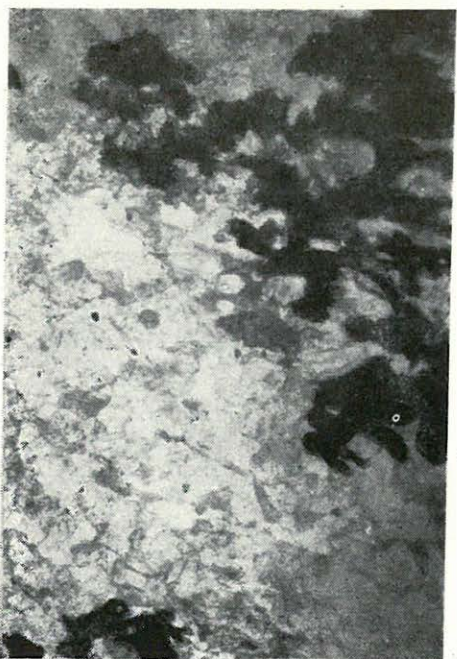
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



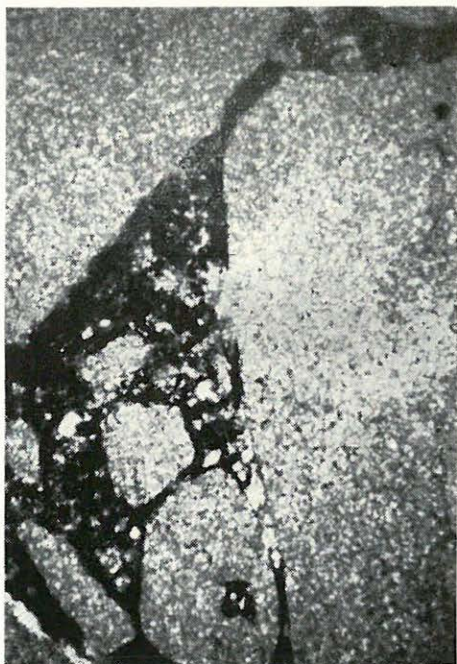
1



2



3



4

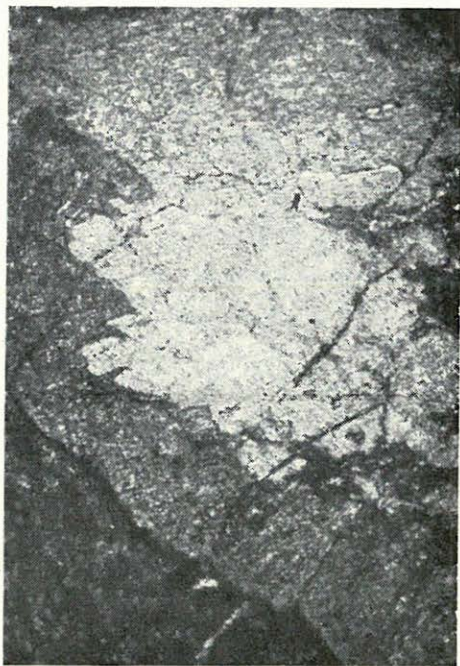
III. tábla — *Planche III.*

1. Aprószemű sziderit gyűjtőkristályosodással nagyobb amöboid-szemekké rendeződik. — X-es D, kompresszorszint, 1378. p. 71. sz. csisz. 50 ×. — *La sidérite à grains menus s'arrange en grains amiboïdes plus grands, par recristallisation. — Horizon du compresseur du S de X. 1378^{me} point. Lame mince N° 71. 50×.*
2. Nagyobb szemű romboéderes sziderit kiszorítja az idősebb apróbb szeműt. — Andrassy I. altáró-keresztvágat, 36. sz. csisz. 50 ×. — *La sidérite rhomboédrique à grains plus grands remplace celle à grains plus petits. — Couloir transversal de la galerie Andrassy I. Lame mince N° 36. 50×.*
3. Az aprószemű szideritet fiatalabb durvaszemű pát szorítja ki. Szemcsék között piritkitöltés. — X-es D, altárószinti fejtés, 122. sz. csisz. 50 ×. — *La sidérite à grains menus est remplacée par celle à grains grossiers. — Parmi les grains, remplissage pyriteux. — Extraction de l'horizon de la galerie du S de X. Lame mince N° 122. 50×.*
4. Durvaszemű kalkopirités szideritet közepesemű barit tagol szét és szorít ki. — Andrassy I. fejtési szállítóvágat, 1769. p. 57. sz. csisz. 50 ×. — *La sidérite chalcopiritifère à grains grossiers est divisée et remplacée par la baryte à grains moyens. — Couloir de transport de l'extraction de Andrassy I. 1769^{me} point. Lame mince N° 57. 50×.*

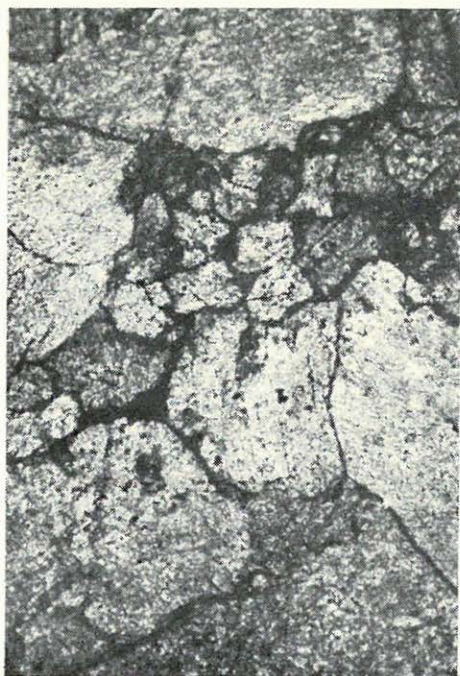
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



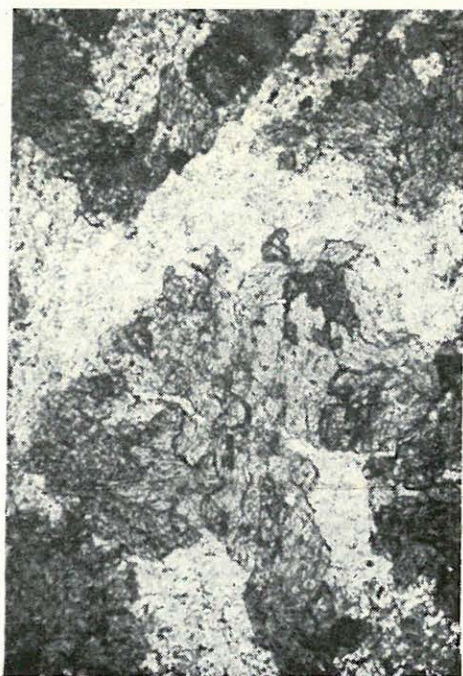
1



2



3

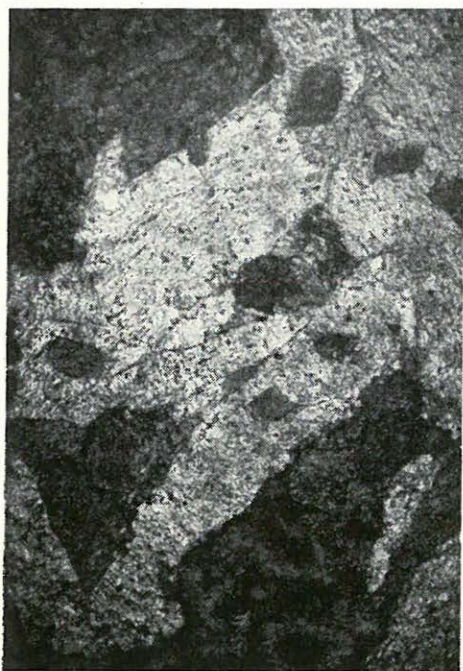


4

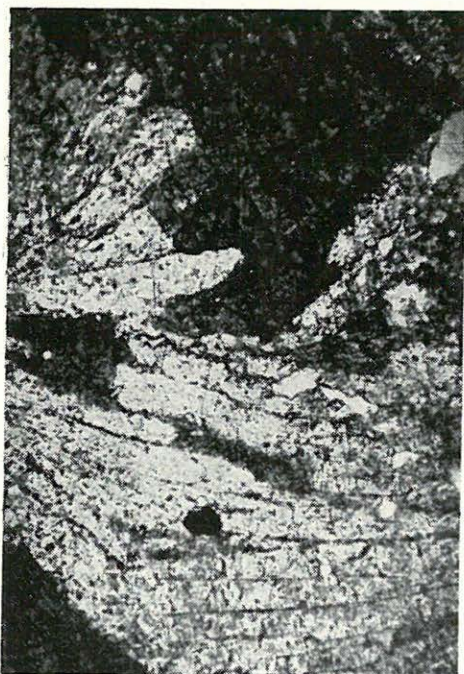
IV. tábla — *Planche IV*

1. Szideritszemek roncsai durvakristályos baritban. — X-es D, kompresszorszint 1378. p. 76. sz. csisz. 50 ×. — *Restes de résorption de sidérite en baryte à cristaux grossiers. — Horizon du compresseur du S de X. 1378^{me} point. Lame mince N° 76. 50×.*
2. A szideritet legyezős barit szorítja ki. — X-es D, kompresszor-szint 1378. p. 71. sz. csisz. 50 ×. — *Sidérite remplacée par la baryte éventailée. — Horizon du compresseur du S de X. 1378^{me} point. Lame mince N° 71. 50×.*
3. A tisztább nagykristályos sziderit (benne barittáblák) kiszorítja az idősebb zárványos, apróbbszemű pátot. (Legfelül.) — X-es É-i szállítógátat. 1664. p. 13. sz. csisz. 50 × — *La sidérite plus pure à cristaux grands (en elle, des tables de baryte) remplace celle plus ancienne, à enclaves, à grains plus petits. (Par dessus). — Couloir de transport du N de X. 1664^{me} point. Lame mince N° 13. 50×.*

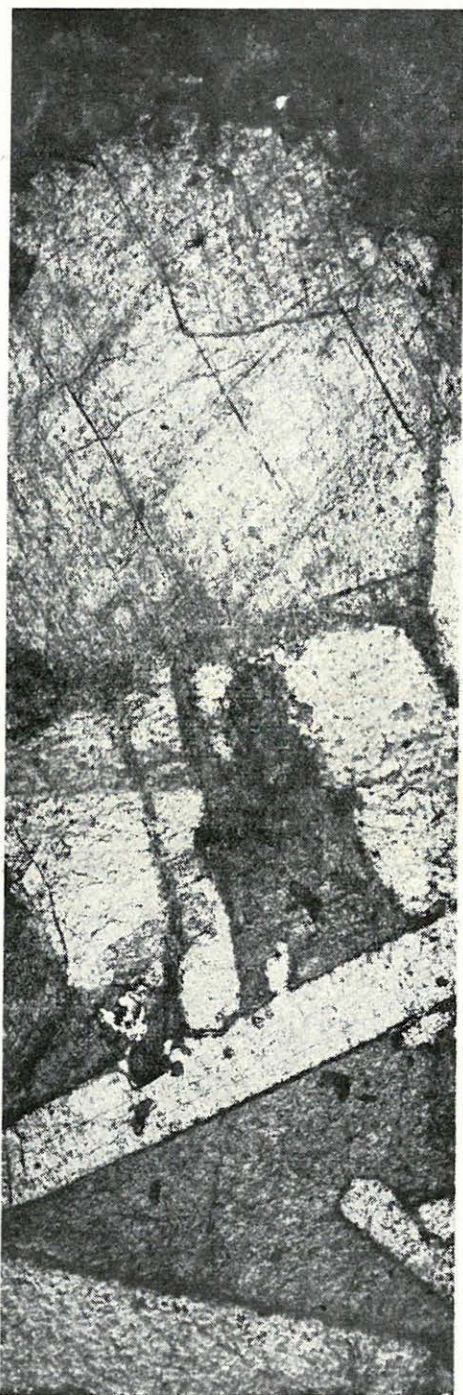
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



1



2

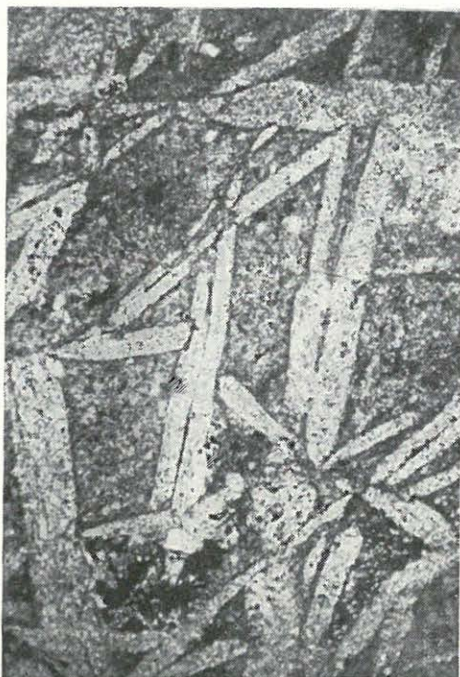


3

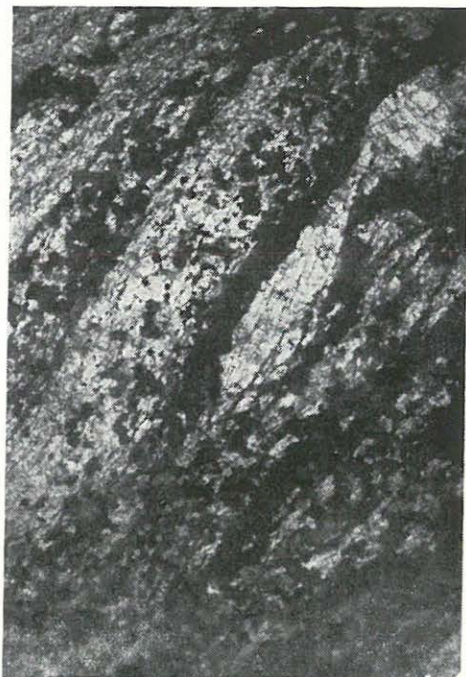
V. tábla — *Planche V*

1. A barittáblák rekeszeiben finom barit-kvarc összenövés. Utóbbi kiszorítja a baritot. — X-es D, harántvágat. 135. sz. csisz. 50 ×. — *Enchevêtrement fin de baryte et quartz dans les locules des tables de baryte. Celui-là remplace la baryte. Couloir transversal du S de X. Lame mince N° 135. 50×.*
2. Pátszegély ritmusosan váltakozó barit-galenit kiválása. — Vilmos, kamra középső szint. 211. sz. csisz. 50 ×. — *Déposition rythmiquement alternante de baryte et galène de la bordure de minerais. — Horizon moyen de la chambre de Vilmos. Lame mince N° 211. 50×.*
3. Irányított szövetű sziderit kvarc-baritos közkitöltéssel. «Gyűrűs» szideritszemek. — Alsó-Deákbánya. 141. sz. csisz. 50 × — *Sidérite à texture orientée, à remplissage quartzifère et barytifère des interstices. — Grains «annulaires» de sidérite. — Overture inférieure de Deákbánya. Lame mince N° 141. 50×.*
4. Hematitosodott kötőanyagú homokkő, vékony muszkovit vonulatokkal. — Alsó-Deákbánya, 124. sz. csisz. 50 × — *Grès à ciment hématitisé, à chaînes minces de muscovite. — Overture inférieure de Deákbánya. Lame mince N° 124. 50×.*

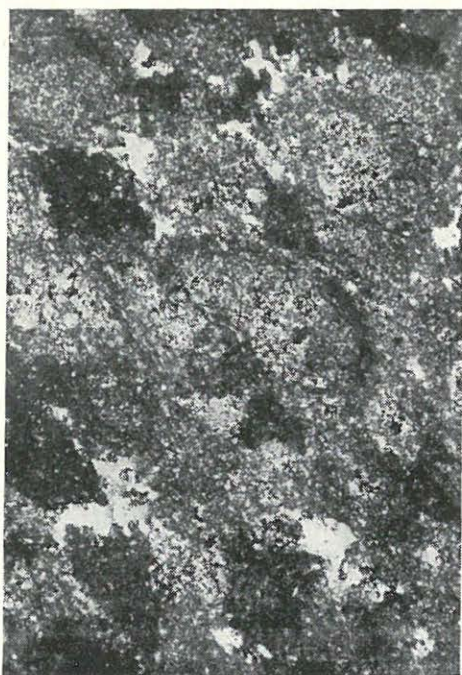
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



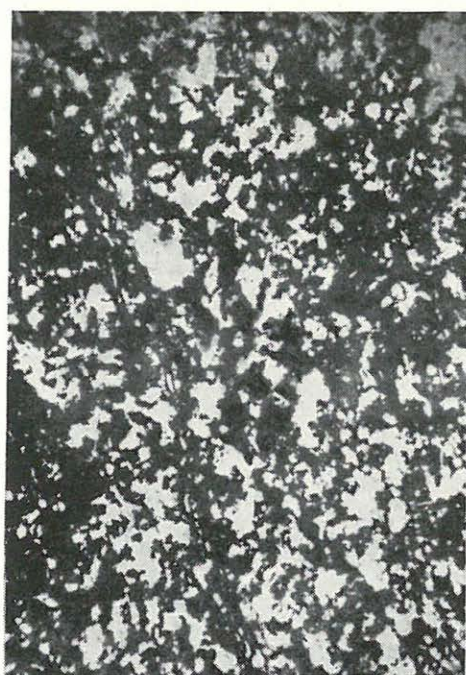
1



2



3

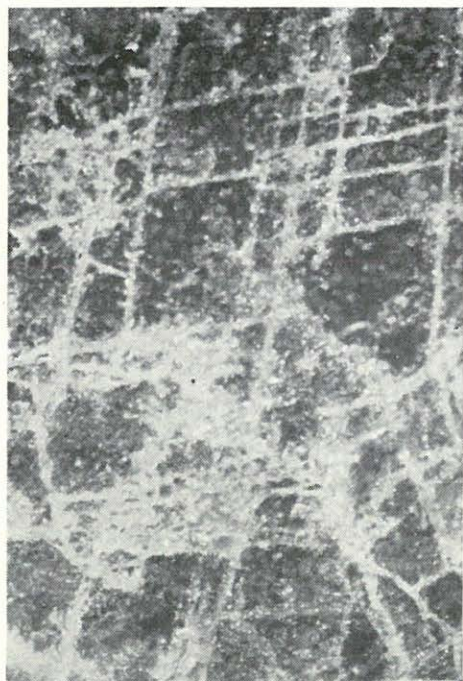


4

VI. tábla — Planche VI

1. Romboéder-hasadást követő limonitrekeszek részben oxidált pátvasércben. — Andrassy I. régi tömedékvágat 1746. p. 46. sz. csisz. 100 ×. Rávilágítás. — *Lames de limonite, suivant le clivage rhomboédrique, en minerais sidéritique, en partie oxydé.* — *Ancien couloir de remblayage de Andrassy I. 1746^{me} point. Lame mince N^o 46. 100×. Éclairage oblique.*
2. Romboéder irányok szerint nyúlt, rekeszes barnavasérc. — Vilmos, kamra felső szint. 215. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás — *Minerais limonitique loculaire, allongé selon les directions rhomboédriques.* — *Horizon supérieur de la chambre de Vilmos. Lame mince N^o 215. 50×. Éclairage oblique.*
3. Tömött és rekeszes szövetű (limonitkérgék okkerkitöltéssel) barnavasérc. — Vilmos, kamra felső szint. 215. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás. — *Minerais à texture compacte et loculaire (croûtes de limonite à remplissage d'ocre).* — *Horizon supérieur de la chambre de Vilmos. Lame mince N^o 215. 50×. Éclairage oblique.*
4. Romboéder-hasadás mentén limonitosodó pátba rekeszes szferoszideritesedés nyomul előre. — Andrassy I., régi tömedékvágat 1743. p. 46. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás. — *L'allération en sphérosidérite loculaire avance dans la sidérite en train d'oxydation selon le clivage rhomboédrique.* — *Ancien couloir de remblayage de Andrassy I. 1743^{me} point. Lame mince N^o 46. 50×. Éclairage oblique.*

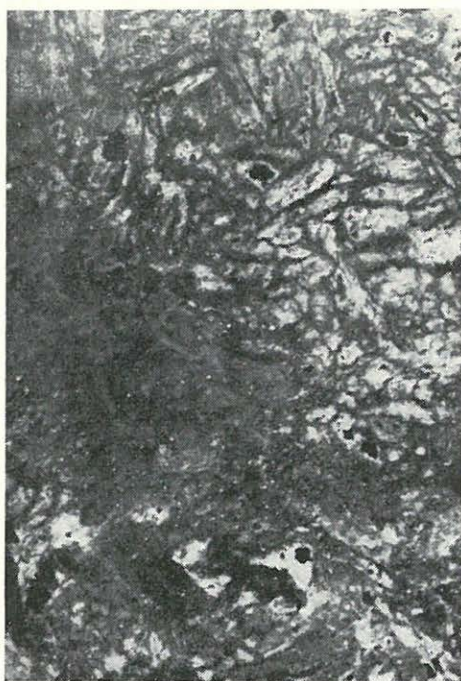
Pellérdy L.-né felvételei — Photo Mme L. Pellérdy



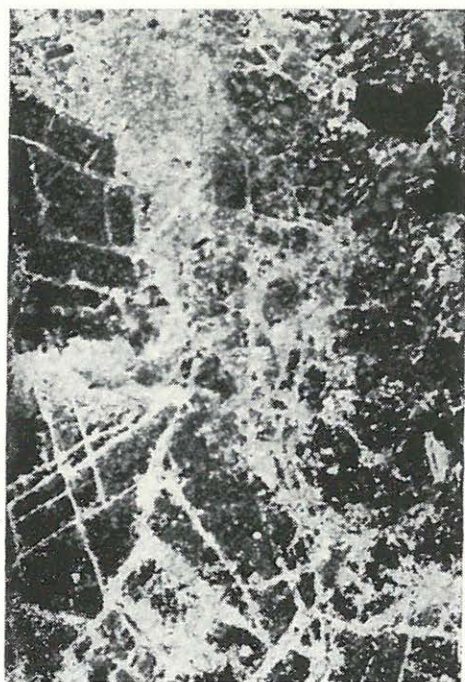
1



2



3

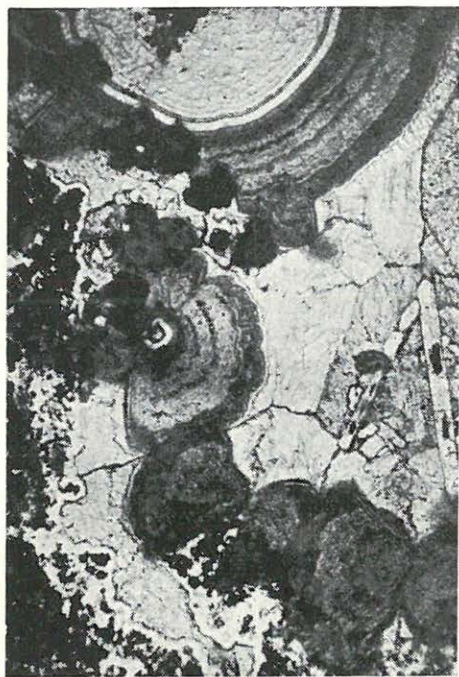


4

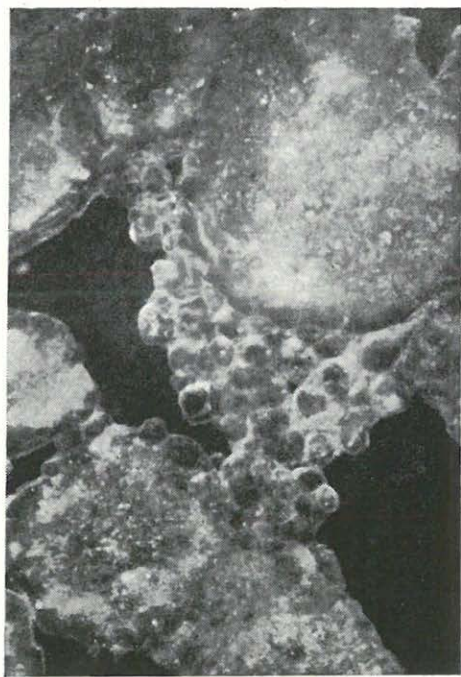
VII. tábla — *Planche VII*

1. Oxidált szideriten kvarcbekérgezés. Erre kifelé növekvő Fe-tartalmú kérges szferosziderit-halmazok települnek. Középen léces barit-újtrakiválás. — Istvántelek, tömedékvágtat. 187. sz. csisz. 50 ×. — *Incrustation quartzifère sur la sidérite oxydée Sur celle-là, se déposent des amas de sphérosidérite à croûte, dont la teneur en Fe augmente vers l'extérieur. Au milieu, redéposition à lattes de baryte. Couloir de remblayage de Istvántelek. Lame mince N° 187. 50×.*
2. Tömött magú, kristályos-rostos kérgű, nagy szferosziderit-gömbök, apróbb-gömbös hidakkal. — Andrassy I. új szállítóvágat 1648. p. 100 ×. Rávilágítás. — *Grandes sphères de sphérosidérite à noyau touffu, à croûte cristalline-fibreuse, avec des ponts de globules plus petits. — Nouveau couloir de transport de Andrassy I. 1648^{me} point, 100 ×. Éclairage oblique.*
3. Limonitosodó pátvasérc kezdődő szferosziderites átalakulása. — X-es É-i 248. m-es szint. 11. sz. csisz. 50 × Rávilágítás. — *Allération sphérosidéritique initiale de minerais sidéritiques entrant à l'oxydation. — Horizon de 248 m du N de X. Lame mince N° 11. 50×. Éclairage oblique.*
4. Limonitosodó pátcsomókon bekérgező és közkitöltő szferoszideritkiválás, rekeszes piritesedéssel. — Andrassy I., régi tömedékvágtat 1746. p. 35. sz. csisz. 50 × — *Déposition de sphérosidérite d'incrustation et de remplissage des interstices, aux nodules sidéritiques limonitisés, avec une pyritisation locale. — Ancien couloir de remblayage de Andrassy I. 1746^{me} point. Lame mince N° 35. 50×.*

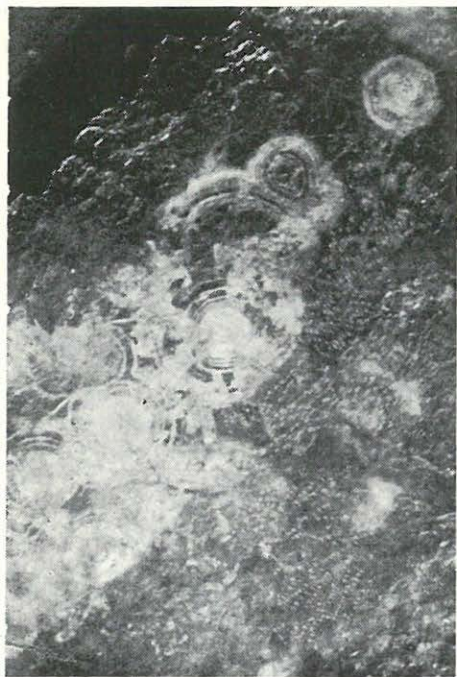
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



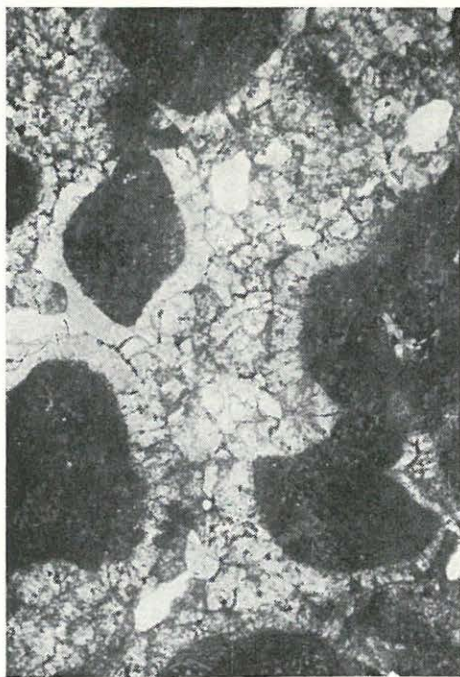
1



2



3

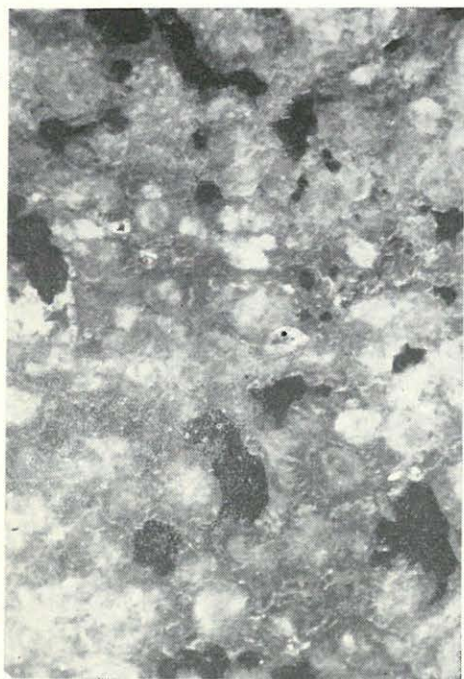


4

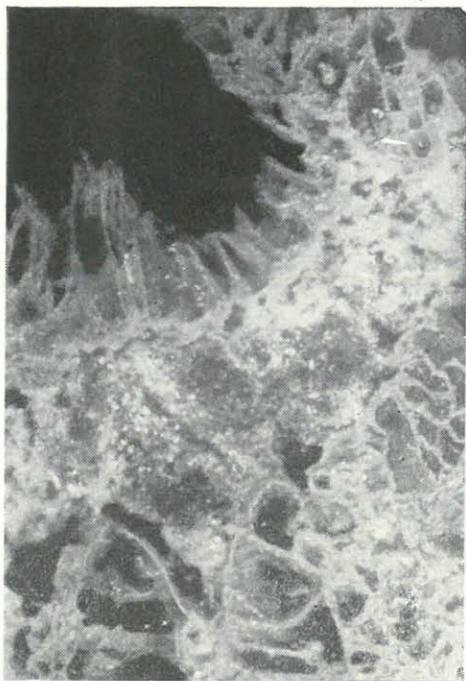
VIII. tábla — *Planche VIII*

1. Átlátszatlan magú, víztiszta kristályos kérgű, szferosziderithalmazok. — Andrassy I. tömedékvágat 1383. p. 53. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás. — *Amas de sphérosidérite à noyau non transparent, à croûte cristalline limpide. — Couloir de remblayage de Andrassy I. 1383^{me} point. Lame mince N^o 53. 50×. Éclairage oblique.*
2. Részben szferoszideritesedett (pinolitos) szideritből (középen) sugaras limonit-rekeszes barnavasérc képződik. — Andrassy III. Frigyes-tárótól DNY-ra. 186. sz. csisz. 100 ×. Rávilágítás. — *De la sidérite en partie altérée en sphérosidérite (pinolitique) se forme le minéral limonitique à locules radiales de limonite. — Au SW de la galerie Frigyes de la mine Andrassy III. Lame mince N^o 186. 100×. Éclairage oblique.*
3. A limonitrekeszes barnavasérc repedés mentén szferoszideritesedik (világos). Utóbbiban termésréz-szemcsék (felső szélen). — Istvántelek 239. p. 72. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás. — *Minéral limonitique à locules de limonite qui est remplacée par la sphérosidérite doublant d'une fissure (claire). Dans celle-ci, des grains de cuivre natif. (A la marge supérieure.) — Istvántelek 239^{me} point. Lame mince N^o 72. 50×. Éclairage oblique.*
4. A romboéderes szideritbe rekeszes-kérges szferoszideritesedés hatol. — Andrassy I. keresztvágat. 43. sz. csisz. 50 ×. Rávilágítás. — *L'altération en sphérosidérite locale à croûtes pénètre la sidérite rhomboédrique. Couloir transversal de Andrassy I. Lame mince N^o 43. 50×. Éclairage oblique.*

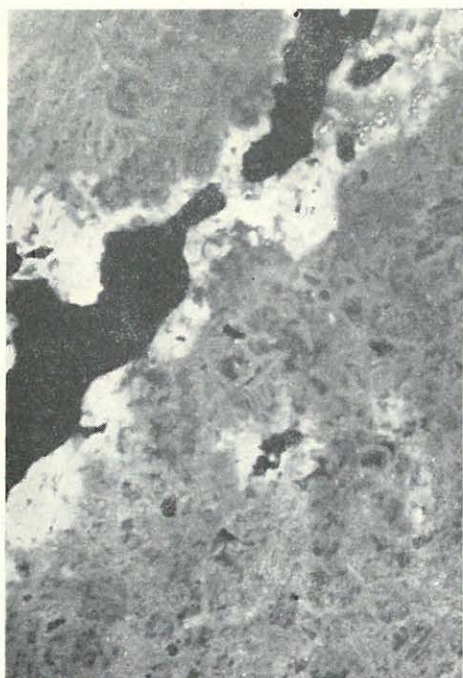
Pellérdy L.-né felvételei — *Photo Mme L. Pellérdy*



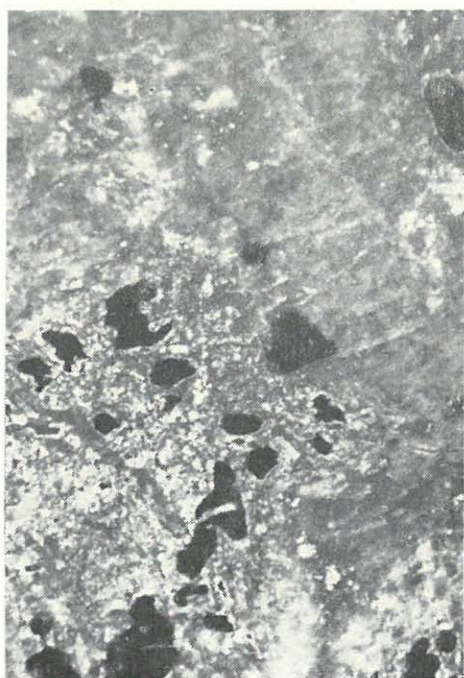
1



2



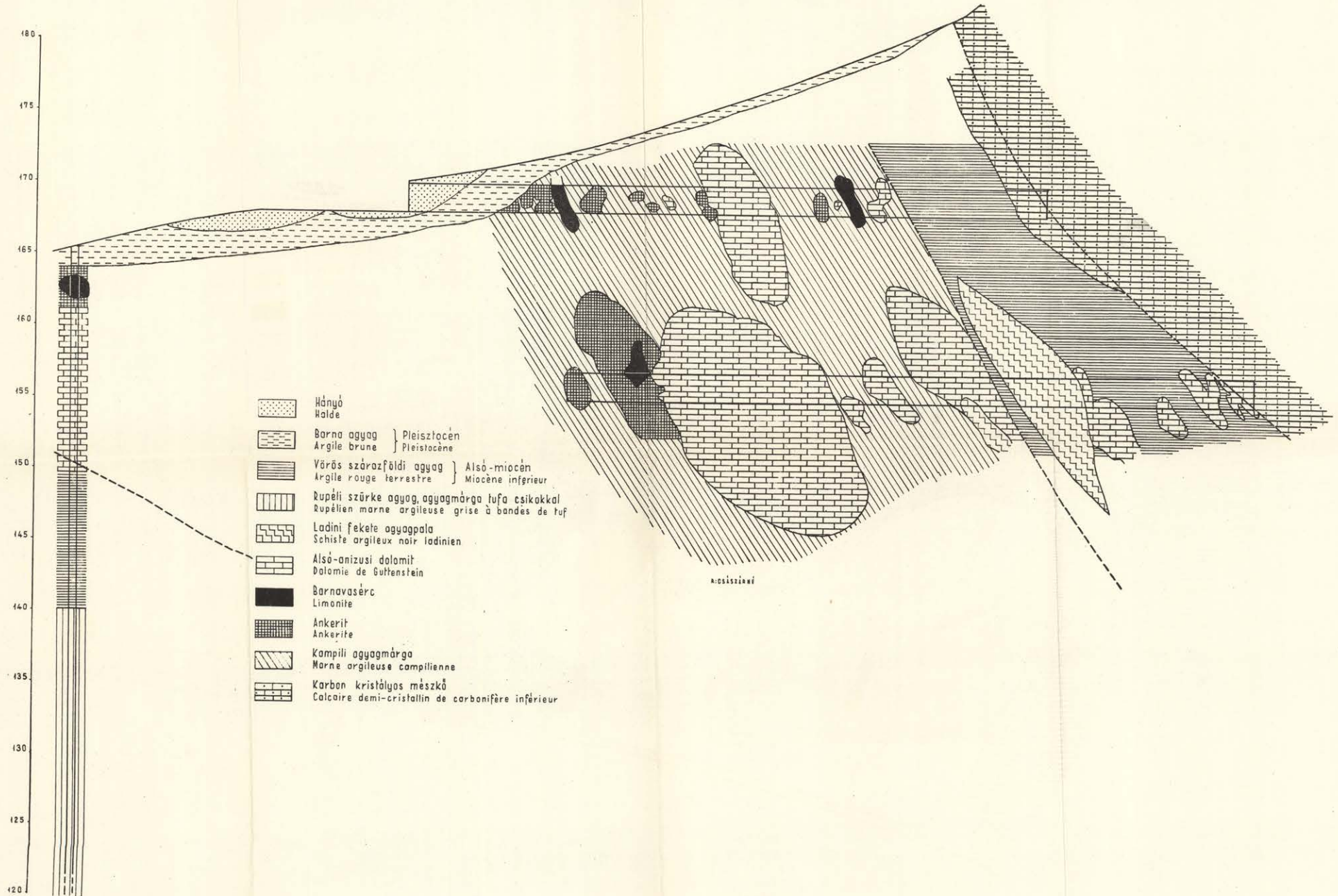
3



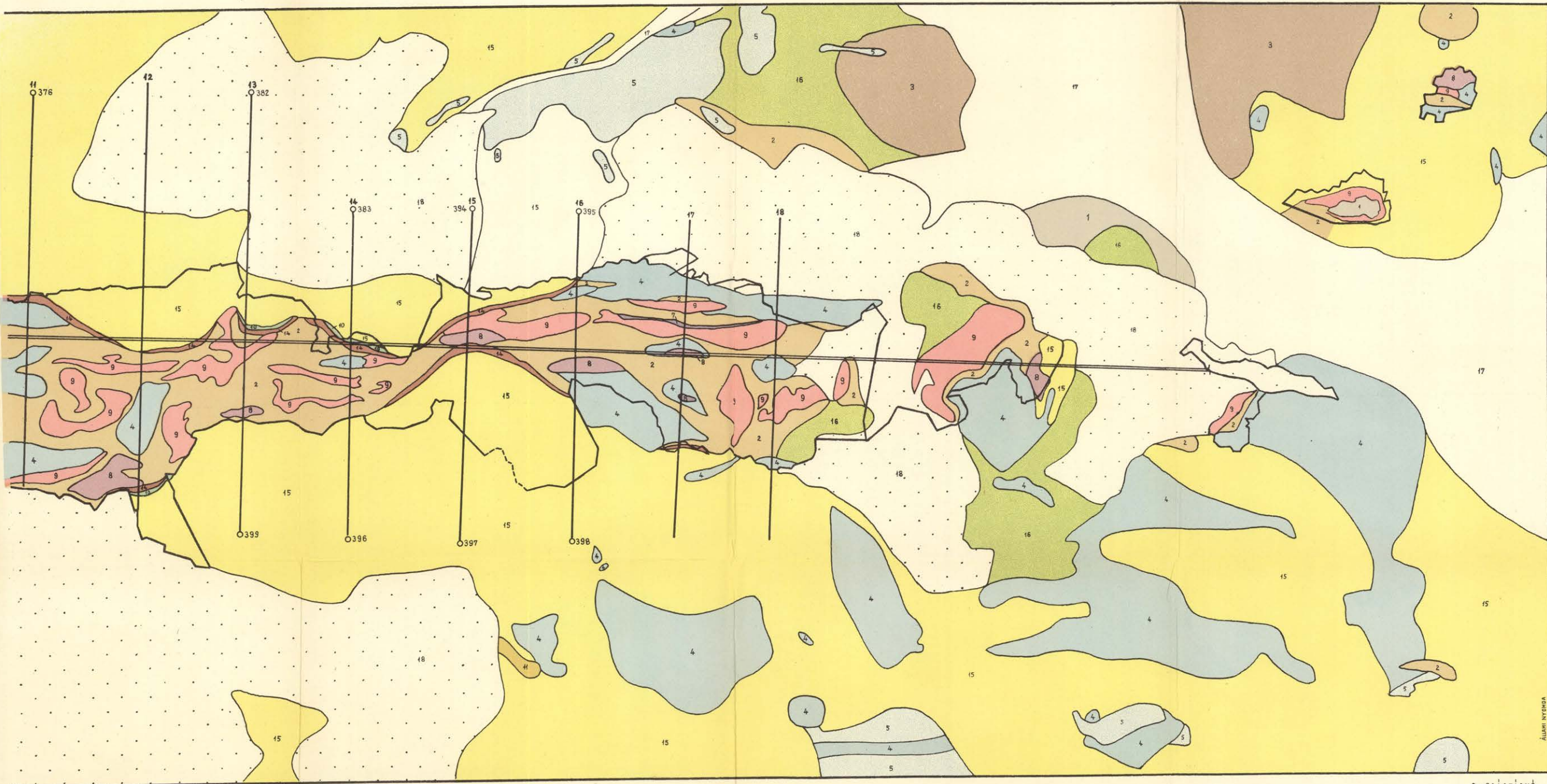
4

AZ UPPONYI „BÁNYA” VASÉRCNYOMAINAK SZERKEZETI HELYZETE
 POSITION STRUCTURALE DES VESTIGES DE FER DE LA „BÁNYA” DE UPPONY
 SZERKESZTETTE — LEVÉ PAR : PANTÓ G. — MOLNÁR J.

0 5 10m



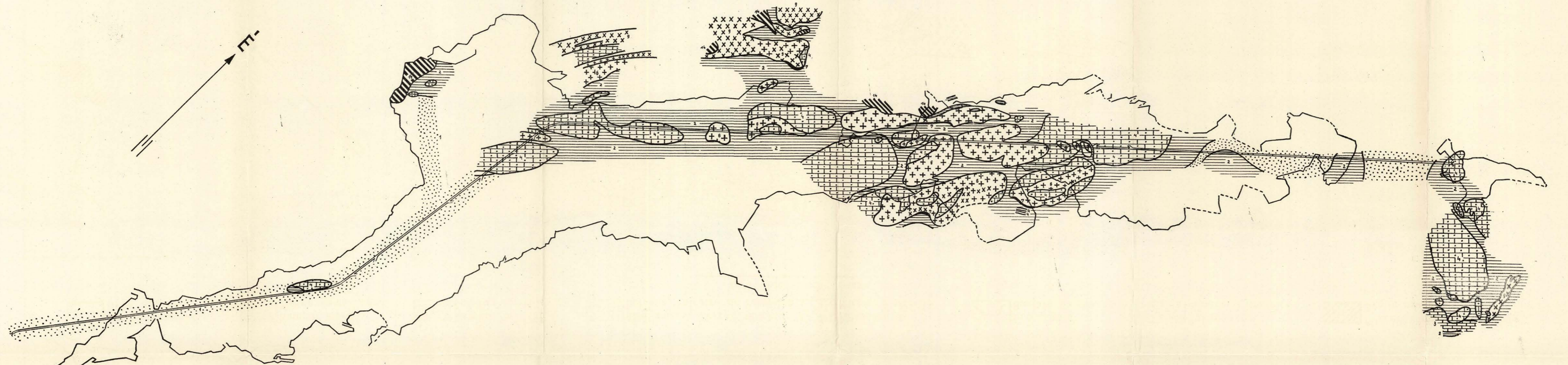
III. MELLÉKLET - PLANCHE III.



RUDABÁNYAI ALTÁRÓSZINTI MÉLYMŰVELÉS FÖLDTANI TÉRKÉPE

CARTE GÉOLOGIQUE DE L'EXPLOITATION EN PROFONDEUR AU NIVEAU DE GALERIE À RUDABÁNYA

ÖSSZEÁLLITOTTA — COMPOSÉ PAR: PANTÓ GÁBOR 1955.



1 Szeizi homokkő
Grès seisien

2 Kampili márga
Marne campilienne

3 Kampili mészkő
Calcaire campilien

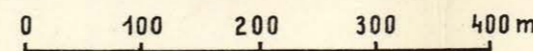
4 Alsó anizusi mészkő, dolomit
Dolomie, calcaire de Guttenstein

5 Pátvasérc
Minerai à sidérite

7 Ércszegély
Bordure de minerai

9 Barnavaséc
Minerai à limonite

14 Miocén vörös agyag („Lóhús”)
Argile rouge miocène (Viande de cheval)



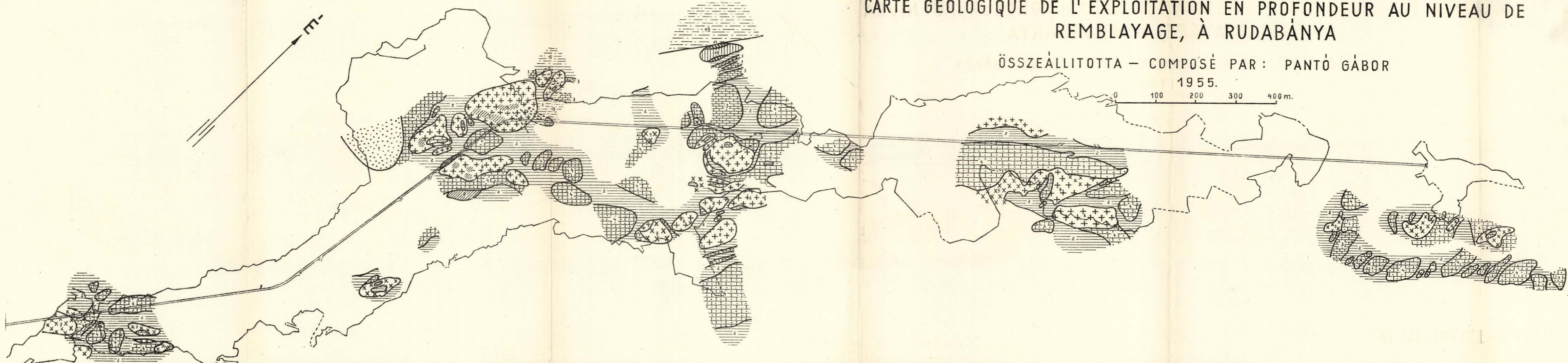
RUDABÁNYAI TÖMEDEKSZINTI MÉLYMŰVELÉS FÖLDTANI TÉRKÉPE

CARTE GÉOLOGIQUE DE L'EXPLOITATION EN PROFONDEUR AU NIVEAU DE REMBLAYAGE, À RUDABÁNYA

ÖSSZEÁLLITOTTA - COMPOSÉ PAR: PANTÓ GÁBOR

1955.

0 100 200 300 400 m.



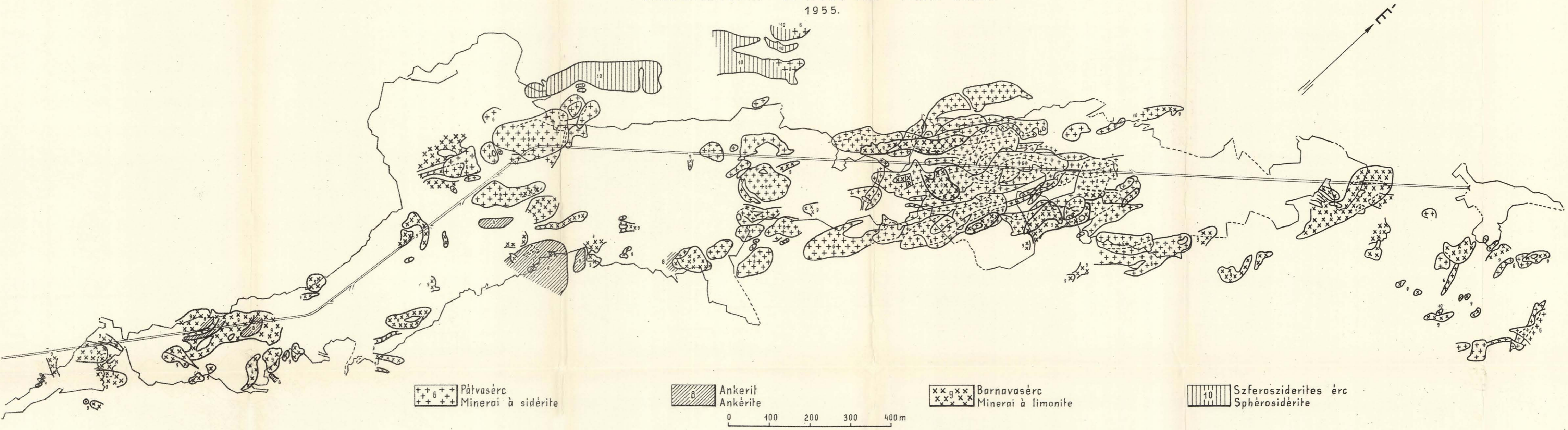
- | | | | | | | | |
|----------------------------------|---|--|--|-----------------------------------|-----------------------|-------------------------------------|--|
| 1 Szeizi homokkő
Grès séisien | 2 Kampili márga
Marne campilien | 3 Kampili mészkő
Calcaire campilien | 4 Alsó anizusi mészkő, dolomit
Dolomie, calcaire de Guttenstein | 5 Pátvasérc
Minerai à sidérite | 6 Ankerit
Ankérite | 7 Barnavasérc
Minerai à limonite | 8 Szferosziderites érc
Sphérosidérite |
| | 9 Miocén vörös agyag („Lóhús”)
Argile rouge miocène („Viande de cheval”) | | 10 Pannon homok, agyag
Sable, argile pannoniens | | | | |

VI. MELLÉKLET - PLANCHE VI.

A RUDABÁNYAI MÉLYMŰVELÉSBN FELTÁRT VASÉRCTESTEK ELHELYEZKEDÉSE

POSITION DES CORPS DE MINÉRAI DE FER, OUVERTS PAR L'EXPLOITATION EN PROFONDEUR, À RUDABÁNYA

ÖSSZEÁLLITOTTA - COMPOSÉ PAR: PANTÓ GÁBOR
1955.

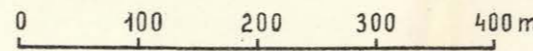


++ 6 ++ Pátvasérc
+ + + + Minerai à sidérite

8 Ankerit
Ankéríte

xxgxx Barnavasérc
Minerai à limonite

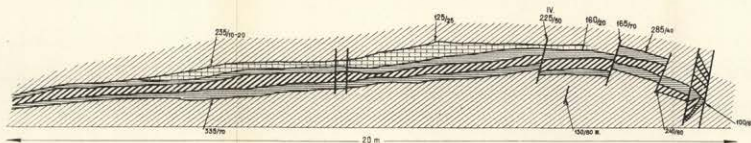
10 Szferosziderites érc
Sphérosidérite



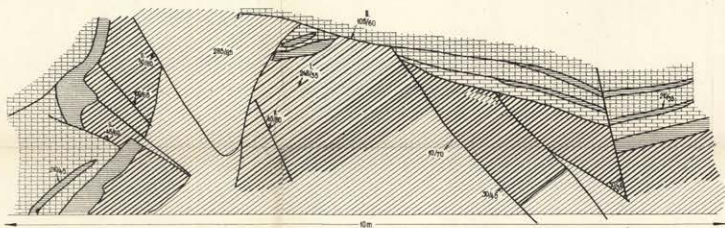
RUDABÁNYAI PÁTSZEGÉLY RÉSZLETSZELVÉNYEK

COUDES DE DÉTAIL DE LA BORDURE DE MINÉRAI DE RUDABÁNYA

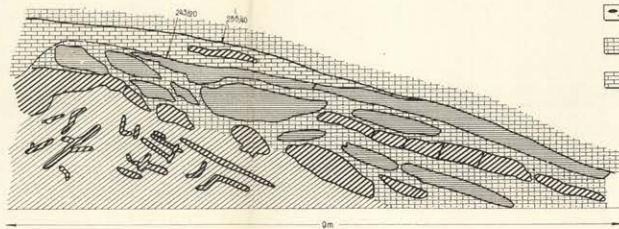
SZERKESZTETTE-DÖMPOSÉ PAR PANTÓ DÁBOR 1955



X-ES D-I KOMPRESSORSZINT, ELDARABOLT SZEGÉLY
PARTIE X DU S, NIVEAU DU COMPRESSEUR, BORDURE MORCÉLÉE

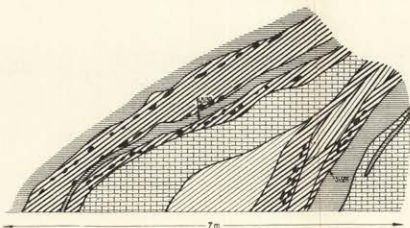


X-ES D-I ALTÁRÓSZINT, ELDARABOLT SZEGÉLY
PARTIE X DU S, NIVEAU DE LA GALÉRIE, BORDURE MORCÉLÉE

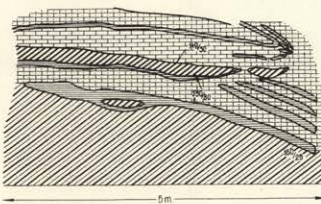


X-ES D-I ALTÁRÓSZINT, KIHENGERELT SZEGÉLY
PARTIE X DU S, NIVEAU DE LA GALÉRIE, BORDURE LAMINÉE

- Dolvasára**
Mineral à sidérite
- Szegély-sziderit**
Sidérite de bordure
- Barit**
Barite
- Szulfidok**
Sulfides
- Kampili márga**
Marge campilienne
- Kampili mészkő**
Calcaire campilien



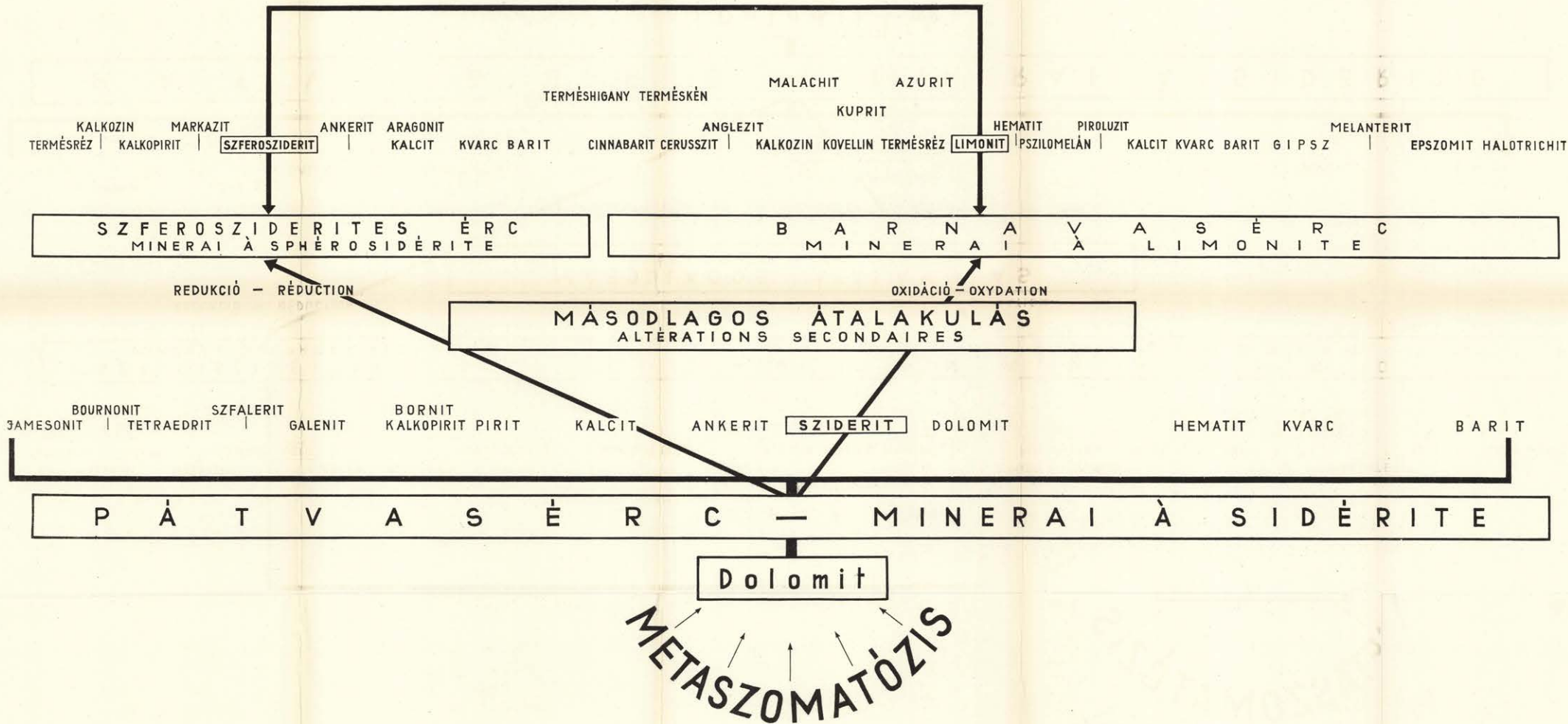
ISTVÁNTELEK, PORLÓ BARITOS KETTŐS SZEGÉLY
BORDURE DOUBLE À BARYTE EFFRITÉE



X-ES D-I, ALTÁRÓSZINT, KIHENGERELT SZEGÉLY
PARTIE X DU S, NIVEAU DE LA GALÉRIE, BORDURE LAMINÉE

A RUDABÁNYAI ÉRCES KÉPZŐDMÉNY ÁSVÁNYAINAK LESZÁRMAZÁSA

DERIVATION DES MINÉRAUX DE LA FORMATION MÉTALLIFÈRE DE RUDABÁNYA

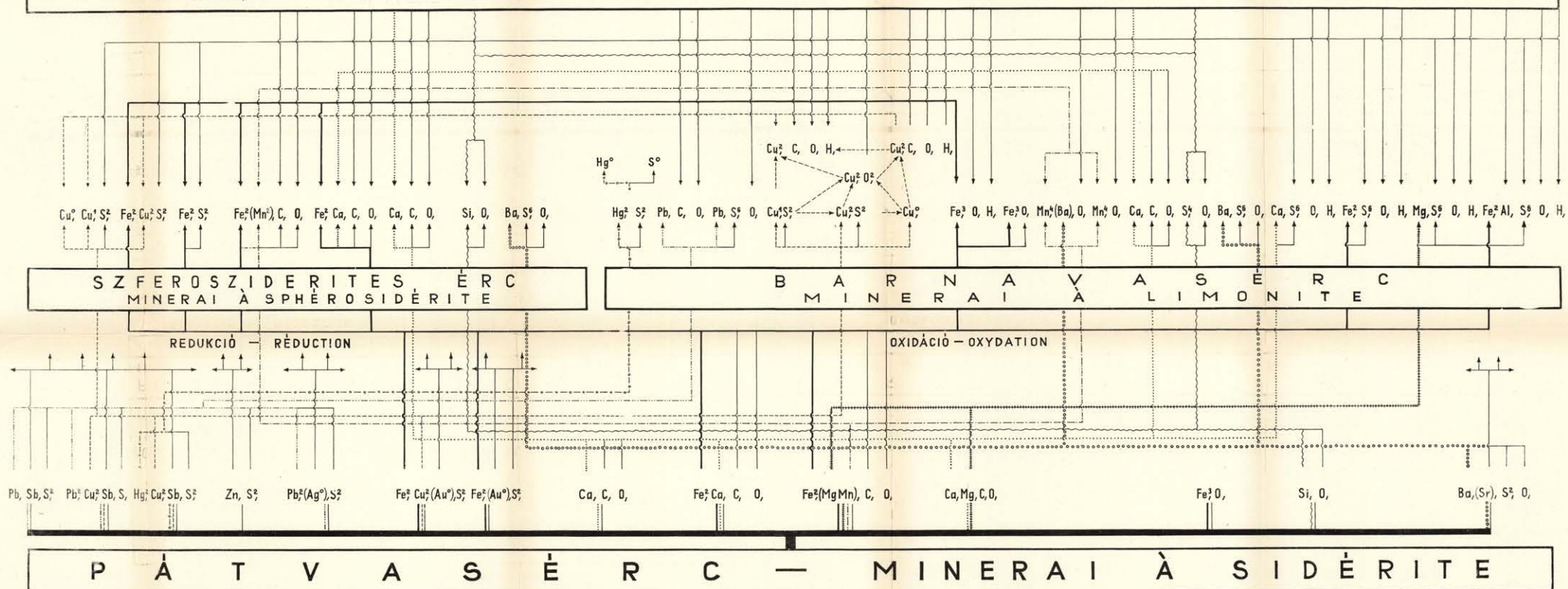


A RUDABÁNYAI ÉRCES KÉPZŐDMÉNY ÁSVÁNYAINAK ELEMHÁZTARTÁSA

ECONOMIE DES ÉLÉMENTS DES MINÉRAUX DE LA FORMATION MÉTALLIFÈRE DE RUDABÁNYA

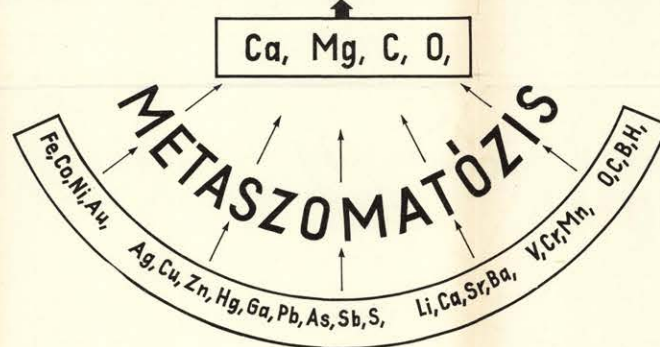
ÖSSZEÁLLÍTOTTA — COMPOSÉ PAR: PANTÓ GÁBOR — VARRÓK KORNÉLIA

LÉGKÖR, FELSZINI ÜLEDÉK — ATMOSPHÈRE, SÉDIMENTS DE SURFACE



— Fe
- - - Cu
..... Mn
- · - · Pb
..... Ba
..... Ca
..... Mg
..... Hg
..... Si

↑ ↑
Egyéb elemek
Autres éléments
↑ ↑
Szétszóródás
Dispersion

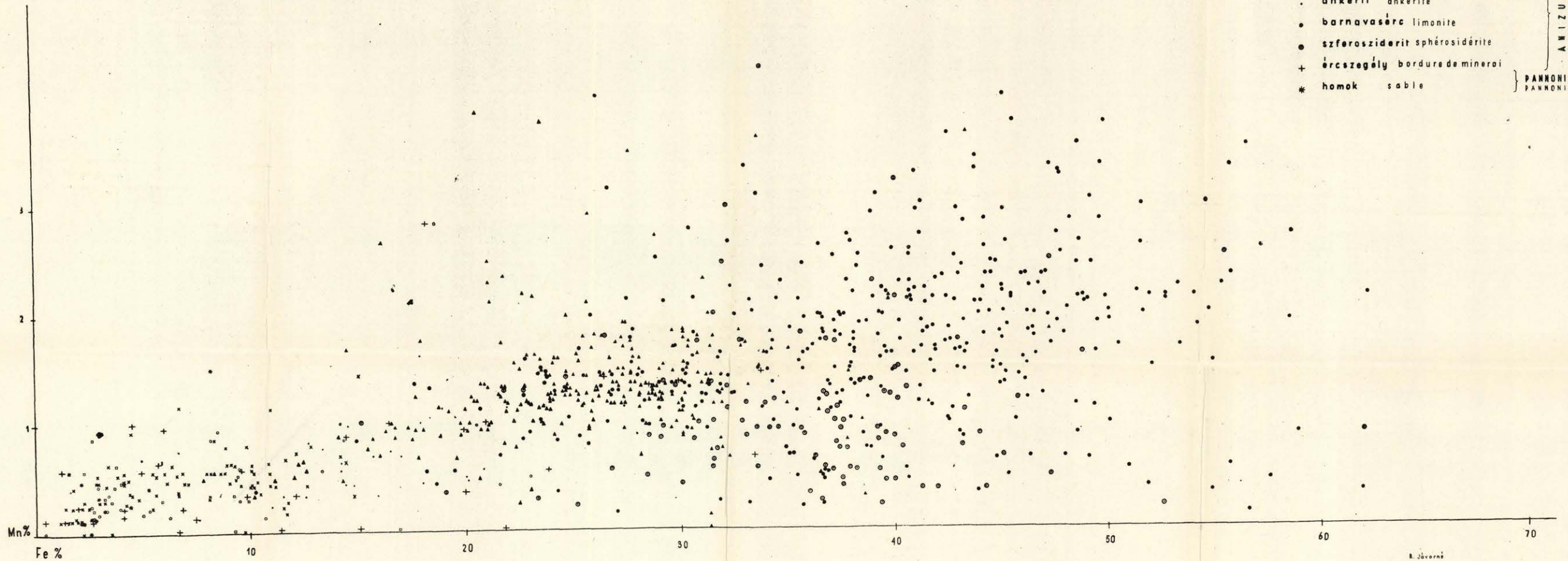


A RUDABÁNYAI ÉRCES KÉPZŐDMÉNY ÉRCEINEK ÉS MELLÉKKÖZETEINEK Fe:Mn MEGOSZTLÁSA

PROPORTION DE Fe:Mn DES MINÉRAIS ET DES ROCHES ENCAISSANTES DE LA FORMATION MINÉRALISÉE DE RUDABÁNYA

ÖSSZEÁLLÍTOTTA - COMPOSÉ PAR: PANTÓ GÁBOR, 1955

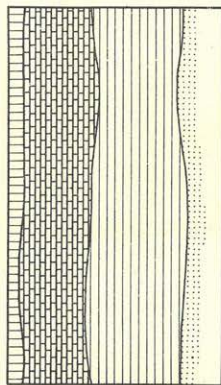
- | | | | |
|---|------------------|-------------------------|--------------------------|
| □ | mésző | calcaire | } KAMPILI
KAMPILIEN |
| ○ | márga, agyagpala | marne, schiste argileux | |
| x | dolomit | dolomie | } ANIZUSI
ANIZUSIEN |
| ▲ | vaspát | sidérite | |
| . | ankerit | ankérite | } PANNONIAI
PANNONIEN |
| ● | barnavasérc | limonite | |
| ● | szferosziderit | sphérosidérite | |
| + | ércszegély | bordure de minerais | |
| * | homok | sable | |



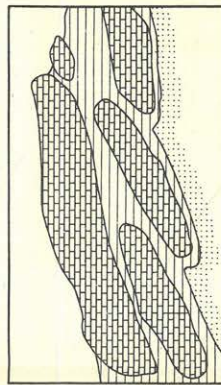
A RUDABÁNYAI ÉRCES KÉPZŐDMÉNY SZERKEZETI FEJLŐDÉSE
EVOLUTION STRUCTURALE DE LA FORMATION METALLIFÈRE DE RUDABÁNYA

SZERKESZTETTE — COMPOSÉ PAR : PANTÓ G. 1955

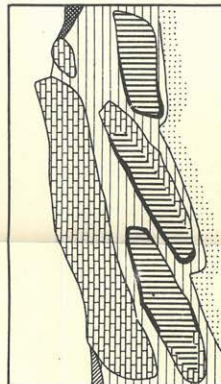
Triász
Triasique



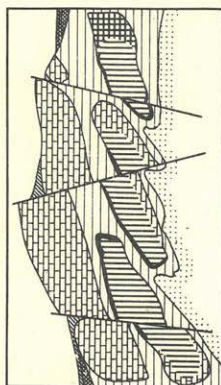
Kréta (Ausztriai hegységképződés)
Cretace (Orogénese autrichienne)



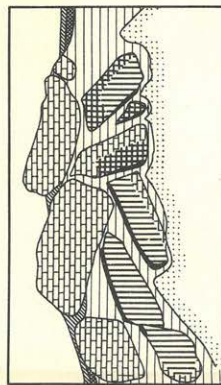
Eocén - oligocén (metaszomatolízis)
Eocène - oligocène (métasomatose)



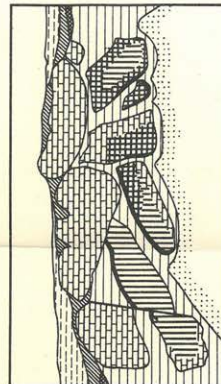
felső-oligocén — alsó — miocén
Oligocène-supérieur — Miocène-inférieur



felső mediterrán (Stájer hegységképződés)
Méditerranéen supérieur (Orogénese styrienne)



Pannoni — holocén
Pannonien — holocène



Szerzi homokkő
Grès saisis

Kampili márga
Marnes compitienne

Alsó anizsai dolomit
Dolomite de Gultenstein

Dávosérc
Minéral à sidérite

Ercszegély
Bordure de minéral

Barnavaserc
Minéral à limonite

Wettersteini másskő
Calcaire de Wetterstein

Üharmadtör.
territaire inférieur

Miocén
Miocène

Pannon
Pannonien

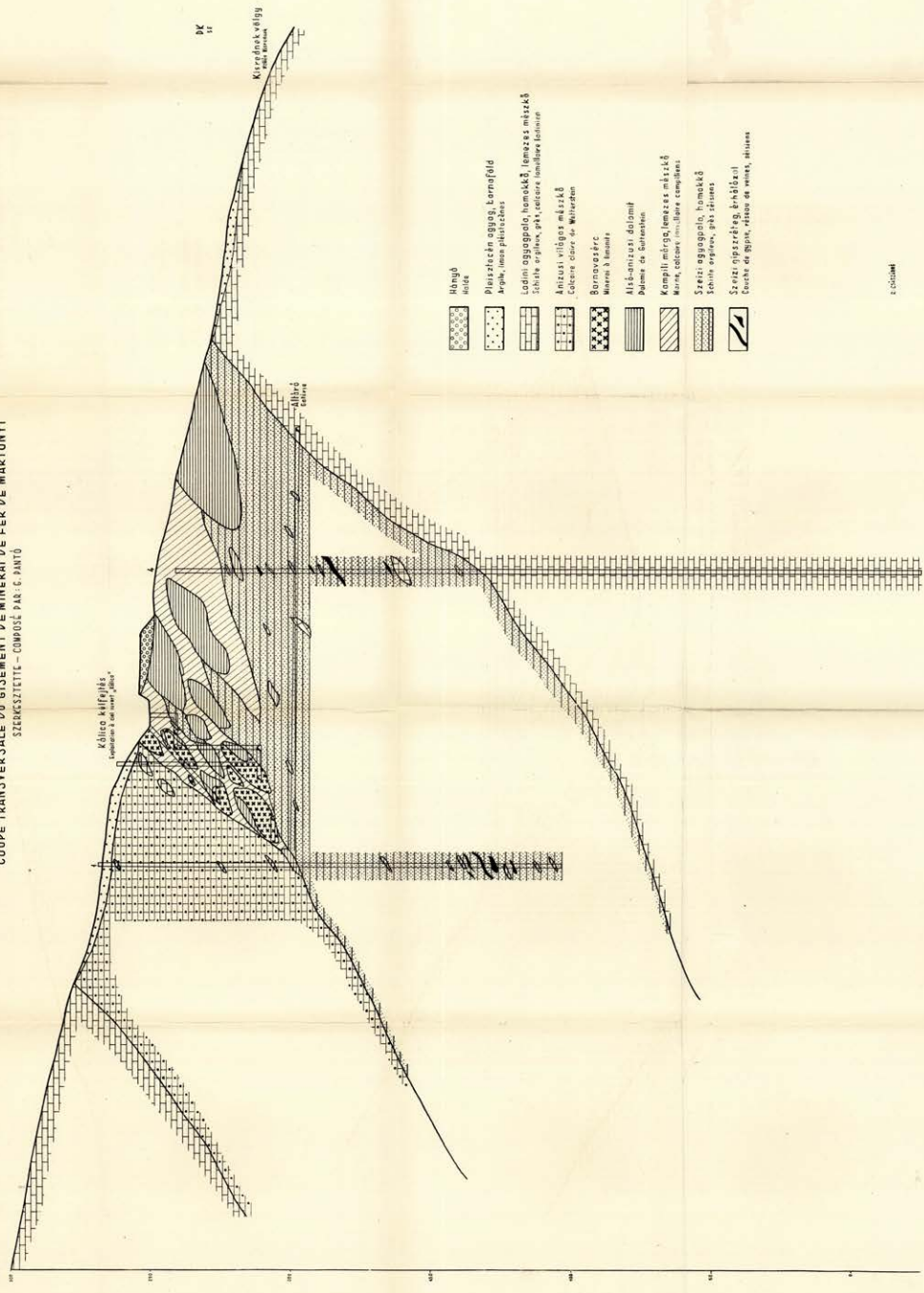
R. Tiborcz-né 1955

A MARTONYI VASÉRCTELPI HÁRÁNTSZELVÉNYE

COUPE TRANSVERSALE DU GISEMENT DE MINÉRAUX DE FER DE MARTONYI

SZERKESZTETTE - COMPOSÉ PAR: C. JANTÓ

ÉRV
1:100



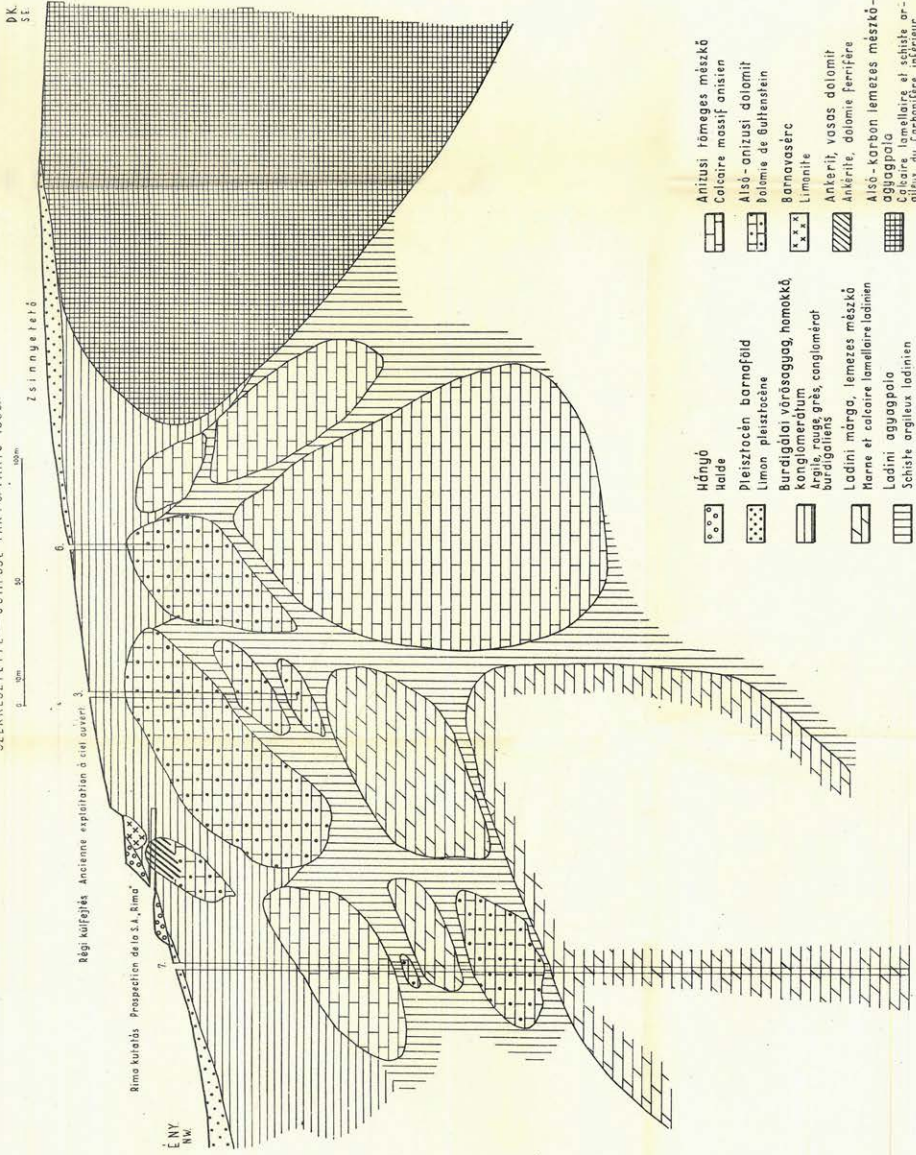
- Hátság
Kőszeg
- Plaszterált agyag, Lornaföld
Argil, limon plasztikus
- Lodás agyagpala, homokkő, kőmész márvány
Sable argil, grès, calcaire lamellaire fossilifère
- Érintési világos márvány
Calcaire clair de Mészáros
- Bornavavérc
Marmor à bornav
- Alföldi homokos dolomit
Palmes de Galathea
- Kőszegi márvány, kőmész márvány
Marmor, calcaire (marmor) à kőmész
- Sztrati agyagpala, homokkő
Sable argil, limon, grès, dolomite
- Szerkesztés, kőmész
Craie de Bors, masse de vases, siliceus

1:100

AZ UPPONYI ZSINNYETŐ VASÉRCNYOMAINAK ELVI SZERKEZETI VÁZLATA.

ESQUISSE STRUCTURALE THÉORIQUE DES VESTIGES DE MINÉRAI DE FER DU ZSINNYETŐ À UPPONY.
SZERKEZETI TÍPUS - COMPOSÉ PAR : G. PANTÓ 1955.

D.K.
S.E.

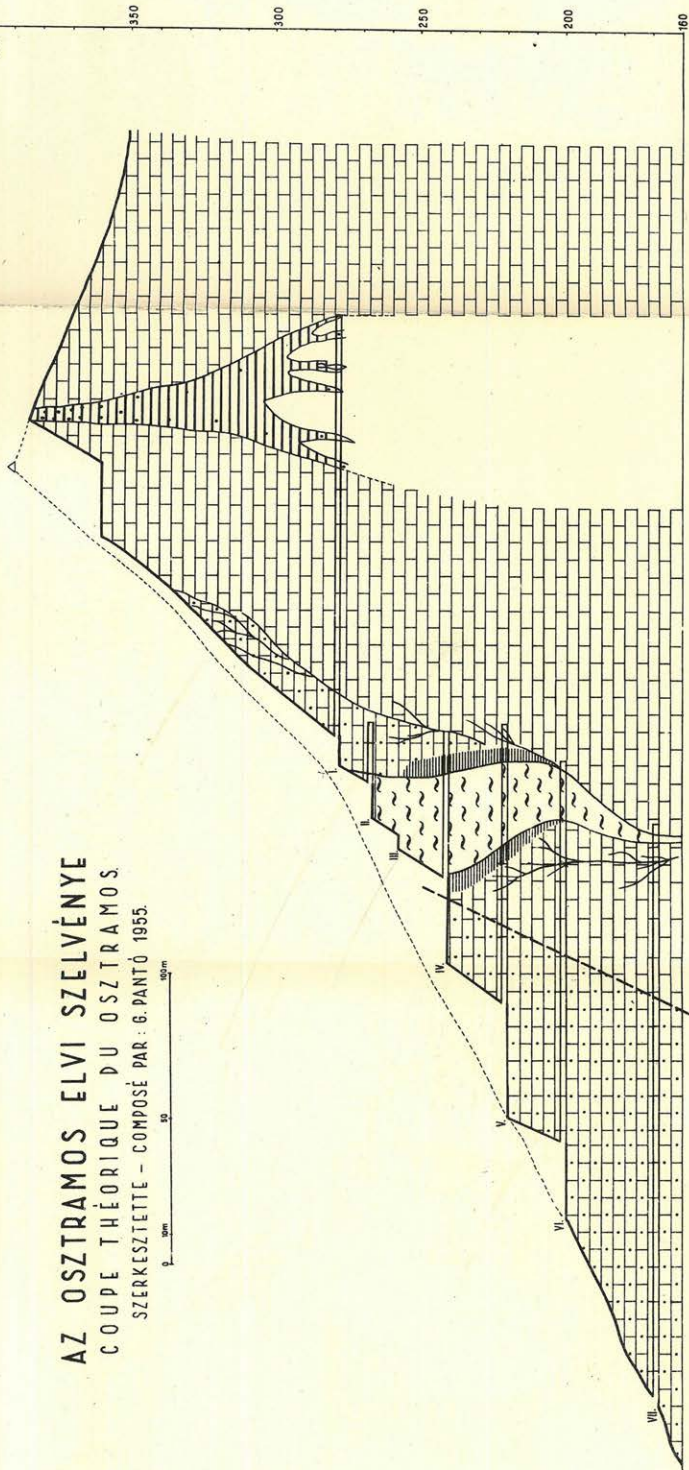








- Anizisi kőmészes mészkő
- Calcaire massif onisien
- Alsó-onizisi dolomit
- Dolomie de Gultenstein
- Barnavasérc
- Limonite
- Anterit, dolomie ferrière
- Alsó-karbon lemezes mészkő-
agyagpala
- Calcaire lamellaire et schiste or-
giques du Carbonifère inférieur

- Hányó
- Kalcid
- Pleisztocén barnaföld
- Limon pleisztocène
- Burdigáli várósgyugag, homokkő,
agyagpala
- Burdigalién grés, conglomérát
- Ladini márga, lemezes mészkő
- Pierre et calcaire lamellaire ladinen
- Ladini agyagpala
- Schiste argileux ladinen

AZ OSZTRAMOS ELVI SZELVÉNYE
COUPE THÉORIQUE DU OSZTRAMOS
 SZERKESZTETTE - COMPOSÉ PAR : G. PANTÓ 1955.

0 50 100m



-  **Alsó-anizusi dolomit**
Dolomite de Gúlfenstein
-  **Anizusi világos mészkő**
Calcaire clair de Wetterstein
-  **Okkeres-limonitos hasadékképződés**
Remplissage de fissure à ocre et limonite
-  **Vörösagagos hasadékképződés**
Remplissage de fissure à argile rouge
-  **Hemait emulázot, görgeteg**
Réseau de veines à hématite éboulis d'hématite
-  **Sziderites emulázot**
Réseau de veines à sidérite

A RUDABÁNYAI KÜLSZINI BÁNYÁSZAT FÖLDTANI TÉRKEPE

CARTE GÉOLOGIQUE DE L'EXPLOITATION À CIEL OUVERT DE RUDABÁNYA

SZERKESZTETTE—COMPOSÉ PAR: G. PANTÓ

1955.

M = 1:5.000

- | | | | |
|---|--|---|--|
| 1 Szeizi homokkő
Grès séisien | 2 Kampili márga
Marne campilienne | 3 Kampili mészkő
Calcaire campilien | 4 Alsó anizusi mészkő, dolomit
Dolomie, calcaire de Guttenstein |
| 5 Wettersteini világos mészkő
Calcaire claire de Wetterstein | 6 Pátvasérc
Minerai à sidérite | 7 Ércszegély
Bordure de minerai | 8 Ankerit
Ankérite |
| 9 Bornavasérc
Minerai à limonite | 10 Szferosiderit
Sphérosidérite | 11 Lithothamniumos mészkő
Calcaire à lithothamnion | 12 Burdigálai konglomerátum
Conglomérat burdigalien |
| 13 Miocén ércfelszíni agyag, szferosiderit
Argile de la surface miocène du minerai, sphérosidérite | 14 Miocén vörös agyag [lóhus]
Argile rouge miocène [viande de cheval] | 15 Pannon homok, agyag
Sable, argile pannoniens | 16 Pleisztocén barnaföld
Limon pléistocène |

17 Alluvium
Alluvial

18 Hányó
Halde

7 Horántszelvény iránya
Direction des coupes transversales

○396 Mélyfúrás
Forage profond

