

ÁLTALÁNOS
FÖLDTANI SZEMLE

A Magyarhoni Földtani Társulat
Általános Földtani Szakosztályának
időszakos kiadványa

Szerkeszti
a Szakosztály Vezetőségének közreműködésével :

Dudich Endre

Kézirat

Magyarhoni Földtani Társulat
Budapest, 1976.

TARTALOM - CONTENTS

	<u>Oldal</u>	<u>- Page</u>
BECK-MANNAGETTA Peter		
A Keleti-Alpok szerkezete és fejlődése, te- kintettel Nyugatmagyarországra	5	
(Über Bau und Entwicklung der Ostalpen, mit Ausblick auf Westungarn)		16
SZABÓ Elemér		
A dunántuli karsztbauxittelepek genetikai kérdései	21	
(Genetical Problems of the Karst Bauxite Deposits in Transdanubia, Hungary)		49
KOMLÓSSY György		
Laterites bauxit- és vasércképződés Goá- ban (India)	67	
(Formation of Lateritic Bauxite and Iron Ore Deposits in Goa, India)		90

Az Általános Földtani Szakosztály rendezvényei (1975. jan. 1. - 1976. jul. 1.)		101

A KELETI-ALPOK SZERKEZETE ÉS FEJLŐDÉSE, TEKINTETTEL
NYUGATMAGYARORSZÁGRA*

Dr. Beck-Mannagetta, Peter

(Szövetségi Földtani Intézet, Bécs)

Mots clés BRGM-CNRS tárgyszavak: Tectogenèse, Tectonique-étagée, Flysch, Molasse, Nappe, Fenêtre, Roche-Cristalline, Métamorphisme, Datation; Autriche, Hongrie (Transdanubie NW).

A jelen dolgozat csak a legújabb eredményeket tárgyalja és egyes kiemelt problémákat vázol. Foglalkozik az Alpok keleti elvégződésének problémájával is, hiszen a határ csak földrajzilag éles, földtanilag átmenet van a Kárpátok és a Dinaridák felé.

A szubalpin molassz oligocén részének kifejlődése jelentősen eltér a Cseh Masz-szivumra transzgradáló molasszétól. Ez jól látható a Rogatsboden-i ablakban (PREY S. 1957). A Texing-i és Urmannsau-i furásokban világosan felismerhető volt a két molassz-öv egymásratolódása (RUTTNER A 1963). Tehát igazolva van a molassz folytatódása a Mészköalpok alatt.

A Keleti-Alpok Flis-övét nyugat felől a Nyugati- és Keleti-Alpok határánál még meglévő Pennini-övből vezetik le. Keleten azonban PREY S. (1975) a Kahlenbergi rétegeknek a St.Veit-i Szirt-övből való származását valószínűsítette. Ez módosítja azt az elgondolást, amely szerint a Pennini üledékgyűjtő a Nyugati-Alpoktól egészen a Déli-Kárpátokig húzódik, anélkül, hogy a Kárpátokban ablakként felbukna. A továbbiakban teljesen allochton települése ellenére a flist inkább a Kárpátok Pienini Szirt-övétől északra fekvő térségből származtatjuk.

*Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1975. október 8-i szakülésén.

A Rohonci kristályospala-sziget kovás mészpaláiban talált szivacsstűk e képződmények középsőkreta korára utalnak (SCHÖNLAUB H.P.1973). Ezzel bizonyítást nyert ennek az un. Bündeni palaösszletnek a mezozóos volta. PAHR A.(1960) sokoldaluan bizonyította a Durvagnejsz-Sorozatnak a Rohonci Palasorozatra települését.

Továbbra is problematikus a Rohonci palasorozat kristályos aljzata. PAHR A. (1973) szerint ez a Wechsel-i krisztallinikum. A voltaképpeni Wechsel-vidéken a palasorozatokra transzgressziven alsókeletalpi, Semmering-i mezozóos képződmények települnek, amelyek **nincsenek** semmiféle kapcsolatban a Bündeni pala-ki-fejlődéssel. Egy un. Porfiroid-sorozat alatt (FAUPL P. 1971) a "Metadiabáz-sorozat" mind magasabb átalakulási fokú kőzeteit találjuk, amelyek éles határ nélkül mennek át a Wechsel-pala és gnejsz képződményekbe. Délen nem bizonyítható, hogy a Wechsel-kőzetek ablak-jellegűek volnának a fedőjükben lévő durvagnejsz-sorozathoz képest, mert kőzettanilag azokhoz igen hasonlóak. Ugyanolyan kristályos palákat találhatunk a Rohonci-palasorozat fekéjében is. Ez azt jelenti, hogy a Semmeringi mezozoikumhoz kapcsolódó Durvagnejsz-sorozat, valamint az ópaleozoikumhoz és Semmering-i mezozoikumhoz kapcsolódó Wechsel-ablak aljzatát alsókeletalpinak kell tekintenünk szemben a Bündeni palákhoz kapcsolódó Rohonci sorozatával, amely a Penninikumhoz tartozik.

Hasonló elgondolást alakított ki PREY S. (1963) a Gurktali Alpokra vonatkozólag; továbbá a Nyugati Alpokban is megvan a különbség a Helvétikum és a Penninikum aljzata között. E szemlélet szerint a Durvagnejsz-sorozat és a Wechsel-képződmények északkeleti folytatását a Veporidákban kereshetjük (lásd a térképvázlatot), 1.sz. ábra.

A Keleti-Alpok középső részét TOLLMANN A.(1959) Középső és Felsőkeletalpi takarórendszerre osztotta; szerinte az utóbbinak egyáltalán nincsen kristályos aljzata. Gondosabb vizsgálat azonban azt mutatta, hogy a Sau-Alpok területén, az utólagos szerkezeti mozgások ellenére, folyamatos átmenet figyelhető meg az ópaleozoikumtól a krisztallinikumba. A fiatalabb képződmények transzgressziven települnek az ópaleozoikumra. Így e térségben bizonyos a fedőrétegek és a kris-

tályos aljzat közötti folytonosság. Ezenkívül, az előalpi krisztallinikumban az alpi takaróhatárok teljesen elmosódnak; az egységek között más határok mutatkoznak, amelyekre nem a mezozoos képződmények közbeiktatódása a jellemző. Ezen az alapon beszél CLAR E. (1975) a Felsőkeletalpok "digitációjáról" (kétszatuságáról): egy mélyebb helyzetű egység a középalpi térségben és egy felső szerkezeti egység, amely magában foglalja az egész felsőkeletalpi takarórendszert (Deckenstapel).

A Felsőkeletalpi képződményegyüttest nem szabad csupán a felismerhető települési viszonyok alapján tagolni, hanem ebben szerepet kell juttatni a kifejlődési különbségeknek és a mezozoos fedőrétegeknek is. Tekintetbe kell vennünk, hogy a mélyebb középalpi egység mindig középalpi mezozoikumhoz kapcsolódik; ez pedig kifejlődésileg közelebb áll az alsó-, semmint a felsőkeletalpi rétegösszletekhez (FLÜGEL H. 1960). Ezért BECK-MANNAGETTA P. (1969) a Felső- és Középkeletalpi takarórendszerre való osztást csak az északi területrésze vonatkozólag fogadja el, és a Felsőkeletalpi fedőrétegeket a Kor- és a Glein-Alpok kristályos aljzatával kapcsolja össze. További bizonyíték erre a Kaintaleck-i rög krisztallinikuma a Nóri-takaró bázisán (HAUSER A., FELSER, O. 1939; CORNELIUS H. P. 1952), amely mind a Kor-, mind a Glein-alpi kristályos kőzetek tektonikusan elszakított kőzetdarabjait tartalmazza. Eszerint a Veit-i takaró a Nóri-takaró alatt helyezkedik el. Ez a helyzet valószínűleg már a késővariszkuszi mozgások során létrejött.

Miután FLAJS G. (1967) megállapította a Blasseneck-porfiroid alsószilur korát, további lényeges kormeghatározások várhatók a Középalpokban, Conodonták alapján. FRIEWALDER H., SCHUMACHER R. szilurnak állapították meg az Ennstal-i kvarcfillit korát. Ez igen fontos az **Alacsony-Tauern tektonikája** szempontjából. Ugyancsak igen jelentősek a Crinoidea-leletek a déli Saualpok fillit-pásztájában, amelyek a mészkő-képződmények középsődevon-szilur kora mellett szólnak. (KLEIN-SCHMIDT G., 1966, NEUGEBAUER J. 1970). Ez alátámasztja BECK-MANNAGETTA P. (1957) nézetét. A mészkőösszleteknek keratofirral és grafitpalával való ismételt váltakozása alapján KLEINSCHMIDT G. és NEUGEBAUER J. (1975) a Saualpok epizónás tartományában takarós (pikkelyes) szerkezetet mutatott ki, amely még

a metamorfózis előtt jött létre. Analóg képződményekben hasonló szerkezetet tételezett fel BECK-MANNAGETTA P. (1959, 1960) a felső Glan-völgyben (Középső-Kärnten): Glan-völgyi pikkely-öv, 1960. Ezt HAJEK H. (1962) kétségbevonta.

A déli Grauwacke-zóna földtörténeti eseményeit a következőkben foglalhatjuk össze.

A devon és szilur mészkőösszletekre varisztikus mozgások során regionális mértékben rátolódott az ordoviciumi Metadiabáz-sorozat (Magdalensberg-i sorozat), még a metamorfózis előtt. Ennek során a meszes ópaleozoikumon belül is pikkelyes-, ill. takarószerkezet jött létre. Ez a metamorfózis előtti takarószerkezet különböző mértékben alakult át a Saualpi krisztallinikum három szakaszban bekövetkezett metamorfózisa során (PILGER A. 1975) és szerkezetileg is továbbalakult. Ezért magában a krisztallinikumban a takaró szerkezet csak homályosan ismerhető fel, az eklogit-sorozatnak a márvány-sorozatra való rátolódása formájában (HABERFELLNER E. 1937).

Mindenekelőtt ez az áttolódási felület vezethetett a Kor-Alpokban a lemezesgnejsz-szerkezeti emelet (Plattengneisstockwerk) kialakulásához. A metamorfózissal egyidejű lemezesgnejsz-tektonizmus a metamorfózis előtti takarószerkezet megismétlődéséhez (megsokszorozásához és bonyolításához) vezetett. Ez legszebben a Kor-Alpok délnyugati részén látható (KIESLINGER A. 1928). Hasonló tektonikai ismétlődést tételeznek most fel a Sau-Alpokra nézve is (PILGER A., WEISSENBACH N. 1975).

A lemezesgnejsz-sorozat kataklázos elnyiródása (BECK-MANNAGETTA P. 1956) nyugat felé mindinkább a kataklázis utáni hőmetamorfózis hatásterébe megy át. A hőhatás a szétmorzsoltságot ásványok feszültségeit kioldotta és csillámpalába stb. való átkristályosodáshoz vezetett, anélkül, hogy az ásványtársulásban lényeges fációs változást eredményezett volna.

A Sau-alpi vizsgálatok eredményei más formában újra felszínre hozták egy régi problémát: A koralmi "kata-kristályos" képződményeknek a Gleinalmi "mezo-kristályos" képződményekre való települését. A "forró vasalóként" való rátolódás nem látszik kielégítő értelmezésnek, mivel a számos bizonytalansághoz még hozzájárul

a Kor-ill.Sau-almi kristályos kőzetek eredetének és kifejlődésének problémája is. Pl. tisztázatlan, hogy ezekben a kristályos képződményekben miért csakis savanyu telérkőzetek fordulnak elő, és gránitgnejsz egyáltalán nem. Ugyancsak eldöntetlen, mennyiben felel meg a valóságnak a feltételezett vénites, gyökértelesen metamorfózis (BECK-MANNAGETTA P. 1949). Ugy látszik, üledékes eredetű pegmatoid oldatokat is tételeznek fel (HOMANN O.1962), de ez sem ad felvilágosítást a könnyen illó anyagok esetleges többszöri mobilizációjáról.

A Keleti Alpok harántszelvényét szemlélve szemünkbe ötlük a Cseh Masszivum déli elvégződésének problémája. Ugyanez áll a Nyugati Kárpátokra is. A Nyugati Alpoktól keletre sehol sem állapítható meg összefüggés a Keleti Alpok, illetve a Kárpátok kristályos képződményei és az északi előtér között. Az előtér alábukása azonban arra utal, hogy a határ az Alpok nem-metamorf része alatt lehet.

A kárpáti krisztallinikum északi határát a flis-öv déli része világosan jelzi: ez a pienini Szirt öv. Ez a sáv azonban a Bécsi-medencében eltűnik, gyaníthatóan a Mészköalpok alatt. Ha gondolatban tovább húzzuk, mondjuk a Mészköelőalpok-Mészkömagasalpok határvonalában nyugat felé, akkor ez lehetne a Cseh Masszivum és az alpi ^Ókristályos aljzat közötti határ.

Ezzel kapcsolatban beszélni kell a pennini Magas Tauern feltételezett keleti elvégződéséről (EXNER Ch.1966). A keletalpi Gurktali takarónak kampó-alakú nyulványa van észak felé. Ez azt eredményezi, hogy a mélyebb részek északkelet felé szorultak, egészen a Pöls-vonalig (amely a Lavanttal-i szerkezeti öv folytatása, J.STINI 1931). Ezzel függhet össze a pennini üledékgyűjtő elkeskenyedése. Ez az ÉK-i törésvonal a pienini Szirt-öv lefedett nyugati folytatásába torkollhat.

Ami a Rohonci pala-sorozatot illeti az Alpok keleti peremén, ez egy külön üledékgyűjtőben keletkezhetett (DK-ÉNy csapással), amely nem állt kapcsolatban a Magas Tauern Penninikumával.

E mélytöréstől délkeletre különféle kristályos egységek következnek. Ezek délfele mind kevésbé mutatják az alpi szétnyilásos hasadékokat. Végül a Stájer Perem-

hegység középső részén (FLÜGEL H. 1963) egy jórészt érintetlen, az alpi mozgások előtti kristályos "gerinc" található, a Nyugatpannoniai Tömeg (Westpannonische Masse), amely az alpi orogént kitérésre kényszerítette (BECK-MANNAGETTA P. 1967).

A gránátcsillámpalák és gránitgnejszek ablakszerű felbukkanása a Koralmi kristályos képződmények alatt (BECK-MANNAGETTA 1951, PILGER A., WEISENBACH N. 1965) részleges diaforézises folyamatokkal párosul, amelyek a pre-alpi szerkezet alpi felszakadására utalnak.

A kőzetek képződésének és metamorfózisának kormegállapítását célzó radiometrikus meghatározások a Keleti Alpokban még nem vezettek egyértelmű eredményre. A Kor-Alpok csillámaiból meghatározott 80-115 millió éves kor (FLÜGEL H. 1964) további kiegészítő feltevésekre szorul, hogy beilleszthető legyen (lehülési kor? kevert kor?) Az Oberwölz-i pegmatit teljeskörű elemzése **jobban** egyeztethető az egyéb földtani adatokkal (JÄGER E., METZ K. 1973). A Gleinalm-összlet savanyú részeinek korbesorolása (FRANK W. 1975) arra utal, hogy a Keleti Alpok krisztallinikumában pre-variszkuszi részek is vannak. Folyamatban vannak a további vizsgálatok a középső övezet keleti részének kőzetein (Villach-i gránitgnejsz, Wolfsberg-i gránitgnejsz, lemezesgnejsz stb.) A **Magas Tauern**től délre lévő krisztallinikumban OXBURGH R. és mtsai (1966) jelentős kor-eltérést mutatnak ki a Tauerni kristályos kőzetek metamorfózisának kora (20-30 millió év) és az idősebb kristályos köpeny kora (biotit: 80 millió év) között, de megjegyzendő, hogy egyesek nagyobb különbségeket is tételeztek fel. Még tovább délnyugat felé, az idős kristályos kőzetekben kaledóniainak megfelelő korok adódtak (SASSI F., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G. 1974). Megemlítendő azonban, hogy biztos prekambriumot a Keleti Alpok krisztallinikumában eddig nem ismerünk (N.GRÖGLER, M.GRÜNENFELDER, E.SCHROLL 1965).

A lemezesgnejsz alakváltoztatási stílusa nagyon emlékeztet a morva Bitte-i gnejszére (BECK-MANNAGETTA P. 1974). A lineációk északon ÉK, délen ellenben DK felé mutatnak; így mintegy "előrejelzik" a Keleti Alpok déli elvégződésének felépítését. A lineációknak az É-D iránytól való ezen eltérései a lemezesgnejsz-összlet néhány kilométer széles teknő-szerkezetével állnak kapcsolatban (BECK-

MANNAGETTA P. 1970). A torzió nem eredményezett ásványfáciesváltozást (retrográd metamorfózis-ugrást). Eszerint az alpi igénybevételek már ezt a prealpi szerkezetet készen találták. Vagyis a Koralmi krisztallikumnak ez a variszku-szi eredetű helyzete okozta a Keleti Alpok sajátos kitérését északkelet és délkelet felé. A Keleti Alpok különböző részeiben egészen a fiatal harmadidőszakig érvényesült ez a szerkezet, vetődések formájában; így jött létre a Stejer Perem-hegység morfológiailag jelentős íve (FLÜGEL H. 1963). Ezt nyugaton és északnyugaton mély neogén barnakőszénmedencék szegélyezik.

Ez a hegyvonulat ÉK felé a Kárpátok fedőhegységébe megy át. Dél és kelet felé viszont számos, tektonikusan határolt, K-Ny irányú sávra bomlik, amelyek ÉK felé elhajlanak. Jelentős törésvonalak (Rába-, Balaton-, Zágráb-vonal) jelzik ezek lefutását a Pannon Medencében. Ezek délnyugat felé a Periadriatikus varratba torkollanak (WEIN Gy. 1973).

A térszűkülés folytán kikényszerített alpi takarószerkezetet, amely a Keleti Alpokra jellemző, a Pannon Medence mélyén a széthúzásos rögzépződésen alapuló szerkezetalakulás váltja fel.

Az alpi (kréta-középsőeocén) takaróképződés tangenciális momentumai lehetővé tették a Kárpáti térségben magma-olvadékok felhatolását. Ezek ciklusa nyugatról (Lavanttal) kelet felé (Keleti Kárpátok) fiatalodik és központjuk átfedésben van. Az egyes magmafelnymulások világos tér-időbeli elkülönítése nyugaton jobban, kelet felé egyre kevésbé lehetséges. A vulkánosság intenzitása kelet felé nő (Hargita-hegység).

A hegységképződés dinamikus komponenseinek eltolódása a flis-molassz-határon a hegységgláncok belső öveiben, függőleges emelkedési tendenciát, magashegység-gé válást eredményezett. Ennek kiegyenlítő ellenpárja a Pannon- és az Erdélyi medence besüllyedése, igen nagyvastagságú fiatal üledékösszlet felhalmozódásával.

A medencebelseji süllyedési folyamatokkal ellentétesek jelenleg a felfelé irányuló hőáramlások, amelyek a magyar Alföld peremén a legjelentősebbek (RONNER F. 1974).

IRODALOM-LITERATUR

1. BECK-MANNAGETTA P. 1945/1947
Zur Tektonik des Stainzer- und Gamser Plattengneises in den Koralpen (Steiermark). - Jb.GBA Wien, 90, 151-180
2. BECK-MANNAGETTA P. 1949
Die "wurzellose" venitische Metamorphose des Koralpen-kristallins. - Anz.Öst. Akad. Wiss. mat. nat. Kl. Wien, 10-12.
3. BECK-MANNAGETTA P. 1949-51
Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie, Koralpe, Kärnten. - Jb. GBA Wien, Festbd 94, 127-157
4. BECK-MANNAGETTA P. 1956 (1958)
Bezirk Wolfsberg, geologische Übersichtskarte 1:100 000. In: R.WURZER: Planungsatlas Lavanttal, Klagenfurt, Bl.7
5. BECK-MANNAGETTA P. 1957
Bezirk Völkermarkt, geol. Übersichtskarte 1:100 000. - In R.WURZER: Planungsatlas Völkermarkt, Klagenfurt
6. BECK-MANNAGETTA 1959
Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. - Jb.GBA Wien, 102, 313-352
7. BECK-MANNAGETTA P. 1960
Die Stellung der Gurktaler Alpen im Kärntner Kristallin. - Int.Geol.Congr. XXI Session Norden, P.XIII, 418-430, Copenhagen
8. BECK-MANNAGETTA P. 1967
Über das Westende der Pannonischen Masse. - Mitt.Geol.Ges. in Wien 59, 139-150
9. BECK-MANNAGETTA P. 1969
Versuch einer tektonischen Gliederung der östlichen Zentral-Zone der Ostalpen. - Anz.Österr. Akad.Wiss.math.nat.Kl.70-73
10. CLAR E. 1975
Die Stellung der Saualpe im Rahmen der Ostalpen. - "Geologie der Saualpe", Clausth.Geol.Abh.Sbd.1, 187-198, Clausthal
11. CORNELIUS H.P. 1952
Gesteine und Tektonik im Ostabschnitt der nordalpinen Grauwackenzone vom Alpen-Ostrand bis zum Aflenzner Becken. - Mitt.Geol.Ges.Wien, 42, 43, 49/50, 1-234

12. EXNER Ch. 1966
Erläuterungen zur geologischen und zur Lagerstättenkarte 1:1,00 000 von Österreich, 4. Teil: Geologie von Österreich. - Verl.GBA Wien, 67-75,
13. FLAJS G. 1967
Conodontenstratigraphische Untersuchungen im Raum von Eisenerz, Nördliche Grauwackenzone. - Mitt.Geol.Ges.in Wien, 59/1966, 157-212
14. FLÜGEL H. 1960
Die tektonische Stellung des "Alt-Kristallins" östlich der Hohen Tauern. - N.Jb.Geol., Mh., 202-220, Stuttgart
15. FLÜGEL H. 1963
Das Steirische Randgebirge. - Sammlung Geol. Führer, 42, 153 p., Borntraeger, Berlin
16. FLÜGEL H. 1964
Versuch einer geologischen Interpretation einiger absoluter Altersbestimmungen aus dem ostalpinen Kristallin. - N.Jb.Geol.Pal., Mh. 10, 613-625, Stuttgart
17. FRANK W. 1975
Bericht über geochronologische Arbeiten. Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25). - 2. Bericht 1974. 3-5, Graz-Innsbruck-Salzburg-Wien.
18. GRÖGLER N., GRÜNENFELDER M., SCHROLL E. 1965
Ein Hinweis auf Jung-Präkambrium und Altpaläozoikum im Altkristallin Kärntens. - Tsch.Min.Petr.Mitt.F.3, 10, 586-594, Wien
19. HABERFELNER E. 1937
Die Geologie der österreichischen Eisenerzlagerstätten. "Zum Leobner Bergmannstag". - Z.f.Berg-Hütten-u.Salinenwesen d.Deut.R.Berlin, 217-238,
20. HAJEK H. 1962
Die geologischen Verhältnisse des Gebietes N Feistritz-Pulst im Glantal, Kärnten. - Mitt.geol.Ges.Wien 55, 1-40
21. HAUSER L-, FELSER K.O. 1939
Die geologischen und petrographischen Verhältnisse im Gebiet der Kaintaleckschollen. - Jb.GBA Wien, 88, 217-259
22. HERITSCH F. 1932
Die Stellung der Eklogitfazies im oberostalpinen Kristallin der Ostalpen. - Centralbl. Abt.B, 27-31

23. JAEGER E., METZ K. 1971
Das Alter der Pegmatite des Raumes Bretstein-Pusterwald (Wölzer Tauern, Steiermark). - Schweiz. Min. Petr. Mitt. 51, 411-414, Zürich
24. KIESLINGER A. 1928
Geologie und Petrographie der Koralpe. - S. br. Akad. Wiss. Wien, Math. nat. Kl. Abt. L. V Bd. 137, 101; VI Bd. 137, 123; VII Bd. 137, 401; VIII Bd. 137, 455; IX Bd. 137, 491.
25. KLEINSCHMIDT G. 1966.
Krinoiden aus dem epizonalen Kristallin der Saualpe, Kärnten. - N.-Jb. Geol. Pal., Mh., 707-716, Stuttgart
26. NEUGEBAUER J. 1970
Alt-paläozoische Schichtfolge, Deckenbau und Metamorphose-Ablauf im südwestlichen Saualpenkristallin (Ostalpen). - Geotekt. Forsch. H. 35, Ostalpen-Tektonik II, 23-96, Stuttgart
27. OXBURGH E. R. et al. 1966
Potassium-Argon Age Studies across the Southeast Margin of the Tauern Window, the Eastern Alps. - Verh. GBA Wien, 17-33
28. PAHR A. 1973
Ein Beitrag zur Geologie der nordöstlichen Sporns der Zentralalpen. - Verh. GBA Wien, 274-283
29. PAHR A. 1973
Aufnahmebericht 1972, Blatt Oberwarth (137) und Rechnitz (138). - Verh. GBA S. A 37/38
30. PILGER A. 1975
Die zeitlich-tektonische Entwicklung des Saualpenkristallins. - "Geol. Saualpe", Claust. Geol. Abh. Sdbd 1, 143-154, Clausthal
31. PILGER A., WEISSENBACH N. 1965
Tektonische Probleme bei der Gliederung des Altkristallins der östlichen Zentralalpen. - Verh. GBA Wien Sdh. G, 191-198
32. PLÖCHINGER, B., PREY S. 1974
Der Wienerwald. - Sammlung geol. Führer, 59., 141 p., Berlin
33. PREY S. 1957
Ergebnisse der bisherigen Forschungen über das Molasse-Fenster von Rogatsboden (N.Ö.). - Jb. GBA Wien 100, 299-358
34. PREY S. 1963.
Notizen zum Problem des Zentralalpinen Mesozoikums. - Vh. d. GBA Wien, 61-68

35. RUTTNER A. 1963
Das Fenster von Urmannsau und seine tektonische Stellung. - Verh.GBA Wien.
36. PRIEWALDER H., SCHUMACHER R.
Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark, Österreich) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoa. - Verh.GBA Wien
37. RONNER F. 1974
Die Nutzung geothermaler Energie. - Steir.Beitr.z.Hydrogeol. **26**, Graz, 81-135, Verh.GBA Wien, 145-199
38. SASSI F., ZANFERRARI A., ZIRPOLI G. 1974
Some Considerations on the South Alpine Basement of the Eastern Alps. - N.Jb.Geol.Pal., Mh., 609-624, Stuttgart
39. SCHÖNLAUB H.P. 1974
Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. - Jb.GBA Wien 116, 35-49
40. TOLLMANN A. 1959
Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentral-alpinen Mesozoikums. - Mitt.Ges.Geol.Bergb.stud.Wien, 10, 3-62
41. VENDEL M. 1973
Skizze des geologischen Aufbaues der Stadt Sopron und ihrer Umgebung (W-Ungarn.) Ausg.Ung.Geol.Anstalt, 28 p., Budapest
42. WEIN Gy. 1973
Zur Kenntnis der tektonischen Strukturen im Untergrund des Neogens von Ungarn. - Jb.GBA Wien, 116, 85-101
43. WESSELY G. 1967
Neue Erkenntnisse über Molasse. Flysch und Kalkalpen auf Grund der Ergebnisse der Bohrung Urmannsau I. - Erdöl-Erdgas Z., 83, 342-353, Wien-Hamburg
(Németből ford.: Dudich E.)

Über Bau und Entwicklung der Ostalpen mit Ausblick auf West-Ungarn

von

P. BECK-MANNAGETTA

(Geologische Bundesanstalt Wien)

Zusammenfassung

Der Stoff des Themas könnte ein dickes Buch füllen. Daher sollen in diesem Zusammenhang nur die neuesten Ergebnisse und auszugsweise einzelne Probleme berührt werden.

Die neuesten Untersuchungsergebnisse weisen auf eine wesentliche Erstreckung der Molasse unter den Flysch mit Helvetikum und im Osten noch unter die Nördlichen Kalkalpen hin. Die tektonische Abkunft des Flysches aus der penninischen Zone der Westalpen und Hohen Tauern weicht einer näher gelegenen Herkunft am Nordrande der Kalkalpen im Raume von Wien ostwärts.

An der Grenze nach Ungarn erscheint die Rechnitzer Schieferinsel mit penninischen Bündner Schiefen, die von der unterostalpinen Grobgneisserie überlagert wird.

Das Wechselsefenster ist mit unterostalpinen Semmering-mesozoikum verbunden und eine Fortsetzung in die Veporiden ist denkbar.

Vor dem oberostalpinen Deckenstapel wird ein tieferes mittelostalpinen Stockwerk abgetrennt, das eine zentralalpine Trias trägt.

Das variszisch geprägte Altkristallin der Sau- und Koralpe wird als normale Basis der oberostalpinen Grauwackendecken aufgefasst. Der variszische Deckenbau der südlichen Grauwackenzonen wurde teils tektonisch-metamorph überprägt und noch in der variszischen Ära mit dem anscheinend kaledonischen Gleinalmkristallin verschmolzen. Jüngere alpidische Aufquetschungen liessen fensterartige Aufbrüche im Kor- und Saualpenkristallin erscheinen (Wolfsberg, Kliening etc.) Durch Fossilfunde ist der variszische (vor-Unterkarbon) Decken-bis Schuppenbau in der südlichen Saualpe und damit auch in dem östlichen Gurktal (Glantaler Schuppenzone) erwiesen.

Die vereinzelt radiometrischen Altersbestimmungen lassen noch keine endgültige Aussage der gewonnenen Daten zu.

Die Ausgangslage der Lineation des Plattengneisses der Koralpe weist in die im Norden der Alpen gelegenen Moldanubisch-Morawischen Störungszone und der Deformationszustand ähnelt dem des Bitteschen Gneises. Die Torsionen dieser Lineation als Umstellungen sind der Ausdruck des Auseinanderweihens der Alpen in die Karpaten und Dinariden. Dem tektonischen Element des Deckenbaues der Alpen und Karpaten steht die magmatische Mobilisation im Inneren der Faltenbögen gegenüber.

Anschrift des Verfassers:

Dr. Peter Beck-Mannagetta
Chefgeologe der Geologischen Bundesanstalt
WIEN I., Riemergasse I, Österreich

A Keleti Alpok és Nyugatmagyarország nagyszerkezeti vázlata

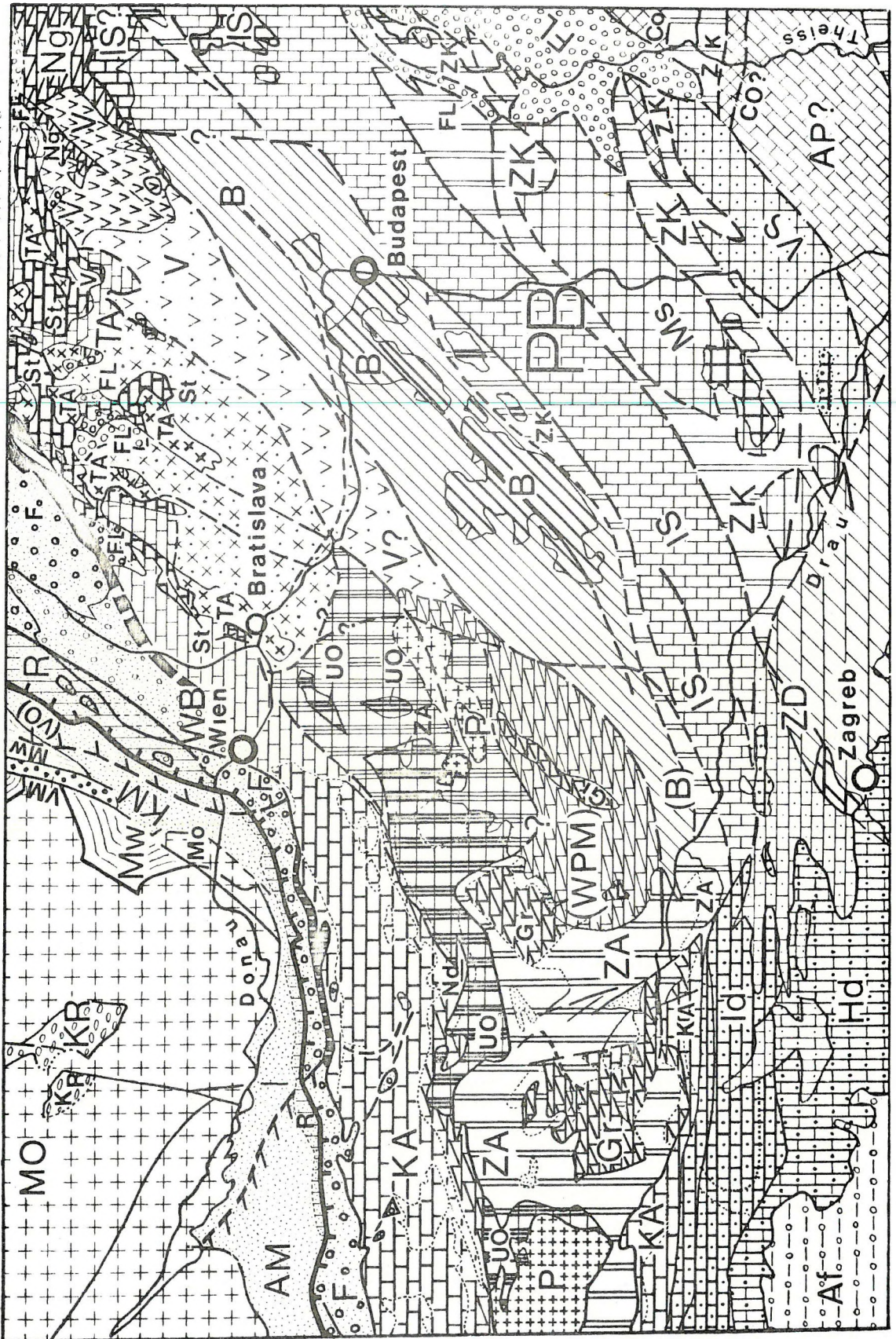
(Tektonische Skizze der Ostalpen und Westungarn. Von P. Beck-Mannagetta und W. Medwenitsch aus der tektonischen Skizze des Donauländeratlases. Zu Verfügung gestellt von Ost- und Südostinstitut, Wien, Geologische Karte der Donauländer, im Druck.)

Jelmagyarázat

Mo	Moldanubikum	B	Balaton-egység
Mw	Moravikum	IS	Délalpi-bükki egység
VM	varisztikus molassz	Hd	Magaskarszti takaró
KR	cseh (folyóvízi) kréta	Id	Délalpok-Dinaridák
AM	alpin molassz	ZD	Dinaridák
KM	kárpáti molassz	AF	Adriai flis
R	szubalpin molassz	ZK	Középalpi (keletalpi-ZA közép-kárpáti krisztallinikum
H	Helvétikum	MS	Mecsekhegység
F	flis	VS	Villányi-hegység
PK	Pienini Szirt-öv	AP	Apusenidák
KA	Mészkőalpi takaró	CO	Kodru-takaró
St	Strachov-takaró	WB	Bécsi medence
GR	Grauwacke-öv, gráci paleozoikum	WPM	Nyugatpannoniai tömeg
Ng	Észak-Gömöridák	PB	Pannon medence
Nd	Nóri-takaró		a neogén határa
TA	Tátridák		a germán (GE) és az előtéri
UO	Alsókeletalpi egység		(VO) mezozoikum határa
Fl	Podhalei flis		takaróhatárok és az egységek
V	Veporidák		szerkezeti vonalai
P	Penninikum		rész-takaró-határok
			flis-molassz-rátolódás
		*	harmadidőszaki képződményekkel fedve

	Mo Moldanubikum		B Balaton Einheit
	Mw Morawikum		IS Südalpen - Bükk Einheit
	VM Variszische Molasse		Hd Hochkarstdecke
	KR Böhmisches Kreidefluviatil		Id Südalpen - Dinariden
	AM Alpine Molasse		ZD Dinariden
	KM Karpatische Molasse		AF Adriatischer Flysch
	R Subalpine Molasse		ZK Zentralalpines (Ostalpines)-ZA Zentralkarpatisches Kristallin
	H Helvetikum		MS Mecsek Gebirge
	F Flysch		VS Viteny Gebirge
	PK Pieninische Klippenzone		AP Apuseniden
	KA Kalkalpendecken		CO Codru Decken
	St Strachow Decke		WB Wiener Becken
	GR Grauwackenzone, Grazer Paläozoikum		WPM Westpannonische Masse
	Ng Nordgemeriden		PB Pannonisches Becken
	Nd Norische Decke		Grenze des Jungtertiärs
	TA Tatrigen		Grenze des Germanischen (GE) und Vorland-Mesozoikums (VO)
	UO Unterostalpin		Deckengrenzen und Störungen der Einheiten
	FL Podhale Flysch		Teildeckengrenzen
	V Veporiden		Flysch-Molasseüberschiebung
	P Penninikum		

* unter Tertiärbedeckung



A DUNÁNTULI KARSZTBAUXITTELEPEK GENETIKAI KÉRDÉSEI*

Dr. Szabó Elemér

(Bauxitkutató Vállalat, Balatonalmádi)

Mots clés - BRGM-CNRS tárgyszavak: Bauxite, Genèse, Latérite, Transport, Paléokarst, Paléoclimat, Crétacé; Hongrie-Transdanubie-centrale.

Az utóbbi három évtizedben a Föld megkutatott és potenciális bauxitkészlete 6-ről 20 milliárd tonnára nőtt. A legújabb becslések szerint (BÁRDOSSY Gy. 1975) a jelenlegi világkészlet már 30 milliárd tonna.

Az Ausztrália, Indonézia, Afrika és Délamerika trópusi lateritterületein tett nagy felfedezések mind az ún. "lateritbauxitok" készleteit gyarapították. Az 1960-as évek végén az ismert bauxitvagyon mintegy 65 %-a lateritbauxit, 31 %-a karsztbauxit, 4 %-a pedig ún. "tyihvin" típusu. Az arány várhatóan méginkább a lateritbauxitok javára fog eltolódni, mivel sok trópusi lateritterületet még egyáltalán nem, vagy alig kutattak meg.

Bár Magyarország a mediterrán karsztbauxit-tartományba tartozik és tudásunk szerint nincsenek típusos lateritbauxitjaink, mégsem maradhatunk meg bauxitgenetikai vizsgálódásainkkal kizárólag csak a karsztbauxitoknál. A jövő évek nemzetközi tudományos összefogásai nagyobb lehetőséget kínálnak a magyar geológusoknak is a mai trópusi lateritterületek bauxitjainak megismerésére és kutatására, mint eddig.

A téma rendkívül széles és bonyolult problematikája miatt csupán arra vállalkoztam, hogy sokirányú ipari és tudományos kutatási eredmények felhasználásával, részben nyugatafrikai (ghanai) lateritbauxitosodási tapasztalataim tükrében felvázoljak egy bauxitgenetikai képet. A részletkérdések megoldását még a jövő kutatási eredményeitől várjuk.

* Előadta a Magyarhoni Földtani Társulat Általános Földtani Szakosztályának 1976. február 23-i szakülésén.

VADÁSZ E. 1951-ben megjelent "Bauxitföldtan" c. kimagasló könyve óta a magyarországi bauxitok genetikájára vonatkozó részvizsgálatok egyre több adattal azt támasztják alá, hogy bauxitjaink a karsztosodott karbonátos kőzeten való településük ellenére is inkább laterites eredetűek. Többféle magmás, részben vulkáni-törmelékes (tufás) és metamorf anyag**kőzet** laterites mállása, és csak kisebb vagy jelentéktelen mértékben karbonátos kőzetek (mészmárgák, dolomitok és mészkövek) "terra rosszás" mállási maradéka együttesen szolgáltathatták a bauxitosodás alapanyagát. Ez vízi uton szállítódott a karbonátos kőzetfelszín mélyedéseibe, jelenlegi településhelyzetébe. Ezt a nézetet vallja a legtöbb magyar bauxitgeológus (BÁRDOSSY Gy., BARNABÁS K., BALKAY B., VÖRÖS I., SZANTNER F., SZABÓ E.).

Más véleményen van KOMLÓSSY Gy. (1967.), aki a bauxit anyagkőzetének a fekvő karbonátos kőzeteket (dolomit, meszes dolomit, dolomitos mészkő, mészkő, mészmárga, márga) tekinti. Ezeknek a lugos oldási maradékaként, helyben, vagy csak igen rövid távu (néhány száz méteres) áthalmazódással létrejött vörösagyagszerű anyagból kovasavkilugzódással származtatja a bauxitot. Ez lényegében a "terra rossza" elmélet modern felelevenítése.

Ennek elfogadása esetén további magyarázatra szorulna, hogy miért nem képződött bauxit a Velencei tó - Balaton vonalától délre, Buzsák - Marcali sávjában a mélyben lévő karbonátos kőzeteken, s ezenkívül még számos helyen a Földön, a bauxitképződésnek egyébként megfelelő éghajlati és morfológiai feltételek mellett.

Az utóbbi években Magyarországon több helyen (Nagygyeháza, Mány, Halimba - II. délnyugati része, Halimba - III, Nagytárkány, Csabpuszta, legújabbán Iharkut) a bauxitösszlet különböző részeiből dolomittörmelék, vagy mészkőtörmelék beágyazásokat mutattak ki. Ezek karbonátos anyaga néhol még csak reszorbeálódást vagy felületi mállást sem mutat, pedig a törmelékananyag szingenetikusan került a bauxitösszletbe és évmillióig bauxitkörnyezetben volt.

Ezek a tények véleményem szerint kizárják azt a lehetőséget, hogy bauxitjainkat, akár csak az alapanyag többségére nézve is, karbonátos kőzetek bármilyen, akár savas, akár lugos oldási maradékából származtassuk.

Ujabban SZABÓ I. és RAVASZ Cs. (1970) a balatonfelvidéki (Pécsely-Felsőörs), valamint a Kádárta-Sóly körüli felsőanizuszi-alsóladini trachit-vulkanizmus termékeiként értelmezett tufás agyagokat és márgákat, valamint ezek mállási anyagát vizsgálták. Arra a következtetésre jutottak, hogy ezek is szerepet játszhatnak a Bakony déli részén képződött bauxitok kiinduló anyagaként. Mikromineralógiai vizsgálataik eredményei alapján ez valószínűsíthető is. Azonban a nagymennyiségű, több tízmillió (a gyenge minőségű bauxitos agyagokkal együtt több százmillió) tonnás nagyságrendű bauxitkészleteink keletkezését ez önmagában aligha magyarázza meg. Ehhez sokkal nagyobb tömegű alapanyagtermelődést kell feltételeznünk a környezetben.

Bauxitjainkból egyre több, mélyégi magmás, kiömlési és epimetamorf kőzetben (pl. gránit, granodiorit, gneisz, diabáz, szericitfillit, kvarcfillit, agyagpala) tömegesen előforduló és gyakori ásványszemcse, vagy annak töredéke került elő, melyek a bauxit-alapanyag magmás vagy metamorf anyakőzetből való származására utalnak.

KISS J. és VÖRÖS I., valamint BÁRDOSSY Gy. mikromineralógiai vizsgálatai szerint bauxitjainkból eddig kimutatható volt allotigén ásványként muszkovit, szericit, biotit, gránát, (spessartin), turmalin, diopszid, disztén, cirkon, rutil, berill, zoizit, epidot, aktinolit és klorit. Ilmenit, hematit, magnetit **már** gyakori autigén ásványként is a bauxitban, bár lehetnek allotigének is. ANTAL S. legújabb vizsgálatai (1974) az iszkaszentgyörgyi bauxitból sztaurolit, spinell, glaukonit és plagioklász jelenlétét is kimutatták.

Elevenítsük fel röviden a magyarországi bauxit genetikai elméleteinek fejlődését.

GYÖRGY A. (1923) a halimbai bauxitot eolikus eredetű, hullóporos képződménynek tartotta.

TELEGDI-ROTH K. (1927) hasonlóképpen származtatta a gánti bauxitot a Velenicei-hegység gránitjának laterites maradékából.

PÁVAI-VAJNA F. (1948) a bauxitot hévforrás-tevékenység termékének tartotta.

BOLDIZSÁR T. (1948) szerint a bauxit beltavakban, lagunákban kolloid oldatokból csapódott ki.

GEDEON T. (1952) tisztán kémiai alapú elmélete a bauxitot sekélytengerbe hullott vulkáni tufa kémiaiilag mélyrehatóan átalakult termékének tartotta.

DE WEISSE J.G., aki az 1930-as években Szőcön az AIAG kutatásait irányította, a magyarországi bauxitokat a mediterrán övezet többi bauxitjával együtt karbonátos kőzetek mállási maradékának tekintette (1948). Ő a TUČAN-KIŠPATIC' által kidolgozott terra rossa elmélet legnagyobb mai képviselője.

VADÁSZ E. több ízben (1946, 1951, 1957) is cáfolta a "terra rossa" elméletet. Érve, hogy a fekü dolomit és a dachsteini mészkő mállási maradéka igen kevés és ezért többszáz méteres összlet elmállására lenne szükség ahhoz, hogy a magyarországi bauxittelepek létrejöhessenek. A laterites bauxitszármaztatást vallva, kidolgozta az 1950-es évek bauxitképződési felfogását. Legfontosabb felismerése volt, hogy a karsztos térszín töbreiben az agyagjellegű elsődleges üledék ott helyben bauxitosodott.

SZÁDECZKY-KARDOSS E. (1955) világította meg elsőnek a bauxitosodás geokémiai mechanizmusát. Ennek lényege az oxigénszám növekedése, a vízfelvétel és ionosabb kötéstípus kialakulása. Az ehhez szükséges lúgos kémhatást a mészkő-dolomit környezet, az oxidatív jelleget pedig az áteresztő karbonátos fekü által elősegített hosszantartó felszinközeli kimosás biztosította.

BARNABÁS K. szerint (1955, 1966) a bauxit alapanyagát a környezet akkori felszíni kőzeteinek (pala, piroklasztit, magmás és metamorf kőzeteinek egyaránt) laterites mállástermékei szolgáltatták, közöttük karbonátos kőzeteké is. A bauxit jelenlegi helyén agyagként ülepedett le és abból alakult bauxittá.

BÁRDOSSY Gy. már 1961-ben kifejezetten a laterites származtatás döntő voltát vallotta, és a Balatonfelvidéket jelölte meg az alapanyagszármaztatás irányaként. Véleménye szerint a jura végétől kezdve a trópusi klimán valamennyi, a felszínen lévő kőzet lateritesen mállott. Mállástermékeik a helyi domborzati viszonyoktól és a kőzetösszetételtől függően eltérő arányban járultak hozzá a bauxit anyagához.

SZANTNER F. - SZABÓ E. (1962) a karsztos térszinen kialakult eróziós és pre-formáló-tektonikus árkok bauxitosodást meghatározó közvetett és közvetlen szerepét mutatták ki a bauxitkutatási adatok alapján.

FÜLÖP J. (1964) a Dunántuli Középhegység bauxitjainak laterites mállás révén történt származtatását részben a Balaton, részben a Kisalföld felől, az itt felszinen volt paleozóos képződmények anyagából vezeti le.

BALKAY B. (1966) véleménye szerint bauxitjaink főképpen laterites málladékanyag-nak tekinthetők, elsősorban metamorf, magmás és kisebbrészt agyagos-márgás, meszes kőzetekből. Közrejátszhatott a vulkáni tufák mállási anyaga is.

NEMECZ E. és VARJU Gy. (1967) a pilisvörösvári tűzálló agyag képződéséről irt munkájukban új bauxitgenetikai modellt vázoltak fel, a karsztos térszinen került sziallitos lateritmálladékanyag elgátolásos módon történt szemnagysági frakcionálásával, leülepedésével és helybeni bauxitosodásával.

KOMLÓSSY Gy. (1967) álláspontját fentebb már ismertettük.

VENDEL M. (1971) munkatársaiival igen alapos kritikai elemzés tárgyává téve az összes korábbi bauxitgenetikai elgondolást, bauxitjaink alapanyagául elsősorban a karbonátos kőzetösszletek, illetve az ezekben foglalt agyagos-márgás kőzetek vegyi mállásos maradékanyagát tekinti, némi laterites eredésű málladékanyag hozzákeveredésével. Méltányolja KOMLÓSSY Gy. genetikai érveit.

Bauxitjaink és agyagkőzeteink részletes agyagásványtani vizsgálatait NEMECZ E. (1974) foglalta össze kézikönyvében.

A felsoroltakon kívül még igen figyelemreméltóak DEÁK M., FÖLDVÁRI A., GÓCZÁN F., JASKÓ S., KISS J., NOSZKY J., SZENTES F., SZÉKYNÉ FUX V., VÖRÖS I. és több más kutató az utóbbi 15 évben végzett, a bauxitgenetika egyes részletkérdéseit érintő vizsgálatai.

Végeredményben megállapítható, hogy a végleteket jelentő "terra rosszás" és a "csak laterites" származtatás között egyre több bauxitgeológus a vegyes származtatást fogadja el.

Bauxitszármaztatási alapkérdéseink a következők:

- Milyen anyakőzet(ek) jöhet(nek) számításba?
- Hol kell ezeket keresnünk?
- Ha ezek bauxitközelben megtalálhatók, van-e bizonyíték arra, hogy a bauxitok valóban ezekből származtak?
- Milyen módon és formában jutott el a bauxit alapanyaga a mai bauxittelepek helyére?
- Hogyan és hol bauxitosodott?
- Mindez mikor, mennyi ideig és hányszor játszódott le?

Az e kérdések megválaszolására irányuló tudományos erőfeszítéseket az utóbbi évek bauxitkutatásai mellett az egyéb kutatófurások vizsgálatai, valamint a geofizikai alaphegység- és szerkezetkutatások is elősegítették.

Bauxitelőfordulások hazánkban a délbaranyai Nagyharsány kivételével a Dunántuli Középhegység területén, Sümegtől Pilisszántóig elszórtan, de zonálisan, nyomokban pedig a Duna-balparti rögökben (Nézsza, Nagyszál) ismereteseek. Indikáció ismert a Gömöri karsztról, Aggtelek környékén.

A Balaton-Velencei tó tengelyétől délre (Nagyharsány kivételével) bauxit sem a felszínen, sem a mélyben nem ismeretes. Ezt az éles lehatárolódást ősföldrajzi, üledékképződési, rétegtani és kőzettani tényezőkkel magyarázták. A magyar "Köztes tömeg", a LÓCZY L. által "Tisia" néven már az 1910-es években említett internid ős-szárazulat, majd ennek későbbi orogénnel differenciálódott prealpi-prekárpáti részei, amint ezt az újabb kutatások kiderítették (SZALAI T., KÖRÖSSY L., DANK V., JANTSKY B., WEIN GY., SZEPESHÁZY K., VIRÁGH K., BENDEFFY L., MOLDVAY L., BALOGH K. és mások) más megvilágításba helyezik **több** fontos ásványi nyersanyagunk genetikai megítélését, így a bauxitét is.

Bauxitgenetikai célu földtörténeti vázlatunkat a triász közepével kezdjük. Ekkor a Balatonfelvidéken Pécsely-Vászoly és Felsőörs-Nemesvámos környékén, valamint ÉK felé Kádárta-Sóly-Öskü környékén valószínűsített központokkal kálitrachit és

riolitvulkanizmus nyomai mutathatók ki felsőanizuszi-alsóladini agyag, mészmárga, mészkő rétegekben. (SZABÓ I.-RAVASZ Cs.1970). Ez az ókimmériai mozgásokat megelőző iniciális magmatizmussal függhetett össze, melynek hatására a középső-triász sekélytengerben vulkáni szigetek vagy tengeralatti vulkánok tevékenységével számolhatunk. Az ekkor képződött tufás márgarétegek is lateritesedhettek az alsó-krétában.

Mai bauxitelfordulásaink alaphegységi területét a triászban teljesen, a jurában részben tenger borította, bár ez csak abból következtethető, hogy nagyobb mennyiségű jura tengerparti, vagy terrigén anyagfelhalmozódást a Dunántuli Középhegységben eddig nem ismerünk.

A jura végétől bauxitgenetikai szempontból mozgalmas időszak kezdődik. A Déli Alpoktól a Bükk-hegységig az előmélységből egy keskeny, valószínűleg nem összefüggő szárazulatonvonal kezdett kiemelkedni. Ennek felszínén a paleozoikum-ban létrejött epizódus metamorfitekot, (palákat, fillitet), gránitot, diabázt és a balatonfelvidéki perm képződményeket, továbbá az alsó-középső triász üledékes kőzeteket (homokkő, agyag, mészmárga, dolomit, mészkő) és alkáli intermedier vulkáni kőzeteket (trachit, kálitrachit) meg tufáikat találhatjuk. Ettől délre, a Balatonvonal és a Kaposvonal közötti sávban (az "Igal-Bükk-i tengervályuban") találunk tengeri kréta üledékeket, de a Pelsői hátság-Bükkidák sávjában nem.

Van olyan nézet is, amely szerint e szárazulatonvonal kréta időszaki kiemelkedett voltának feltételezése nem indokolt. Mégis az ezen kőzetek laterites mállásán alapuló bauxitszármaztatásnak lehet a legtöbb létjogosultsága. Ez a magyarázat csupán összefoglaló keret kíván lenni, azon vizsgálatokkal alátámasztott részeredmények befogadására, amelyek nem ütnek el bauxitjaink elsődleges, lényegileg plató-típusu, lateritogén poligenezisétől.

Az újabb vizsgálatok a világban egyre több un. karsztbauxitról derítik ki valamely közeli magmás vagy metamorf kőzetből való származást, a korábbi terra rosszás származtatással szemben. (Pl. a SzU több urali bauxittelepéről, Jugoszlávia egyes bauxitjairól, Jamaika és Románia (Retyezát és Drócsa) bauxitjairól, legújabban a Rennel sziget bauxitjáról stb. Különösebb vizsgálatok végzése nél-

kül is kézenfekvő az a gondolat, amit már TELEGDI RÓTH K. és VADÁSZ E.
a harmincas években is felvetett, hogy a Balaton-Velencei tó tengelyében huzódó
paleozóos, metamorf magmás és részben üledékes kőzeteket tekintsük bauxitjaink
anyakőzetének.

MAJOROS Gy. szerint a Balaton térségében ma már viszonylag pontosan kirajzolható a különböző paleozóos képződmények mai elterjedése, az 1960-70-es évek mélyfurásai alapján.

A bakonyi mezozóos miogeoszinklinális két oldalán a pliocénben lesüllyedt, de
részben még ma is a felszínen nyomozható egykori szárazulat-vonulatokban, fu-
rásokkal is igazoltan, mintegy 10-15 féle, lateritesedésre hajlamosabb kőzet je-
lenléte ismert, különösen a Balaton térségében a Badacsonytomaj-Révfülöp-Bala-
tonfüred-Balatonalmádi-Szabadbattyán-Nadap-Vál tengelyvonalban. Ezek: szericit-
és kvarcfilit, agyagpala, szericitpala, diabáz és diabáztufa, gránit, gránitporfir,
permi homokkő, aleuritós homokkő, kaolinites homokkő és vörösgyag, alsótri-
ász agyagos homokkő, meszes homokkő, palás agyag és agyagmárga, mészmárga.

Több kutatófurás (pl. Badacsony III., Balatonszepezd-7, Ságvár-2, Szabadbattyán-9, Magyaralmás-54) rétegsorai bizonyítják, hogy a szárazulatvonulat
egyes részei valószínűleg még a bauxittelepek kialakulása után is hosszú ideig
szigetekként a felszínen maradtak; rétegsorukban ugyanis jelentős üledékhézagok
mutathatók ki.

A Balaton-Velencei tó vonalában meglévő vonulatnak, valamint az északi, Kisal-
földi ellenszárnynak a felsőjura végétől az eocén közepéig, sőt egyes részeiben
még a pliocénig is fennmaradt szárazulati helyzete lehetővé tette a trópusi tön-
kösödés, platóképződés, lateritesedés-bauxitosodás és teljes lepusztulás esemény-
sorozatát.

Nem mond ellent ennek az sem, hogy a Balaton-vonaltól délre, Inke-Igal-Tamási-Ozora vonalában egy Dny-ÉK csapású, 2000 m-nél, de helyenként 3000 m-nél is mélyebben lévő, az oligocéntől máig is mélyülő depresszió huzódik, amelynek triász aljzata van. Ennek a létrejöttében az izosztatikus kéregegyensúlynak és

SZÁDECZKY-KARDOSS E. szerint a szubdukciónak is döntő szerepe volt és van. A Bakony mezozóos főtömegének a miogeoszinklinálisból való lassu epirogenetikus kiemelkedésével ellentétben ez a depresszió, valamint a Kisalföld helyén volt szárazulat van süllyedőben. (1.sz. ábra)

A jelenlegi szintváltozások azt bizonyítják, hogy a terület mozaikszerűen mozog fel és le, nem egységes emelkedéssel vagy süllyedéssel van dolgunk.

Az utóbbi tíz évben kutatófurásokban sikerült megtalálni a Balatonvonal folytatásában Iszkaszentgyörgytől DK-re, a Magyaralmás-54 furásban a perm homokkőösszletet, sőt Lovasberény közelében, a Vértes-hegység DK-i előterében, a Csákvár-31 furás alsó részén (368,9-437,0 m) paleozóos diabáz, alatta pedig a furás talpáig szilur fillit és agyagpalás fillit mutatkozott.

A mai Bakony-hegység területén lévő egykori mozozóos miogeoszinklinális (amely mindinkább kratoszinklinális jellegűvé vált) északi oldalán, a Kisalföld helyén a középső Alpi-Kárpáti előtérből leágazó, szintén paleozóos, metamorf kristályos palákat, agyagpalát, fillitet és perm homokkőösszletet tartalmazó szárazulat magasodott. (Ez is kedvező feltételeket biztosított a lateritesedéshez.) Igazolják ezt a Csót-1, Alsószalmavár-1, Bakonyszűcs-1, Bakonyszentlászló-6 (Bakonyszentiván) furások is.

A Dunántuli Középhegység északnyugati és északi oldalának jelentős bauxitelőfordulásai (Fenyőfő-Bakonyoszlop-Dudar) valamint a kisebbek is (Iharkut, Bakonybél, Bakonyjákó) ennek a szárazulatnak a laterites mállási anyagából származtathatók. Valószínűleg D-i és DK-i irányú vízi szállítódással kerültek a karbonátos, triász kora aljzat eróziós-karsztos és tektonikus mélyedéseibe. (2.sz. ábra)

A kréta elején, a valangini emeletben az ujkimmériai orogenezist és az epirogenetikus kiemelkedést követően már megkezdődhetett a lateritesedés első fázisa, a "kőtörmelékes-réteg" képződése (vaslateritek kialakulása) a két szárazulat kedvező morfológiájú területrészein.

A déli, Pelsői-hegyhátnak tönkösödése, platókomplexummá alakulása a jura-kréta határon, a kiemelkedés után közvetlenül megkezdődött és főképpen az alsókréta folyamán ment végbe. A platótönkösödés fejlődésmenete során az érett állapot a felsőkréta elejére tehető. Ekkor érte el maximumát a tetőrészeken kialakult platólateritek bauxitosodása. Ezt szemlélteti a ghanai platókomplexumok fejlődésmenetét alapul vevő 3. sz. ábra.

A platófejlődés túlérett állapota a kréta végére esik. A larámi orogén fázis mozgásai a szárazulatvonulatokat fokozatosan feldarabolták: Ény-Dk irányu, részben már előzőleg kezdetlegesen kialakult törések mentén - eroziós völgyek jöttek létre. Ehhez járult az egyes tönkrögök különböző mértékű süllyedése és letarolása is, amely az addig közel egységes paltószinteket lényegesen megváltoztatta. Az eocén közepére már csak a pelsői és kisalföldi szárazulat széttagolódott romjai jelezheték a korábbi kiterjedt laterites platók helyét.

A szubherciniai, ausztriai, majd larámi orogén fázisok közötti 5-10 millió éves, tektonikailag viszonylag nyugodtabb periódusokban a következő bauxitföldtani események történhettek.

1. A krétaeleji (valangini-hauterivi) platókomplexumokon (délen feltételezhetően legalább három) az egyre nedvesebbé váló trópusi éghajlaton folyamatosan több tíz, esetleg több száz km²-nyi laterittakarók képződtek. A platók felszínén lévő, már fentebb felsorolt kőzetek csaknem kivétel nélkül lateritesedtek, némelyik igen intenzíven. (Azok a főképpen alsó- és középsőtriász dolomitok és mészkövek, amelyek ezeken a platókon ekkor a felszínen lehettek, természetesen terra rosztás málladékot eredményeztek. Ezek mennyisége azonban a laterites málladékhoz képest nem számottevő.) Mindezek a kőzetek jelentős szerepet játszottak - összehasonlításként említendő - a Föld nagy laterit-bauxitelfordulásainak anyagközetei között (4. sz. ábra).

Mind a déli, mind az északi vonulat helyén a furási dokumentáció több helyen utal vörösgyagra, barnás vörös szineződések paleolateritre emlékeztető nyomaira, fillit, agyagpala, diabáz, kaolinites homokkő összleteken belül. Ezek részletes anyagvizsgálata még a jövő feladata. Legujabban LELKESNÉ FELVÁRI Gy. foglal-

kozott a Balaton-vonalnál lévő néhány, permnél idősebb paleozóos kőzet vizsgálatával. A Szabadbattyán-IX furásban vastag kaolinites agyag és kvarcit települt tektonikus breccsiával. Kaolinit, klorit, illit több mintából kimutatható volt. A vizsgálatok nem terjedtek ki lateritogén agyagásvány és esetleges allit-ásványok vonalára.

2. Egy nagyságrenddel kisebb (egy-tíz km²) bauxitfoltok, bauxittelepek alakulhattak ki a platókon az hauterivi emelet végére - a barrémi elejére. Recens és szubrecens analógiák alapján ehhez 1-2 millió év elegendő.

3. Az alsókrétában csapadékosabbá (1500-2000 mm-év) váló trópusi (24-25 C° évi középhőmérsékletű) éghajlat hatására a platófelszinek denudációja fokozatosan erősödött. Gyorsult a platókomplexumok morfológiai fejlődésmenete, érése. A Pelsői szárazulatvonalat kissé kibillent helyzetének megfelelően az akkari vízhalózati főképpen É-Ény-ra lefutó völgyeket eredményezett. A Kisalföldi szárazulat esetében ez az irány éppen ellenkező, tehát D-DK-i lehetett. Ezeken a völgyeken lineáris erózióval a lepusztuló laterit és részben bauxitanyag egyre nagyobb mennyiségben juthatott le az alacsonyabb térszínre az alsó- és középsőtriász karbonátos, részben márgás hegylábi eróziós térszínen keresztül a főleg felsőtriász dolomitból és mészkőből álló tengerparti helyzetű, 3-50 m szintkülönbségeket mutató karsztos területre, annak karsztos-eróziós és tektonikus mélyedéseibe.

Az anyagszállítás többszörös áthalmazódással történhetett, a lejtésviszonyoktól és a szállító vízfolyás kinetikus energiájától, az eredeti anyagfelhalmozódástól való távolságtól is függő szemnagysági frakcionálással. Legtávolabb pélites anyag jutott az egykori bauxittakarók anyagából. A legfinomabb lebegő kolloidális részek bejutva a krétaidőszaki tengerbe, annak üledékeiben finom eloszlásban vannak jelen. Ezek esetleg hozzájárulhattak bizonyos kréta képződmények sajátos barnás-vörös, barna, sárgás-barna szineződéséhez.

4. A karbonátos kőzetfelszíni új települési helyzetbe került laterit-bauxitmálladék vörösiszapszerű, pélites anyaga a mintegy 10-30 km-es szállítódás során utközben keveredett a mélyebb térszínokről származó laterites kőzetmálladékkal és a hegylábi karbonátos kőzetes terrarosszás málladékával, sőt helyenként, ahol

a vízszállítás időszakosan erőteljesebb lehetett, kisebb-nagyobb mennyiségű dolomit- és mészkőtörmelékkel is. A karbonátos kőzettörmelék alig koptatott volt több helyen (Nagyegyháza, Mány, Halimba II-III, Iharkút) arra utal, hogy a nagyobb mennyiségű dolomit- és mészkő törmelék inkább areális bemosódással, kis távolságról, semmint lineáris eróziós (patak) szállítással kerülhettek a bauxit-összletbe. Ezek a beágyazások helyenként később kemény breccsává cementálódtak és részben dedolomitostak. (VÉGH S.né, BÁRDOSSY Gy., TÓTHNÉ GECSE É., TÓTH Á.) A Bauxitkutató Vállalat először mutatta ki a nagyegyházi bauxitban és között található karbonátos törmelék eredetét és a dedolomitostást (TÓTH Á. és TÓTHNÉ GECSE É.)

5. A karsztos-eróziós és tektonikus mélyedésekben, a bauxit-alapanyagot befogó csapadékban a mélyedést tultöltő, egészen vagy csak részlegesen kitöltő lateritogén anyag újra (vagy esetleg tovább) bauxitosodhatott. Valószínűsíthető, hogy az új telephelyre nemcsak szállított anyag, hanem szállítással felhígult allit, ferrallit és ferszallit is került. A bauxittörmelék nagyobb mennyiségben inkább csak a felsőkrétában szállítódott, mivel addigra több, a bauxitosodásra kedvező periódus eredményeként a szállított allit aránya az utóbbi javára kedvezőbben alakult.

Jelenlegi afrikai tapasztalatok alapján szinte kizártnak vehető, hogy 5-10 km-nél nagyobb távolságra tisztán, keveredés és minőségromlás nélkül halmozódhasson át bauxitos anyag valamilyen mélyedésbe.

Véleményem szerint a krétában, különösen a barrémitől a felsőkréta kezdetéig (ez kb. 10 millió év) a mai Középhegység területén a kréta kratoszinklinális barrémi apti-albai tengersávjának (esetleg, az újabb vizsgálatok szerint, kettőnek) az É-i és D-i oldalán magasodó, FÜLÖP J. által már 1964-ben jelzett szárazulatokon, és ezek karbonátos aljzatu előterében párhuzamosan, egyidőben két-féle bauxitosodás történt.

a) Tipikus platótipusu lateritbauxitosodás a mintegy 500-600 m t.sz.f. magasságot elérő, vagy ennél magasabb, paleozóos képződményekből álló platókomplexumokon;

b) Karszttérszíni ("karszt-típusu") bauxitosodás, a tengerparti, vagy tengerpartközeli karbonátos kőzetekből (dolomit és mészkő) álló, 50-200 m tsz.f.m. karsztos területeken.

Az a) fajta bauxitosodás anyagának lepusztulása, a mélyebb térszínen való felhalmozódása nyújtott lehetőséget a b) fajta bauxitosodásra. E kettő időbeli átfedés sel történt, az első fokozatos elhalásával és a második erősödésével. A platóbauxitosodásnak a plató feldarabolódással kedvezőtlené vált morfológiai és részben mikroklimaviszonyok vetettek véget. A karszt-típusu bauxitosodást az epirogenetikus süllyedés során tengerelöntés alá került területrészek fejlődéstörténeti változásai korlátozták időben és térben. (Perei "alsó kréta bauxitgenetikai szint", halimbai "felsőkréta bauxitgenetikai szint", iszkaszentgyörgy-gánti un. "paleocén-alsóeocén bauxitgenetikai szint".)

Az eocén tenger előnyomulása és partvonalváltozásai utáni földtörténeti korok éghajlata már nem kedvezett a bauxitképződésnek, mivel a legmelegebb időszak átlaghőmérséklete is csak + 18 C⁰ körül volt. Így a pliocénvégi bazalttakarók (Kabhegy, Agártető) területén csak bazaltmálladék - nyirok -, vörösagyag konzisztenciájú és minőségű mállástermékei képződhettek. Ezek helyenként idősebb, valódi bauxitanyaggal keveredtek, vagy ilyenre települnek. Ilyen kevert, gyengeminőségű bauxitos vörösagyagok ismeretesek Öcs, Nagyvázsony, Kabhegy, Taliándörögd, Agártető és Diszel környékén. Ezek a néha tévesen bauxitnak, vagy bauxitszármazéknak vélt vörösszinű anyagok mikromineralógiai és röntgenvizsgálattal jól elkülöníthetők az igazi bauxittól (NEMECZ E.).

Az említett kétféle bauxitosodás menete között sok eltérés van.

Az egyik az, hogy míg a platótípusu lateritesedésnél és bauxitosodásnál a mállásvos anyagszaporulat az anyakőzet irányába, tehát lefelé, penetrációs módon történik (felülről ugyanis az anyag lepusztulóban van), addig a karszttípusu bauxitosodásnál anyagodaszállítással, alulról felfelé növekszik a szelvény. Ezt is érhetik ugyan felülről jövő, vagy oldalirányu eróziós, denudációs hatások, de ezek már többnyire a bauxittá válás utáni jelenségek.

A másik fontos különbség a fekükőzet felé való átmenet tekintetében **jelentkezik**. A karbonátos kőzeteken kifejlődött bauxittelek a fekével általában éles határral, diszkordánsan érintkeznek, míg a tipusos platólateritek és bauxitjaik a feké anyakőzetből való fokozatos átmenettel való kifejlődést mutatják.

Itt kell rámutatni a dunántúli karsztbauxittelek fekéfelszín-egyenetlenségeinek genetikai értelemben vett igen fontos szerepére. Gánti példa kapcsán SZABÓ PÁL Z. is felhívta már (1956) a figyelmet a bauxitfekű őskarszt-formáira és e formakincs morfológiájára. A hatvanas évek elején SZANTNER F.-cel együtt vizsgáltuk a bauxitfekű karsztos és tektonikus formáit, a szerkezeti elemek (vetők) szerepét, ezen közvetett és közvetlen hatását a bauxitalapanyag felhalmozódására, a bauxitosodásra, a lepusztulástól való megóvásra.

A bauxitfekű karsztos-eróziós és tektonikus formaelemeinek osztályozását az 5-9.sz.ábrán mutatom be.

A fekéig kitermelt külfejtéses bauxitbányáinkban (pl. Darvas-tó, Szóc Félix-II, Halimba Malomvölgy, iszakai külfejtések, Gánt) az itt közölt fekéformák közül sok típus megtalálható. Egy részük azonban csak mélyművelésből, vagy csupán szabad területen végzett bauxitkutatói értékelésekből ismert.

A karsztos-eróziós és tektonikus eredésű formákra való különválasztás csak genetikailag és elvileg indokolt, mivel a valóságban legtöbbször mindhárom kombinációjáról van szó.

A karsztos térszín ősfomakincsét hazánkban legjobban a bauxitösszlet konzerválta. Vizsgálata különösen sekélykutatásnál, 0-50 m-es, felszínközeli bauxittestek településhelyzetének elemzésénél fontos: ezen formák gyakran meghatározói a bauxit várható településének, vastagságának, sőt közvetve minőségének is.

A legújabb kutatások az Iharut környéki bauxitlencsék sajátos, erősen és mélyen erodált karsztos dolomittérszínre települését mutatták ki, helyenként 60 m-t is meghaladó bauxitvastagsággal, igen jó minőséggel, néhol dolomittörmelék közbetelepülésekkel.

6. Tés -Alsóperre -Olaszfa -Eplény -Lókut -Gyertyánkút, délnyugaton Bakonybél -Iharkút -Bakonyjákó környékén a karsztos térszín részben dachsteini mészkövön, részben dolomiton alakult ki, melynek mélyedéseiben felgyűlt sziallitos alapanyag helyben bauxitosodását az apti tengerelöntés bauxitfedő üledéksora zárta le. Ez vezetett a "perei bauxitszint" kialakulásához. Iharkút -Bakonybél környékén, ahol a középső- és felsőkréta képződmények hiányoznak és csak felsőeocén konglomerátum-foszlányok vannak meg, a bauxit valószínűleg fiatalabb a pere-i szintben képződött bauxitoknál, és a környező idősebb bauxitok egész rövidtávú áthalmozásával került mai helyére. A legújabb adatok az Iharkút-II.sz. bauxitlencsén az ajkai típusú felsőkréta kőszéncsikos agyagmárga közvetlen bauxitfedő jelenlétét mutatták ki kiseb-ben foltokban; az alatta lévő bauxitot így felsőkréta (felsőturon-alsószenon) korúnak vehetjük.

7. A "perei szintbe" tartozó bauxitok anyaga eddigi ismereteink alapján kevésbé differenciált, és mennyisége is jóval kisebb, mint a felsőkréta fedős - dolomit-fekvős bauxitoké.

Ez lényegében három okra vezethető vissza.

a) Az alsókrétában még nem volt olyan általános és mélyreható a lateritbauxit-képződés a platókon, mint a felsőkréta kezdetére, amikor - a turon végére - már több száz millió tonnányi laterit és bauxit alakulhatott ki és részben pusztulhatott le. Mintegy 200 km^2 platóterületen, 3 m-es átlagvastagság mellett mintegy 1,2 milliárd tonna lateritanyaggal, ezen belül (ha csak gyenge bauxitosodási arányt tételezünk is fel) legalább 320-350 millió tonna lateritbauxittal számolhatunk. Ha ennek a laterit- és bauxitanyagnak a fele a lepusztulás során felhigulva a tengerbe került is, a maradékanyag még mindig elegendő összes ismert, kitermelt és reménybeli bauxittelepeink származtatásához.

b) Az egykor jóval nagyobb elterjedésű és tömegű "perei szint" anyaga nagyrészt lepusztult; bauxitjának anyaga részben a későbbi bauxitok anyagához keveredett, részben a tengeri képződményekben finoman eloszlott. Az alsó- és felsőkréta bauxitok anyagának egy szelvényen belüli különválasztása nem lehetséges mindaddig, amíg bauxitelőfordulásaink finomrétegtani szintezése meg nem oldódik. Nagy a valószínűsége annak, hogy felsőkréta fedős bauxittelepeink (pl. Halimba, esetleg Iharkút)

kut, Bakonybél) alsó része a "perei szintnek" megfelelő bauxitot tartalmaz, s csak az összlet felsőbb része képviseli a "felsőkréta" bauxitszintet.

FÜLÖP J. vizsgálatai alapján a "perei szint" képződésének az apt-albai tengeri fedőrétegek szabtak határt. Ezzel párhuzamosan a peremi szárazulatokon, azok platótérszinein a lateritesedés és bauxitosodás folytatódhatott. Így a középsőkréta tengerelöntés csak területileg szűkíthette a karszttérszíni bauxitképződést és egyáltalán nem befolyásolta a plató-lateritbauxitosodást. Ez is hozzájárulhatott ahhoz, hogy a turon végén a szenon elején, illetve a dániai-paleocénben és az alsőeocén elején képződött a legtöbb és legnagyobb bauxittelepünk (Halimba, Szóc, majd Nagytárkány-Nyirád, Iszkaszentgyörgy, Gánt, Nagyegyháza, **az** északi oldalon Bakonyszentlászló-Fenyőfő, Bakonyoszlop-Dudar, Iharkut).

c) Dolomitfekűs bauxitjaink tulnyomó tömege a mészkőfekűs bauxitokhoz képest SZÉKYNÉ FUX V. és SZEPESI K. vizsgálatai alapján értelmezhető. A dolomit lugosabb kémhatást biztosított, mint a mészkő; a kovasavgél kioldódása és a kaktázos szerkezetű dolomit repedéseiben át való eltávozása jobban biztosítva volt, mint a mészkőfekű esetében.

8. Őséghajlattani vonatkozásban GÓCZÁN F. tanulmánya alapján Magyarországon a felsőtriásztól a középsőeocén kezdetéig hat olyan klimaperiódus volt, amely a bauxitképződéshez megfelelő éghajlatot biztosított. A legfontosabb az apt-albai emeletekre esett, a második legfontosabb pedig a felsőturon-alsőszenonra. A többi rövidebb alkalmas szakaszban is képződhetett bauxit, de ezek rövidsége miatt a kifejezetten akkor képződött bauxitok mennyisége nem lehetett számottevő (pl. Padragkuton a BKV furásaiban kimutatott vékony, gyenge minőségű bauxitok középsőkréta fedővel.) A kedvező szakaszok közötti időintervallumokban a már kialakult bauxitok minőségromlására feltehetően nem került sor, a bauxitosodás inkább stagnálhatott (kb. annyit romlott a minőség, amennyit javult). (10. sz. ábra.)

A bauxitosodás őséghajlati feltételeit illetően elég egységesek a nézetek. Kiegészítésképpen, a legkedvezőbb feltételek platólaterites területek (Elefántcsontpart, Ghana, Kolumbia, Hawaii) adatai alapján a következők:

Évi átlagos középhőmérséklet: +20 - 24 C°

Évi átlagos csapadékmennyiség: 1500 - 2500 mm

Átlagos relatív páratartalom: 80 - 100 %

A csapadék lehetőleg száraz és esős évszakra oszoljék, de a teljesen csapadékmentes, viszonylag száraz időszak ne legyen több 1-2 hónapnál (vagyis a lágylateriteknek ne legyen elég idejük a teljesen kemény lateritté alakuláshoz). Ha ugyanis ez megtörténik, akkor a vaskéregképződés a vaslateritesedés irányába billenti a folyamatot. Ezért történik bauxitosodás helyett vaslateritesedés olyan magas, de egyenlőtlen eloszlású csapadékkal jellemzett területeken is, mint Guinea egyes részei. Sokkal magasabb évi csapadékmennyiség (4000-5000 mm) esetén a lepusztulás nagyobb, mint a lateritképződés. (SCHELLMANN W. 1974. szerint viszont ez a sok csapadék fontos a kvasav-teltelítettség csökkentése szempontjából, ugyanis csak az 1 ppm kvasav-koncentráció alatti trópusi talajviz képes a kaolinit lebontására és SiO₂ tartalmának oldatbevitelére.)

A karsztos mélyedésekben összegyűlt alapanyag karszt-típusú bauxitosodásának éghajlati feltételei valószínűleg nem ennyire szigorúak, bár erre vonatkozó mai példák trópusi területeken nem ismeretesek. Ugyanis a recens bauxitosodást karbonátos kőzeten (zátonyfáciesű korallmészkö) mutató egyes példák, mint a csendesóceáni Rennel-sziget 1970-ban felfedezett "karszt-bauxitja", vagy Lifou-Uvea bauxitja a Wallis szigetcsoportban, (Ujkaledóniától északra), még nem teljesen megfejtett extrém genetikájú esetek, nem tekinthetők tipusosaknak. Ezért ezek mai éghajlatát sem tekinthetjük a karsztbauxitosodás tipikus éghajlati feltételének. A Karib-térség karsztbauxitjai (Jamaika, Bahama-szigetek és Cayman-szigetek) nem recens keletkezésűek, hanem már miocén korúak vagy legalábbis pleisztocének.

9. Ami a dunántúli bauxitképződés tengerszintfeletti magasságát illeti, a mondatból világos, hogy a kétféle bauxitosodás szintmagassága lényegesen eltérő kellett, hogy legyen. A kréta elején a két szárazulaton platósintje meghaladhatta az 500-600 m-t a tenger színe fölött; ez a mai trópusi analógia alapján a legkedvezőbb volt a nagy és közepes méretű laterit-bauxittakarók kialakulásához. Ezt igazolják a recens és szubrecens, valamint idős plató-laterit- és bauxit példái a Föld számos vidékéről.

A platókhöz a kratoszinklinális kétoldalán csatlakozó karbonátos térszinek mintegy 50-200 m t.sz.f. magasságúak lehettek. A karsztos formakincs amplitudója nem haladhatta meg az 50-60 m-t, általában pedig 3-10 m lehetett. Ezt igazolják a karsztos mélyedéseket kitöltő bauxittelepek vastagságadatai is. Gánton pl. a legintenzívebben karsztosodott Ujfeltárás külfejtésben a fekü dolomitig kitermelt bauxit 3-5 m vastag volt. Az ennél nagyobb relatív szintkülönbségek kialakulása már **részben** tektonikus okokra vezethető vissza. A tengerpart közvetlen közelében lévő, erőteljesebb karsztosodásnak kitett területrészekben, pl. Iharkuton vagy Cserszegtomajon előfordulnak viszont 40-60 m **mélységet** is elérő, meredekfalú karsztos **üstök**, töbrök. Ezek egyike-másika bauxittal, vagy kaolinos agyaggal van kitöltve.

A bauxitalapanyag felhalmozódását közvetlenül megelőző, ún. preformáló tektonika által létrehozott árokszerű mélyedések kitűnő bauxitcsapdák voltak. (SZANTNER F. -SZABÓ E. 1962). Jórészt ezeknek köszönhető sok jelentős bauxitelőfordulásunk (Fenyőfő, Gánt, Iszkaszentgyörgy, Nagytárkány, Nyirád, Bakonyoszlop) kialakulása és megmaradása.

Igen fontos, hogy míg a platótérszinek feldarabolódása és romosodása tektonizmussal függ össze (ÉNy-DK csapásu haránttörésekkel és az ezek mentén ható erózióval), addig a dolomitból és mészkőből álló térszinen az idős tektonika hatása a bauxitképződés tekintetében inkább pozitív, közvetett és közvetlen módon érvényesült. (Tektonikus árkok és intenzívebb karsztosodás).

Külön dolgot érdemlő témakör, hogy a tektonikus és karsztos formaelemek kombinációjaként létrejött mélyedéseknek és a karsztbauxitosodásnak milyen összefüggései vannak, az ilyen környezetben felhalmozódott szialitos anyag vízház-tartásformái milyenek, s ezzel kapcsolatban hogy mehet végbe a kovásvilágzás, a bauxitosodás.

Megkísértem alaktani rendszerbe csoportosítani a bauxitcsapdának alkalmas morfológiai alakulatokat, geneziséjük és pozitív-negatív alaktani bélyegeik alapján. (5-9.sz. ábra.)

A karbonátos térszínen végbement bauxitosodás magyarázatának igen sok tényező kell tekintetbe venni (agyagásványképződés és átalakulás, allitásványképződés, oldathőmérséklet és koncentráció, szemcsenagyság, kolloidkémiai, mikrobiológiai, paleoklimatológiai, ősnövénytani stb. faktorok). Ennek első szintézisére hazánkban elsőnek, hosszú évek munkája alapján, BÁRDOSSY Gy. vállalkozhatott.

A dunántuli bauxit korkérdése tekintetében a vélemények még ma is eltérők.

A Dunántuli Középhegységben a felsőtriász (főleg nóri, ritkábban felsőkarni) dolomit és rhaeti dachsteini mészkő korától kezdve egészen az alsó- és középső-eocén tarka és szürke agyagok képződéséig tétélezhető fel a **bauxit** keletkezésének körébe tartozó folyamatok érvényesülése, természetesen nem az egész időtartamot egyenletesen kitöltő módon. A fekü és fedő képződmények rétegtani vizsgálatai még az utóbbi években is csupán bizonyos mértékig tudják "rögzíteni" a bauxit rétegtani és esetleg - pl. Padragkut - keletkezési intervallumát. (KÁROLY Gy. és mtsai /1970/).

A bauxit finomrétegtani szintezésére esetleg felhasználható lesz a nannoplanktonvizsgálat, amelyet a bauxit vonatkozásában a Bauxitkutató Vállalatnál BROKÉS F. kezdeményezett (1970-ben), BÁLDINÉ BEKE M. (MÁFI)-nak a Coccolithoporidea vizsgálataira is támaszkodva. Az eddigi eredmények alapján egy részletesen vizsgált nyírádi bauxitszelvényen belül elkülöníthetőnek látszik az üledékképződési sorrendiség, a feltöltődés menete, és következtetések vonhatók le a szállítás módjára, a leülepedés közegére is.

A magyarországi bauxitelőfordulások korbeosztásának táblázatos összefoglalásáról és fejlődéstörténetének elemzését többek között SZANTNER F. és SZABÓ E. (1970) foglalták össze.

Hazánkban ezidő szerint három (esetleg négy) egymástól megkülönböztethető, transzgressziós - elegendő vízi, majd tengeri - rétegekkel mint fedővel biztosan lezáruló, helyi jelentőségű bauxitgenetikai szint ismeretes. Ezek tipusos képviselői BÁRDOSSY Gy. szerint a következő bauxitelőfordulások:

- 1.szint: Nagyharsány: fedő: barrémi-alsóapti tengeri mészkő
 fekvő: titon lombardiás mészkő
- 2.szint: Alsópere-Tés: fedő: felsőapti munieriás agyag és márga
 fekvő: felsőtriász dachsteini mészkő és dolomit
- 3.szint: Halimba: fedő: szenon édesvizi bauxitos dolomit, tarka márga
 és konglomerátum
 fekvő: felsőtriász dolomit és dachsteini mészkő
- 4.szint: Sümeg: fedő: alsólutéciai kavics, márga és agyag
 fekvő: szenon hippuriteszes mészkő

Lehetséges, hogy a 4. nem önálló genetikai szint, hanem a már korábbi (felső-turon-alsószenon) szintbe tartozó közeli bauxitok (Nagytárkány, Csabpuszta) áthalmazott anyaga. (BÁRDOSSY Gy. szerint ez önálló bauxitgenetikai szint).

Több jelentős bauxitelőfordulás (pl. Gánt, Iszkaszentgyörgy, Fenyőfő, Nyirád, Nagyegyháza) esetében, ahol a bauxit felsőtriász, kisebbrészben középsőtriász dolomitra települ és alsó-középsőeocén agyag, szenesagyag, mészkő a közvetlen fedője, a bauxitösszlet több genetikai szintet is képviselhet, különösen, ha nagyvastagságú. Nem bizonyított ugyanis, hogy ezek a bauxitösszletek teljes egészükben az előzőekben említett képződési intervallumok valamelyikén belül keletkeztek. E bauxitelfordulások többségénél a közvetlen fedőben nincsenek biztosan kimutatott kréta tengeri képződmények (kivétel: a Nagytárkánypuszta XVI. és a Tüskésmajor XII. lencse, ahol a bauxitra keskeny, tektonikus árokszerű mélyedésben felsőkréta (ugodi) hippuriteszes mészkő települ), amelyek behatárolták volna a bauxitképződést. Ezek a bauxitelőfordulások valószínűleg "nyitottak" voltak a felsőkréta folyamán a szárazföldi alapanyagszállítás, feltöltődés és lepusztulás számára. E bauxitlepeket a végkifejletet rögzítő eocén ingressziós képződmények konzerválták.

A lágylateritpélit üledékből kompakt bauxittá válás időtartamát illetően hawaii és kolumbiai lateritbauxitosodás analógiája alapján (ALLEN V.T., SHERMAN G.D. 1965. ROSAS H.G. 1973) 1-2 millió éves időtartam adódik. Ezt a karsztbauxitképződésre csak kérdőjelesen fogadhatjuk el.

A jugoszláviai Rovinj mellett ismert olyan jurakori bauxit, amelynek fekéje kimmeridgei, fedője pedig portlandi mészkő. Képződése és felhalmozódása tehát bele kellett, hogy férjen ebbe a szűken 1 millió éves üledékhézagba. Ennek a telenek a mennyisége azonban nem jelentős, és minősége is gyenge, vagy közepes.

Végezetül a bauxitgenetikával összefüggő gyakorlati, elsősorban kutatási témákat szeretnék megemlíteni.

1. Az említett két szárazulatvonulat platólaterit- és bauxittakarói létének elfogadása esetén, 300-500 m esést tételezve fel a felhalmozódás egykori karszttér-szinéhez, a bauxitjaink fő tömegét adó 0,06 mm alatti szemnagyságra való finomodáshoz a legvalószínűbb a 20-30 km távolságig történt folyóvízi szállítás, ezen belül szemnagysági osztályozódás a távolság, a lejtésviszonyok, a morfológia és a szállító közeg kinetikus energiája következtében. Eszerint uj megvilágításba kerülhetnek azok a bauxitnyomok, elsősorban durvább törmelékek, bauxitkavicsok is, amelyek az eredeti platólateritekhez közelebb találhatók (pl. Szentkirályszabadja-Vörösberény-Balatonalmádi, a várpalotai feltolódási öv 780 m mélységben települő 10 m vastag bauxitos agyagja), bár ezek (pl. a vörösberényi) nem is egyszerűen másodlagos helyzetűek, hanem talán többszörösen, irányban ellentétesen is áthalmozódtak. A vörösberényi ennek ellenére olyan néhány centiméteres nagyságu, főleg vasas pizolit aggregátumokat és jó minőségű bauxittörmelékeket tartalmaz (JASKÓ S. 1953), amelyek inkább viszonylag közeli, egykori jó minőségű telepből származtathatók. Nem lehetetlen, hogy a perm-triász határon tektonikus helyzetben (nem rétegtani szintben!) a litéri szerkezet környékén még maradtak durvátörmelékes bauxitroncsok, amelyek aránylag legjobban megőrizhették az egykori platólateritek anyagának jellegét.

2. A Vérteshegység magas-platóján felsőtriász dolomiton többhelyütt ismeretesek bauxittörmelékes vörösagyag és bauxitnyomok, roncsok (Körtvélyespuszta, Kőhányáspuszta, Várgesztes, Vérteskozma környéke), 400-480 m tengerszint feletti magasságban. Ez azt sejteti, hogy a legelső lateritbauxit-áthalmozás idején (DK-ről ÉNy felé) ezen a területen, amely akkor még üledékgyűjtő-perem volt, sokkal több bauxit lehetett, mint amennyit ma ismerünk, a lepusztulás előrehaladott állapotában. Mindenesetre ez uj megvilágításba helyezheti a Vértes dolomitplató-

in, a belső eróziós kismedencék tengelyében a bauxitkutatás lehetőségét. Itt a régi (az 1930-as években végzett), kézfurásos rendszertelen kutatások igen sok "vörösagyagot", részben bauxittörmelékes és bauxitos anyagot jeleztek. Ezeknek a belső kismedencéknek mai szemléletű, alapos kutatása még nem történt meg. A töbrökutatás irányában még némi bauxit-eredménnyel is járhatna, minthogy a bauxit főképpen töbrökben, tektonikusan preformált mélyrögökön, esetleg hasadékokban, üreg és hasadékbarlang kitöltésekben maradhatott meg.

3. Hasonló alapon érdeemes a bauxitkutatás gondolatával foglalkozni a Magas-Bakony kréta-tengerparti, felsőtriász karbonátos kőzetekből álló tömbjeivel is, amelyek mélyebb töbreiben maradhatott meg jelentősebb vastagságu bauxit (pl. I-harkut, Bakonybél környékén.) Iharkuton az egyik furás, a község egyik házának udvarán, 18,3-108,6 m között harántolt bauxitot, 6 m dolomittörmelék közbetelépüléssel. Ez jelenleg a hazai bauxitvastagsági rekord.

4. Fokozottabb figyelmet érdemel a Balaton-vonaltól a Balatonfelvidékig terjedő, ÉK-DNy-i csapású sáv rétegtani és szerkezetföldtani kutatása. Ennek célja az egykoru Pelsői szárazulat krétaidőszaki rekonstrukciójának további pontosítása, kutatófurások és geofizikai mérések eredményeinek felhasználásával. Nem lehetetlen, hogy ebben a sávban valahol, kivételesen védett helyzetben olyan paleolaterit (esetleg lateritbauxit) nyomra találunk, amely a felvetett bauxitgenetikai kérdések megoldásának kulcsát adná.

Hasonló figyelmet érdemel az északi szárny mélybesüllyedt kistáji szárazulat-vonulatának ilyen irányú kutatása.

5. A Bauxitkutató Vállalat geológusai SZANTNER F. főgeológus vezetésével a 70-es évek elején kidolgozták a reménybéli bauxitterületek és a távlati bauxitprognózis témakörét. Ez megadta további kutatás-fejlesztésünk földtani alapját. Ebben sokat segített bennünket az egyre jobban tökéletesedő modern bauxitgenetikai szemlélet.

HIVATKOZOTT IRODALOM REFERENCES CITED

1. AHMAD N., ROBERT J.L. 1969
Occurrence of aluminous lateritic soils (bauxites) in the Bahamas and Cayman Islands. - Econ.Geol.64/7, 804-809
2. ALLEN V.T., SHERMAN G.D. 1965
Genesis of Hawaiian bauxite. - Econ.Geol.60/1, 89-99
3. ANTAL S. 1974
Micromineralogical and textural features in relation to the genesis of bauxite of Iszkaszentgyörgy. - Acta miner.petr. Szeged., 21, 3-16, Szeged.
4. BALÁZS D. 1971
Relief types of tropical karst areas. - Symp.on karst morphogenesis, Hungary.
5. BALKAY B. 1965
A guineai Köztársaság földtanának alapvonalai. Földt.Kut. VIII/2, 73-77.
6. BALKAY B. 1966
A magyar bauxittelek megismerésének története és földtani sajátosságai. - Bány.Lapok 1966, 9., 599-603
7. BALKAY B., BÁRDOSSY Gy. 1967.
Lateritesedési részfolyamatvizsgálatok guineai lateriteken. - Földt.Közl. 97/1, 91-110.
8. BARNABÁS K. 1957
A halimbai és nyirádi bauxitterület földtani kutatása. - MÁFI Évk. 46/3, 409-431.
9. BARNABÁS K. 1961
A magyarországi kréta bauxitelőfordulások rétegtani helyzete. - MÁFI Évkönyv. 49/3, 807-814
10. BARNABÁS K. 1966
A bauxit. (Az "Ásványtelepeink földtana" c. kötetben, 143-178).
11. BÁLDINÉ BEKE M. 1974
A csabrendeki Tüskésmajor II. számú bauxitlencsében talált nannoplankton vizsgálata. - Földt.Közl.104/4, 446-457

12. BÁRDOSSY Gy. 1961 a
A magyar bauxit geokémiai vizsgálata. - MÁFI **alk.** kiadv. 231.old.
13. BÁRDOSSY Gy. 1961 b
A magyar bauxit összetételének és keletkezésének kérdései. - MÁFI Évk. 49/4, 815-823.
14. BÁRDOSSY Gy. 1962
The relation of the kaolinitic clay deposits of the Bakony Mountains to the deposits of bauxite. - Acta geol. Acad.Sci. hung., VI/3-4, 333-340
15. BÁRDOSSY Gy. 1971
Bauxite deposits of Hungary. - Proc. 2 nd Int.Symp. ICSOBA, Budapest, 6-10 oct. 1969, vol.II., 9-20, Budapest
14. BÁRDOSSY Gy. 1973
Bauxitképződés és lemeztektonika. - MTA X.Oszt.Közl. 6/1-4, 227-240
15. BENDEFY L. 1965
A Magyar-medence mélyszerkezetének balkáni, dinári és keletalpi vonatkozásai. - Földr.Ért. 14/4, 387-420.
16. BOLDIZSÁR T. 1948
Bauxit és más ásványgélek keletkezése kolloid diszperz rendszerekből. - Bány.Koh.Lapok, 81/8, 231-237.
17. BROKÉS F. 1976.
A **Nagytárkány**-Tüskésmajor II.sz. bauxitlencse mikropaleontológiai problematikumainak üledéköltani vizsgálata. -MÁFI Évi Jel. 1974-ről. -
18. BUSHINSKY G.J. 1964
Types of karst bauxite deposits and their genesis. - Sym.ICSOBA I., 93-105, Zagreb
19. DUDICH E., KOMLÓSSY Gy. 1969
Ősföldrajzi-szerkezeti szempontok a magyar bauxit korkérdéséhez. - Földt.Közl. 99/2, 155-165.
20. FISCHER E.C. 1955
Annotated bibliography os the bauxite deposits of the world. US-Geol. Surv.Bull. 99, 221 p. Washington

21. FÜLÖP J. 1964
A Bakony-hegység alsókréta (berriázi-apti) képződményei. - Geol.Hung. ser.geol. 13.
22. GEDEON T. 1952
The possibility of bauxite formation. - Acta geol. Ac.Sci.hung.I, 65-77
23. GÓCZÁN F. 1964
Stratigraphic palynology of the Hungarian Upper Cretaceous. - Acta geol. hung. III, 1-4,
24. GÓCZÁN F. 1973
Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. - Ősl. Viták (Discuss.palaeont.), 21, 51-63
25. GRUBB P.L.C. 1963
Critical factors in the genesis, extent and grade of some residual bauxite deposits. - Econ. geol. 58, 1267-1277
26. GRUBB, P.L.C. 1973
High-level and low-level bauxitization. A criterion for classification. - Minerals science and engineering 5/3, 219-231
27. GRUBIC A. 1970
Les bauxites de Yougoslavie. - Ann.Inst.geol.publ.hung. 54/3, 195-207
28. GYÖRGY A. 1923
Az aluminiumról és érceiről. - Bány.koh.lapok XVI, 71, 2-6 f. (9-12, 17-18, 29-31, 45-47.)
29. HOSE H.R. 1961
The origin of bauxites in British Guiana and Jamaica. - 5th Inter.Guiana Geol.Conf., 1959, Geol.Survey, Georgetown, 185-198.
30. JASKÓ S. 1957
Bauxitteleproncok Veszprém és Nagyvázsony környékén. - MÁFI Évk. 46/3, 405-523
31. Karbonátos kőzetekhez kötött bauxittelepek prognózisa. 1.1, 1.2, 1.4, fej. - Gépírat. BKV Adattára. 1970
(KGST FÁB B. 1/6 téma; a Bauxitkutató V. összeállításában.)

32. KÁROLY Gy., ORAVECZ J., KOPEK G., DUDICH E. 1970
Stratigraphic horizons of the footwall and hangingwall formations of bauxite deposits in Hungary. - Ann.Inst.geol.publ.hung. 54/3, 95-108.
33. KISS J. 1952
La constitution minéralogique de la bauxite de Nézsa. - Acta geol.Ac. Sci.hung. I, 113-132.
34. KOMLÓSSY Gy. 1967
Contributions à la connaissance de la genèse des bauxites hongroises. - Acta geol.Acad.Sci.hung. XI, 477-489.
35. NEMECZ E. 1973.
Agyagásványok. Bp. Akadémiai Kiadó.
36. NEMECZ E., VARJU Gy. 1967
Relationships between "flintclay" and bauxite formation in the Pilis Mountains. - Acta geol.Acad.Sci.hung., XI, 453-473.
37. PATTERSON S.H. 1967
Bauxite reserves and potential aluminium resources of the world. - US Geol.Survey Bull.1228., Washington
38. PÁVAI VAJNA F. 1948
A bauxit keletkezéséről. - Bány.Koh.Lapok 81/7, 194-195
39. PICKERING R.J. 1962.
Some leaching experiments on three quartzfree silicate rocks and their contribution to an understanding of laterization. - Econ Geol. 57/8, 1185-1206
40. ROSAS H.G. 1973
Bauxite in the Morales-Cajibío area, Cauca, Colombia. ICSOBA 3rd Congress, Nice. 237-244
41. SEGALEN P. 1973
L'Aluminium dans les sols. - Orstom.Doc.techn., Paris
42. SCHELLMANN W. 1974
Kriterien für die Bildung, Prospektion und Bewertung lateritischer Silikatbauxite. - Geol.Jahrbuch, Reihe D, 7,3 - 17, Hannover

43. SZABÓ E. 1962
Lagerungsverhältnisse und Genese des ungarischen Bauxits. - Zeitschrift f. angew.Geologie, 8/4, 175-183
44. SZABÓ E. 1967, 1968, 1969
Progress Reports. - Ghana Geol.Surves Dept, Accra. (Typscript.)
45. SZABÓ E. 1971
Bauxite-geological observations in Ghana. - ALUTERV Technical Papers, 1-54. Budapest.
46. SZABÓ I. - RAVASZ Cs. 1970.
Investigation of the Middle Triassic volcanics of the Transdanubian Central Mountains, Hungary. - Ann.hist.nat.Mus.nat.hung., Min.pal., 62, 31-51, Budapest
47. SZABÓ P.Z. 1956
Magyarországi karsztformák klimatörténeti vonatkozásai. - Földr.Közl. 80/2. 183-190
48. SZANTNER F., SZABÓ E. 1962
Új tektonikai megfigyelések az utóbbi évek bauxitkutatásai alapján. - Földt. Közl. 92/4, 416-451
49. SZANTNER F., SZABÓ E. 1970
The structural-geological conditions and history of development of Hungarian bauxite deposits. - Ann. Inst.geol.publ.hung. 54/3, 109-129, Budapest
50. SZÁDECZKY-KARDOSS E. 1955
Geokémia. - Akadémiai Kiadó, Budapest
51. SZÉKYNÉ FUX V. - SZEPESI K. 1959
Az alföldi lösz szerepe a szikes talajképződésben. - Földt.Közl. 89/1, 53-64
52. TELEGDI ROTH K. 1927
A dunántuli bauxitlepek elterjedése és kutatása. - Bány.Koh.Lapok LX/17, 347-351
53. TÓTHNÉ GECSE É., TÓTH Á. 1975.
Dedolomitósodott kőzetek a nagygyházi bauxitelőfordulás fekvőjében. (MhFt KD T SzO és Á-G SzO előadótulése 1975.jan.10.).

54. VADÁSZ E. 1946
A magyar bauxitelőfordulások földtani alkata. - MÁFI Évk. 36/2, 173-286
55. VADÁSZ E. 1951
Bauxitföldtan. - Akad.Kiadó, Budapest.
56. VADÁSZ E. 1956
Bauxit és "terra rossa". - Földt.Közl.86/2, 115-119
57. VADÁSZ E. 1962
Magyarország földtana. (2.kiadás.) Akad.Kiadó, Budapest
58. VALETON I. 1972
Bauxites. - Developments in Soil Science I. - Elsevier, Amsterdam-London-New York
59. VENDEL M., KISHÁZI P., BOLDIZSÁR I. 1971
A Dunántuli Középhegység bauxitelőfordulásainak genetikája. - Bány.Kut. Int. Közl. 15/2, 7-43.
60. VÖRÖS I. 1958
Iszkaszentgyörgyi bauxitszelvények mikromineralógiai és nyomelemvizsgálata. - Földt.Közl. 88/1, 48-56.
61. VÖRÖS I. 1971
Micromineralogical investigation of the bauxite sections of Gánt, Hungary. - Proc. 2 nd Int.Symp.ICSOBA, Bp., 6-10 oct.
62. WEISSE, J.G. de 1948
Les bauxite de l'Europe centrale. - Mém.Soc.Vaud.Sci.nat., 9/58, Lausanne
63. WEISSE, J.G. de 1964
Bauxite latéritique et bauxite karstique. - Symp. ICSOBA, vol.L, 7-29. Zagreb
64. WEISSE, J.G. de 1970
Bauxite sur un atoll du Pacifique. L'ile de Rennel dans l'archipel des Salomon. - Mineralium Deposita 5, 181-183, Berlin.
65. ZANS, V.A. 1959
Recent views on the origin of bauxite. - Geonotes, 1/5, 123-132

Genetical Problems of the Karst Bauxite Deposits in Transdanubia, Hungary

by

E. SZABÓ

ABSTRACT

From the early 20-ies, highly different theories were forwarded as to the origin of the Transdanubian bauxite deposits overlying mostly Upper Triassic dolomites and limestones. Apart from some peculiar views (GYÖRGY, A. 1923, and TELEGDI-ROTH, K. 1927: eolian transport; PÁVAI VAJNA, F. 1948: hydrothermal origin; BOLDIZSÁR, T. 1948: precipitation of colloids; GEDEON, T. 1952: chemical alteration of tuffs in shallow marine environment) the two main - and opposite - theories are the following.

1. The residual or terra rossa theory (de WEISSE, J.G. 1948, 1964; KOMLÓSSY, Gy. 1967; VENDEL, M., KISHÁZI, P., BOLDIZSÁR, T. 1971) considers that the bulk of the initial material of bauxite was the dissolution residue of the carbonate rocks (dolomites, limestones, and marls) and the intercalated tuffs and clays, of Triassic to Early Cretaceous age.

2. The laterite theory (VADÁSZ, E. 1946, 1951, 1957; BÁRDOSSY, Gy. 1961, FÜLÖP, J. 1964, NEMECZ, E. -VARJU, Gy. 1967 and others) assumes that laterite-type weathering products of Paleozoic igneous and metamorphic rocks have been transported by waterflows onto the karsted surface of the Triassic carbonate sequence. At present, this theory is shared by the majority of Hungarian geologists.

Several specialists admit the possibility of both (residual and lateritogenic) kinds of material supply, in proportions varying from deposit to deposit (BARNABÁS, K. 1966, BALKAY, B. 1966, BÁRDOSSY, Gy. 1971).

The writer is partisan of the laterite theory, supported by recent drilling evidence and micromineralogical studies as well as by his West African experience (Ghana).

1. Mother Rocks and Source Areas

SE of the Balaton Highland, in a WSW-ENE striking bend of the buried Pelso Range (named after the Latin word for Lake Balaton) deep drilling revealed the presence of non-carbonate basement rocks. Such are: Paleozoic sericite and quartz phyllites, clay schists, sericite schists, diabase and diabase tuff, granite, granite porphyry, Permian sandstone, siltstone and red claystone, Early Triassic clayey sandstone, slaystone and shale. All these are more or less suitable for laterization under the tropical, humid climate that prevailed at the end of the Jurassic and during the Cretaceous. An analogous buried range exists below the little Hungarian Plain, North of the present day Bakony Mountains.

2. Laterization and Bauxitization

In both ranges, plateau complexes (top level about 500 to 600 m a.s.l.) developed in Early Cretaceous time. Lateritic weathering may have affected areas of tens or even hundreds of square kilometres, including smaller patches, deposits of primary lateritic bauxite as well (1-10 km² in size).

3. Erosion, Transportation and Deposition

Increasing precipitation towards the end of the Early Cretaceous accelerated the planation rate of the plateaus. Tectonically controlled SE-NW oriented waterflows carried laterite and bauxite detritus onto the karsted-and-faulted carbonate area near and along the Barremian-Aptian seashore of the Bakony mio-(krato)geosyncline. Repeated reworking and granulometric sorting may have occurred. The transported material became mixed up with the weathering residue of the carbonate rocks and intercalated tuffs, clays and occasionally even with dolomite debris, in the depressions of 3 to 80 (!) m depth of rather complex (tectonically preformed and karstic) origin.

4. Ulterior Bauxitization and the "Drift" of Bauxite Formation

The deposited allites, ferrallites and siallites underwent ulterior leaching out of silica, equivalent to "in situ" bauxitization, promoted by the alkaline pH of

the karstic waters. With the gradual destruction of the primary lateritic (plateau) bauxites, the importance of the secondary (karst type) bauxite formation, facilitated by the excellent drainage of the karst area, increased with time.

5. Deposition of the Covering Formations

Depending upon the successive phases of marine transgressions of the Bakony area, the immediate hanging wall of the bauxites deposits is Upper Aptian, Upper Senonian, or Lower to Middle Eocene in age, respectively. Some deposits may represent both the Early and the Late Cretaceous bauxite horizons combined. There is some hope that nannoplankton research may permit the microbiostratigraphical subdivision of such deposits.

6. The End of Bauxite Formation

The complete destruction of the laterized plateaus on one hand, and significant climatic changes, on the other, resulted in stopping completely bauxitization in the Middle Eocene. In younger times, epigenic alterations, eventual reworking and redeposition may have taken place, of destructive and degrading character rather than bauxite forming or upgrading.

In the light of the theory exposed above, the writer presents some suggestions of forecast and prospecting, with particular regard to possible remnants of plateau, bauxites and coarse-grained primary bauxite material along the contact line of the silicate-rock source area with the karstic carbonate area as well as in the interior small basins and cavities of the Vértes Mountains.

(Trad. by E. Dudich)

Address of the author:

Dr. Szabó Elemér
H-8220 Balatonalmádi
Bauxit K.V.
Hungary

3478

Paleogeographic Sketch Map

Legend

1 - Bauxite deposti

2 - Bauxite manifestation

Possible mother rocks hit by drilling

3 - Diabase

4 - Phyllite and phyllite detritus

5 - Granite and gneiss

6 - Granite porphyry

7 - Clay schist, claystone

8 - Sericite phyllite, quartz phyllite

9 - Sandstone

10 - **Red** clay, clay

11 - Clayey limestone (Campilian)

12 - Clay marl (Campilian)

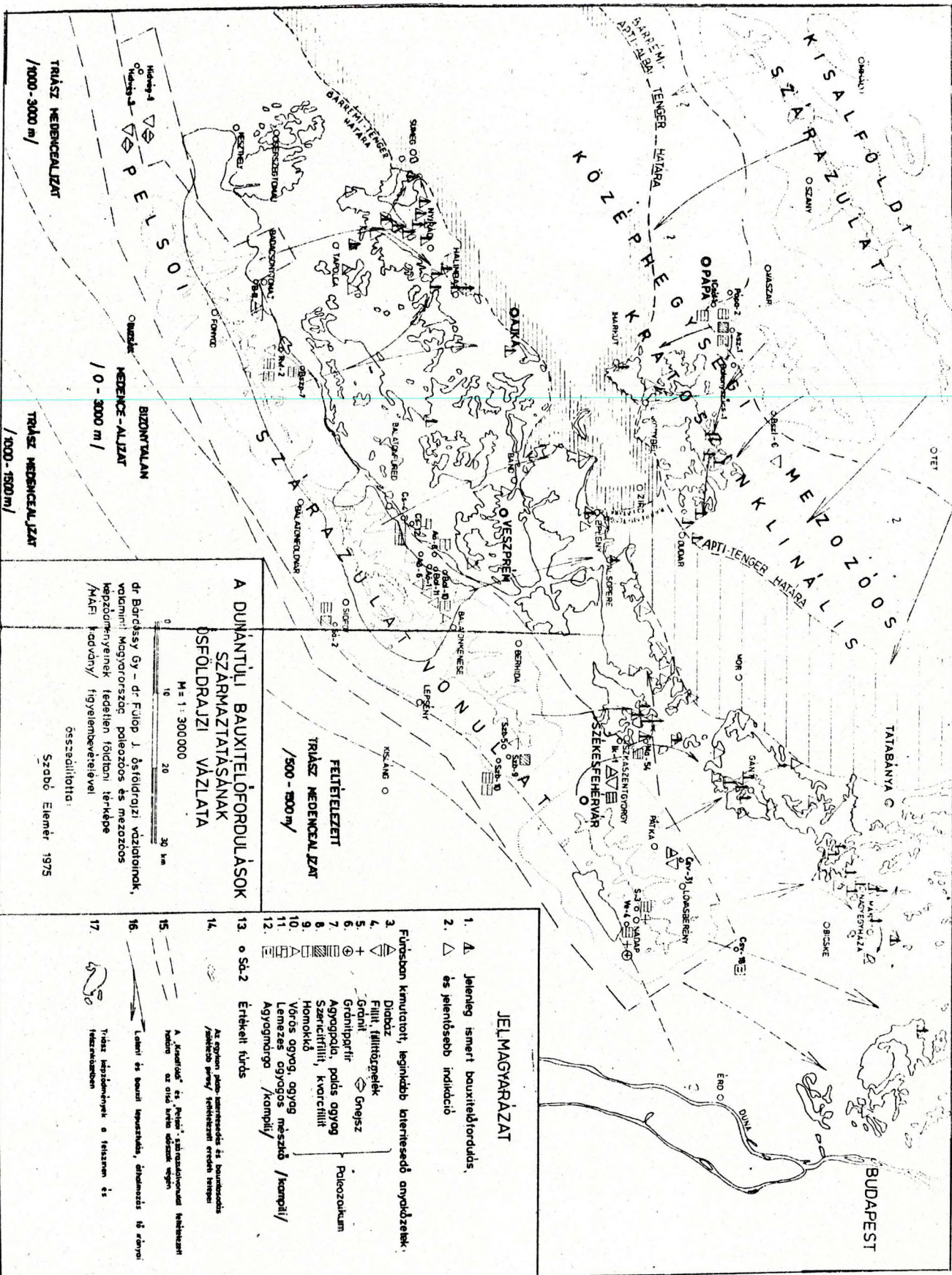
13 - Borehole taken into consideration and evaluated

14 - Assumed original primary laterite and bauxite occurrences

15 - Boundaries of the Pelso and Little Plain Ranges at the end of the Early Cretaceous

16 - Main directions of transportation and reworking of laterite and bauxite

17 - Triassic formations at and near to the surface



A DUNÁNTÚLI BAUXITELŐFORDULÁSOK SZÁRMAZTATÁSÁNAK ŐSFOLDRAJZI VÁZLATA

M = 1:300 000

Dr. Barócsy Gy. - dr. Fülöp J. ősföldrajzi vázlatonak, valamint Magyarország paleozoos és mezozoos lepedőkéryének fedetlen földrajzi térképe MÁFI kadavny/figyelmeztetésével

Szabó Elemér 1975

JELMAGYARÁZAT

1. Δ Jelenség ismert bauxitelfordulás.
2. ▽ és jelenségek indikáció
3. Fúrások keménységi, leginkább kiterjesztő anyagszékletek.
4. Diabáz
5. Filit, fillitárgyék
6. Gránit
7. Gránitporfir
8. Agyagpala, poldás agyag
9. Szericitfillit, kvortfillit
10. Homokkő
11. Vörös agyag, agyag
12. Lemeses agyagos /kompil/ Agyagmagma /kompil/
13. o. Sd. 2 Értékelt földrés
14. Az egykori jégtakarítás és bauxitizáció /felszóló part/ kiterjedését érkező képek
15. A "Kiszáradt" és "Füves" társulatokhoz kértékelt
16. Lelőrt és lezárt levezetés, dinamizáció és egyéb
17. Triász lepedőkéry és tetrazum és tetrazumában

Fig. 2. sz. ábra

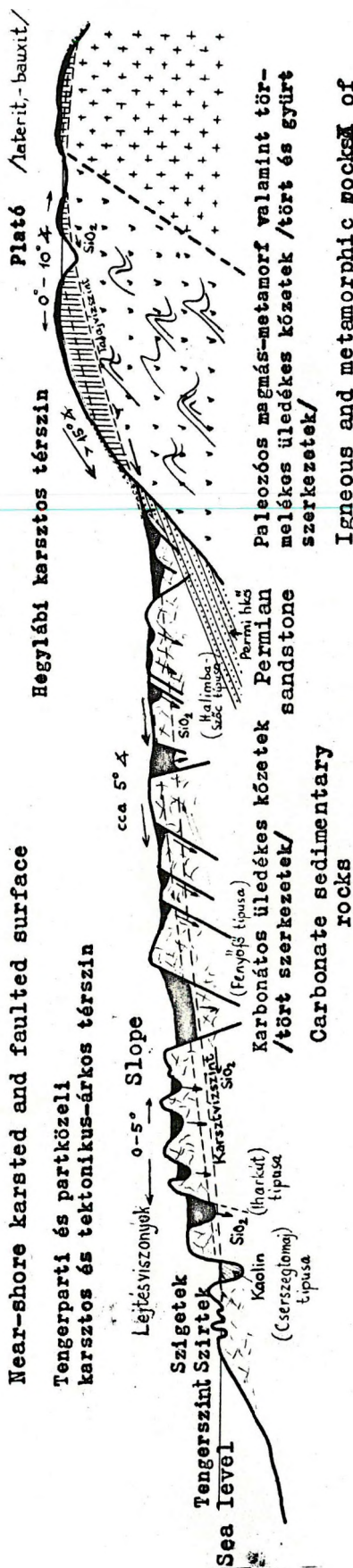
KOVASVARTALOM KILUGOZÓDÁSA ÉS ELTÁVOLÍTÁSA KÜLÖNBÖZŐ TELEPÜLÉSFORMÁK ESETÉN /ELVI VÁZLAT/

Leaching and removal of silica in function of the morphology /sketch/

DNy
SW

ék
NE

Piedmont karst Plateau



LATERITES PLATÓK FEJLŐDÉSMENETE /ELVI VÁZLAT/
Evolution of lateritic plateaus /sketch/



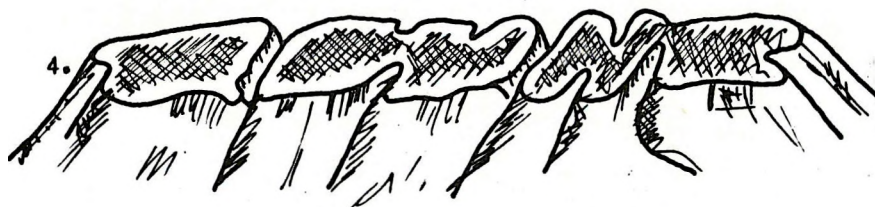
Kezdetben kialakult nagyterjedésű platók



Kezdődő erózió oldalvölgy bevágódások



Erőteljes hátráló erózió



Platótér szint feldarabolódása



Erőteljes romosodás



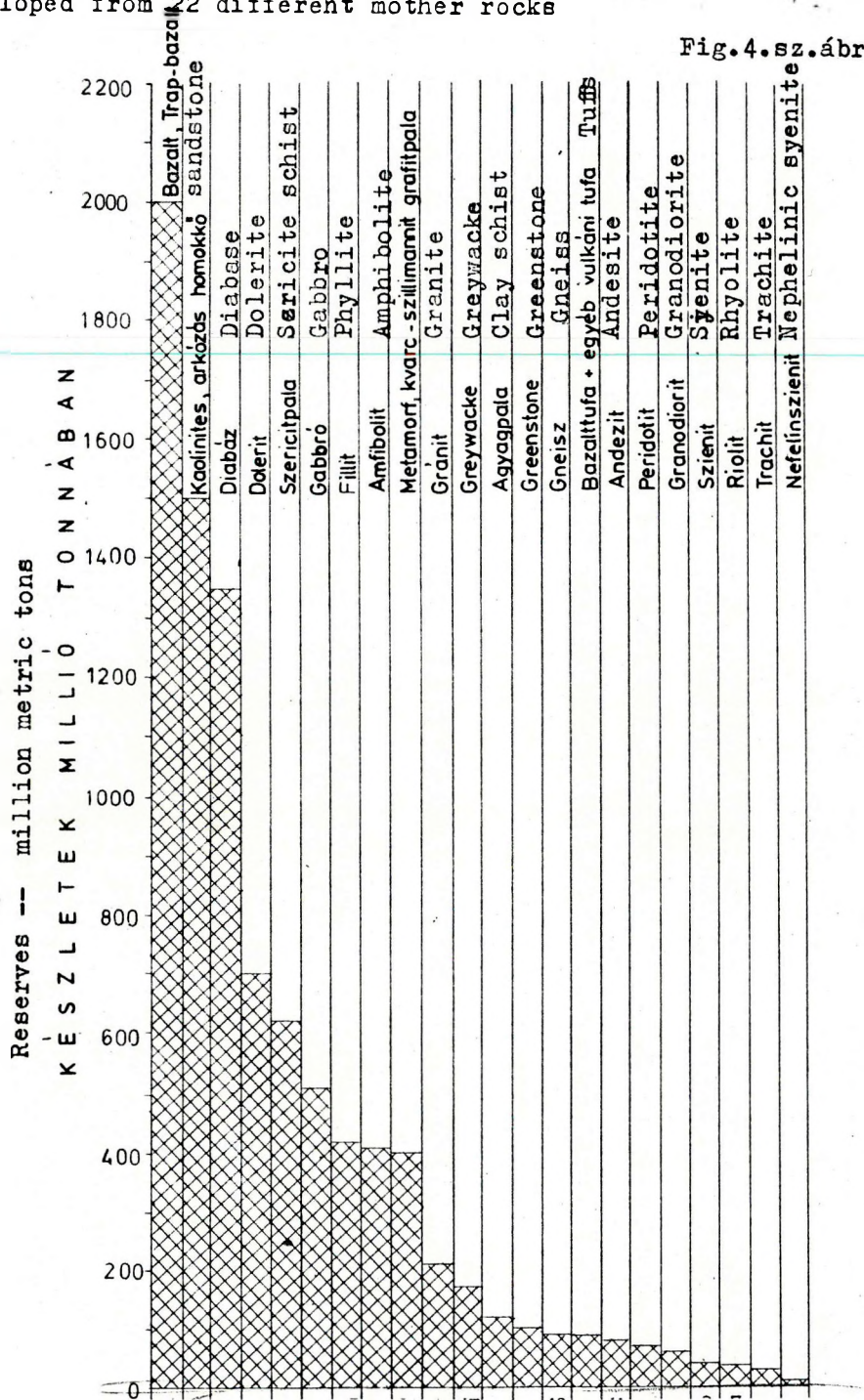
Plató gyökérmaradványok

Szabó E.
1975.

37 jelentős előfordulásra számított, 22féle anyakőzetből képződött laterit-bauxitkészlet mennyiségének megoszlását bemutató diagram. /Durva becslés/

Distribution of the reserves of 37 big bauxite deposits developed from 22 different mother rocks

Fig.4.sz.ábra



BAUXITFEKŰ KARSZTOS TÉRSZINI FORMAELEMMEK TÍPUSAI ÉS EZEK OSZTÁLYOZÁSA

I. TÉRSZINI
MÉLYEDÉSEK

Karsztos térszíni formaelemek, ahová a sziallitos alapanyag települt

Eróziós -
karsztos

Tektonikus

1. Töbrök
 - a/ sekély töbrök
 - a₁ szimmetrikus szabályos
 - a₂ szabálytalan
 - b/ közepesen mély töbrök
 - b₁ szabályos
 - b₂ szabálytalan
 - c/ mély töbrök
 - d/ ferdén mélyülő töbrök
2. Töbör sorok
 - a/ elkülönült
 - b/ összeérő
 - c/ uvala-szerű
 - d/ "mini-poljék"
3. Oldásos üregek
 - a/ kisméretű
 - b/ közepes méretű
 - c/ nagyméretű
4. Kioldásos kavernák a karbonátos fekvélszinen (nem tektonikus)
5. Kioldásos hasadéküregek (csak törések mentén)
6. Meredekdőlésű rétegfők mentén lévő kioldásos (eróziós) vápák
7. Tektonikusan kibillent rögök vápái vetők mentén
8. Tektonikus árokmélyedés két vető között
 - a/ egymásra merőleges csapású vetők esetén
 - b/ párhuzamos vetők esetén
 - c/ egymással hegyes- vagy tompaszöget bezáró csapású vetők esetén
9. Tektonikus árokmélyedés három vagy több oldalról határoló vetők esetén
10. Izolált tektonikus mélyrögök minden oldalról vetővel határolva
11. Töblépcsős, több vetődéssel kialakult nagyobb árokjellegű mélyedések
12. Komplex, tektonikus medenceszerkezet(ek)

} Regionális méretű formák

II. TÉRSZINI

KIEMELKEDÉSEK

Eróziós-
karsztos

1. Kup a/ lapos kup a_1 szabályos (kör alakú)
 a_2 szabálytalan (elnyúlt)
b/ közepesen magas kup b_1 szabályos
 b_2 szabálytalan
c/ magas kup c_1 szabályos
 c_2 szabálytalan
d/ tú (pl. dolomittú, mészkőtű)
e/ taraj (vonulatszerű tők)

2. Gerinc a/ lapos gerinc
b/ éles gerinc
c/ tarajos gerinc

Tektonikus

3. Tektonikus magasrög kétoldalon vetővel határolva
a/ egymással szöget bezáró csapású vetők esetén
b/ egymással párhuzamos vetők esetén
4. Izolált tektonikus sasbércrög (minden oldalról
vetőkkel határolva)
5. Tektonikus medenceperem

I. Depressions

Erosional-
karstic

Tectonic

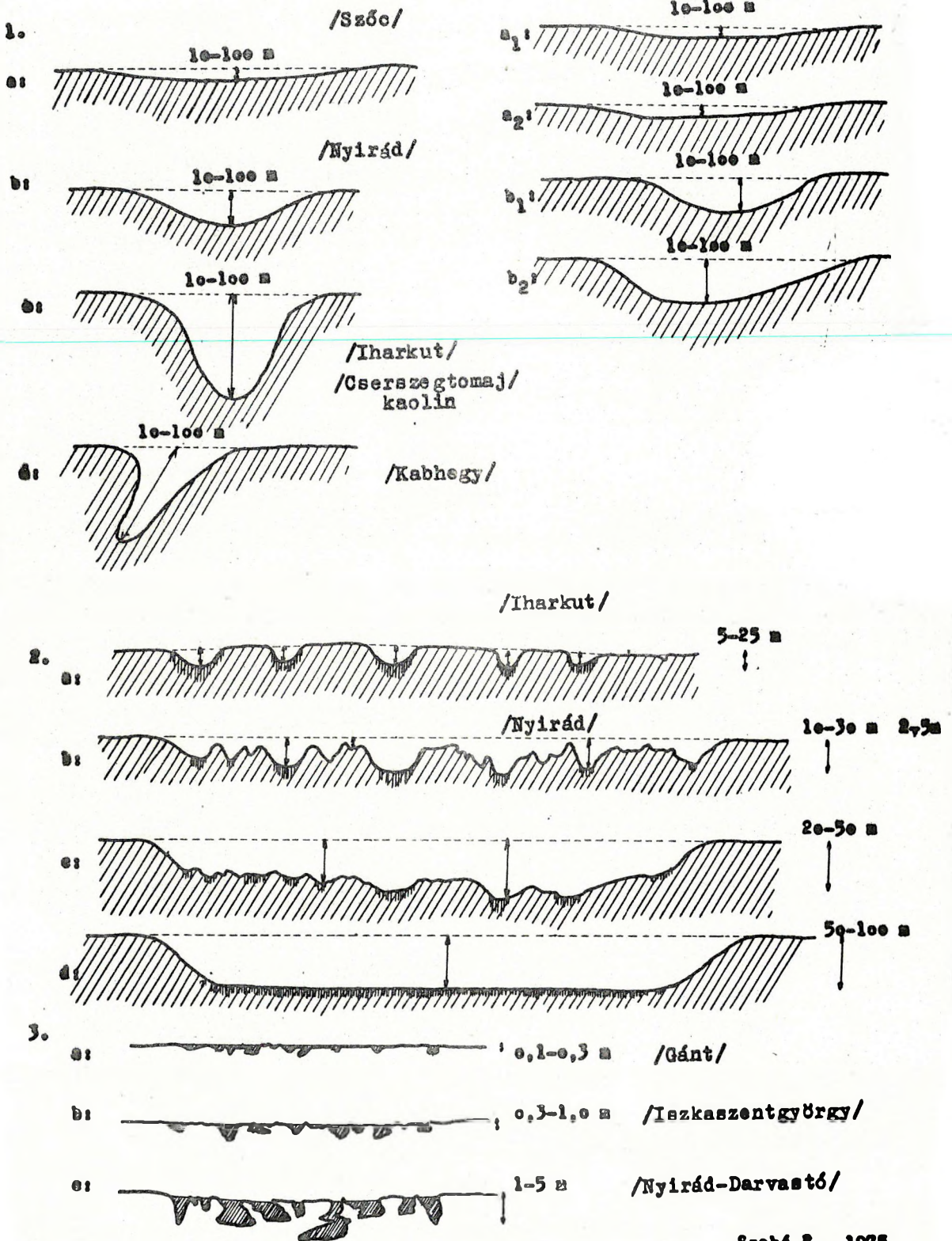
- 1. Dolines (sinkholes)
 - a/ shallow
 - a₁ regular
 - a₂ irregular
 - b/ medium deep
 - b₁ regular
 - b₂ irregular
 - c/ deep
 - d/ obliquely sunk
- 2. Sinkhole series (in line)
 - a/ separated
 - b/ contiguous
 - c/ uvala-like
 - d/ "mini-poljes"
- 3. Dissolution cavities
 - a/ small
 - b/ medium size
 - c/ big
- 4. Dissolution caverns in the carbonate bedrock (atectonic)
- 5. Dissolution caverns along faults
- 6. Erosional furrows along strongly dipping beds
- 7. Furrows along faults of tectonic blocks
- 8. Tectonic graben between two faults
 - a/ the two faults are perpendicular to each other
 - b/ parallel faults
 - c/ other cases
- 9. Tectonic graben delimited by three or more faults
- 10. Isolated sunk blocks delimited by faults
- 11. "En échelon" (more-step) grabens of regional dimensions
- 12. Complex tectonic basins of regional dimensions

Legend for Figs. 5-9 (continued)

II. Elevations

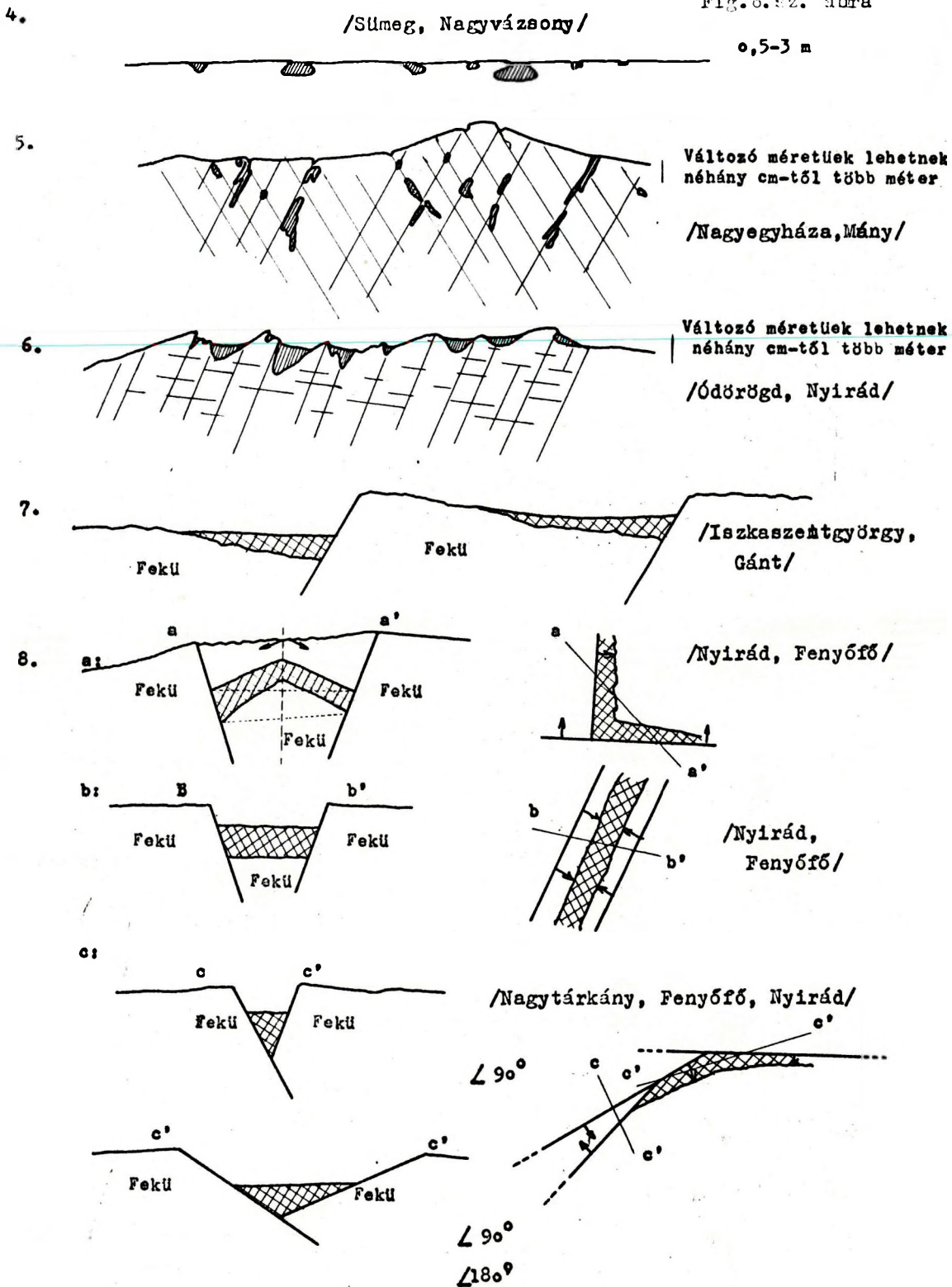
- | | | | |
|-----------------------|---|---|------------------|
| Erosional-
karstic | } | 1. Cone | |
| | | a/ low | regular |
| | | b/ medium- high | irregular |
| | | c/ high | |
| | | d/ tower | |
| | | e/ tower row | |
| | | 2. Ridge | |
| | | a/ low | |
| | | b/ marked | |
| | | c/ rugged | |
| Tectonic | } | 3. Tectonical elevation between two faults | |
| | | a/ non-parallel faults | |
| | | b/ parallel faults | |
| | | 4. Isolated tectonic horst (surrounded by faults) | |
| | | 5. Tectonic margin of basin | |

Fig. 5. sz. ábra

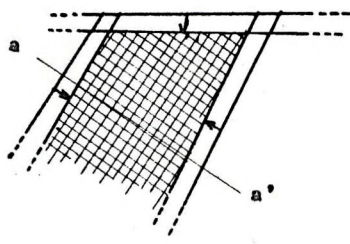


Szabó B. 1975.

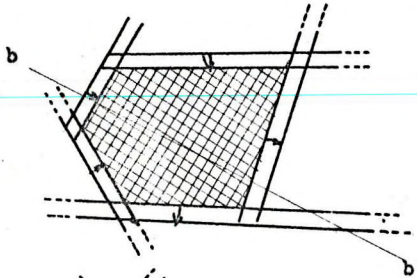
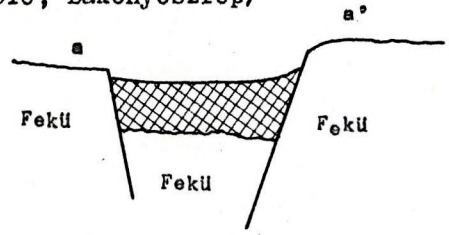
Fig. 6. sz. ábra



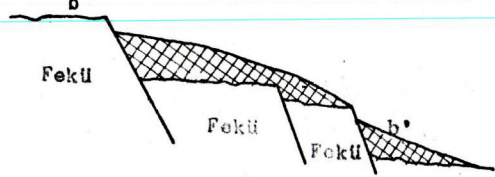
9.



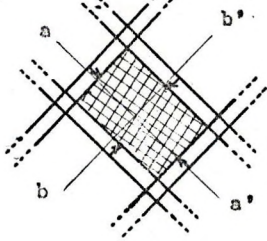
/Fenyőfő, Bakonyoszló/



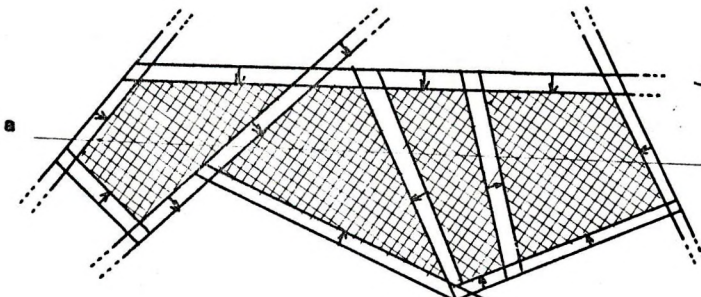
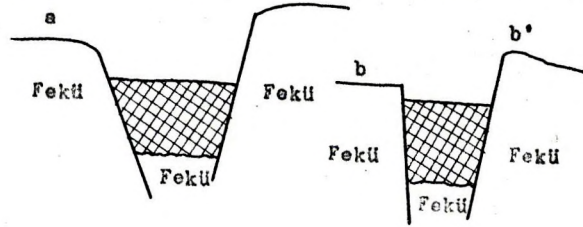
/Iszkaszentgyörgy, Gánt/



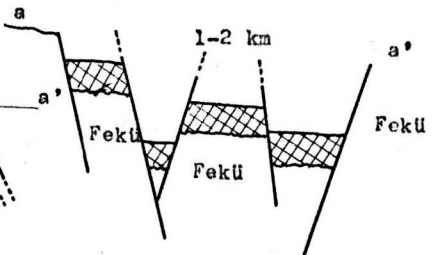
10.



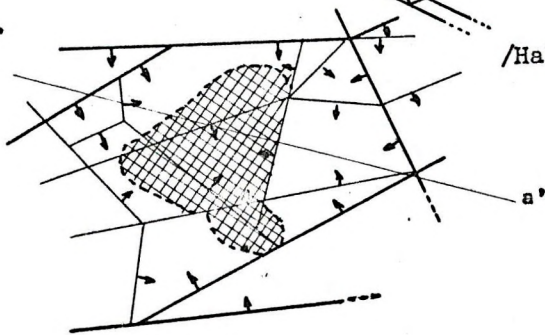
/Fenyőfő, B.szt.lászló, Bakonyoszló/



/Iszkaszentgyörgy, Gánt/



12.



/Halimba, Iszkaszentgyörgy, Gánt, Nagyegyháza/

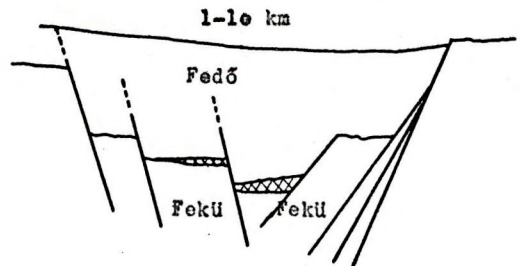


Fig.8.sz.ábra

5

II.

/Igen gyakori --very common/

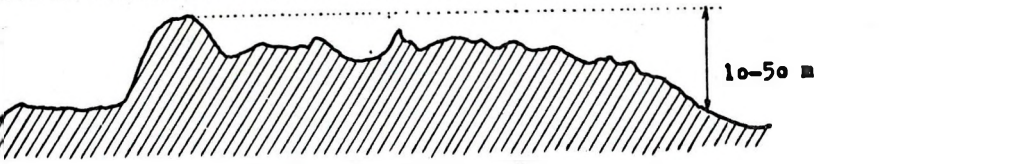
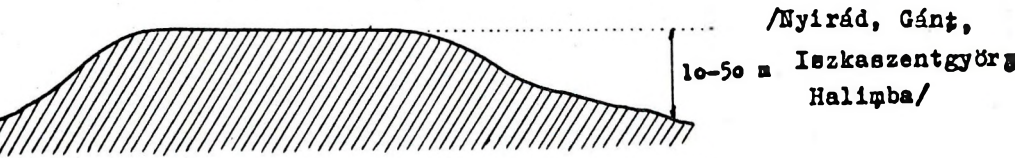
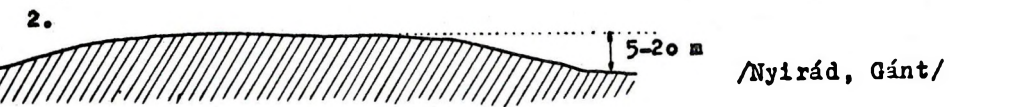
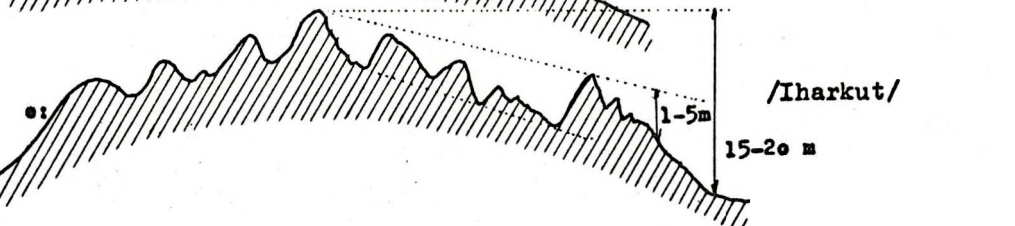
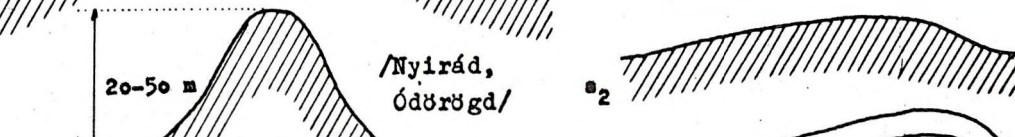
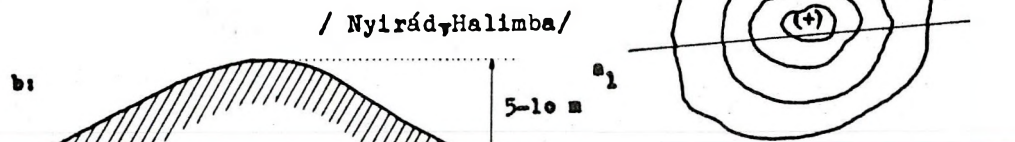
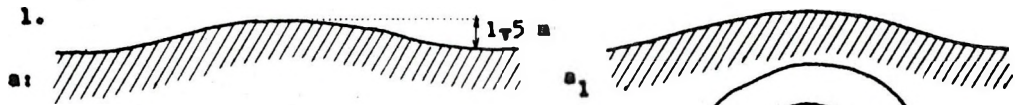
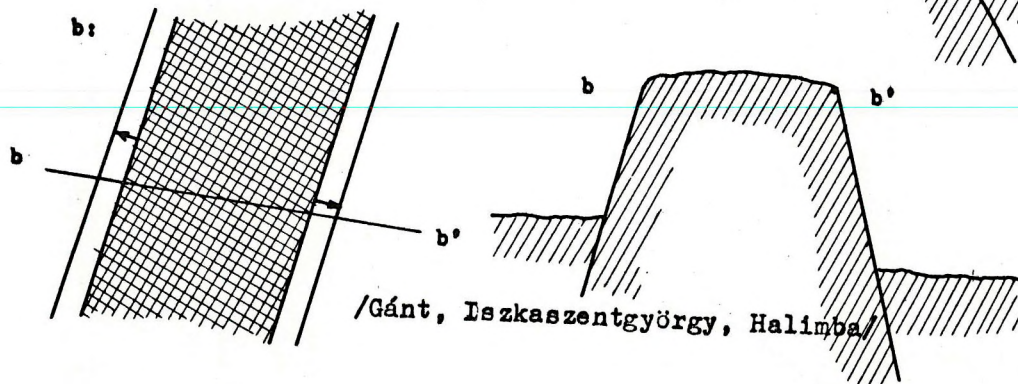
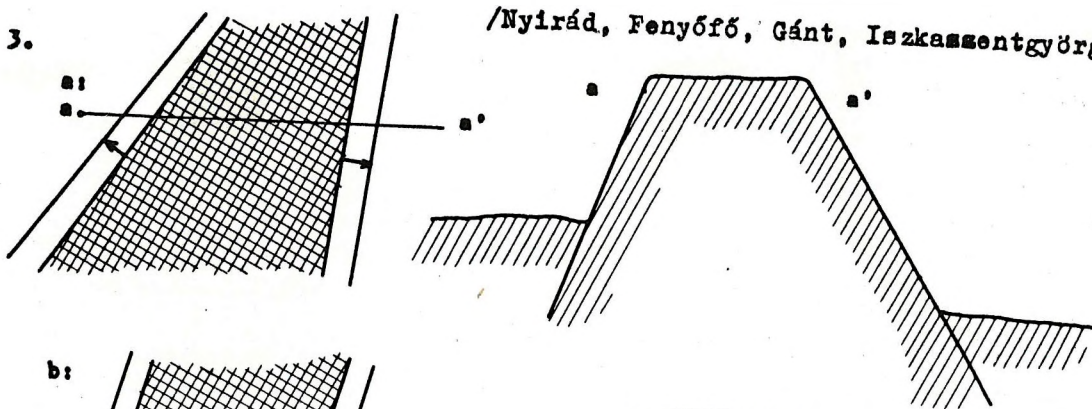
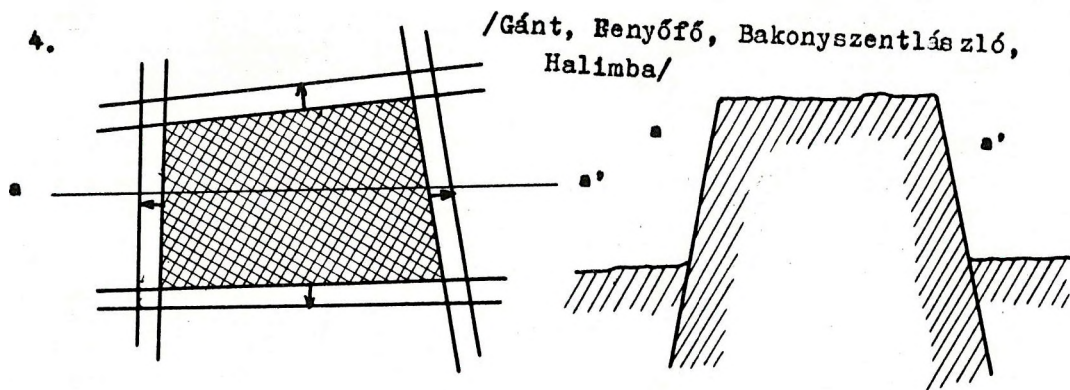


Fig.9.sz.ábra

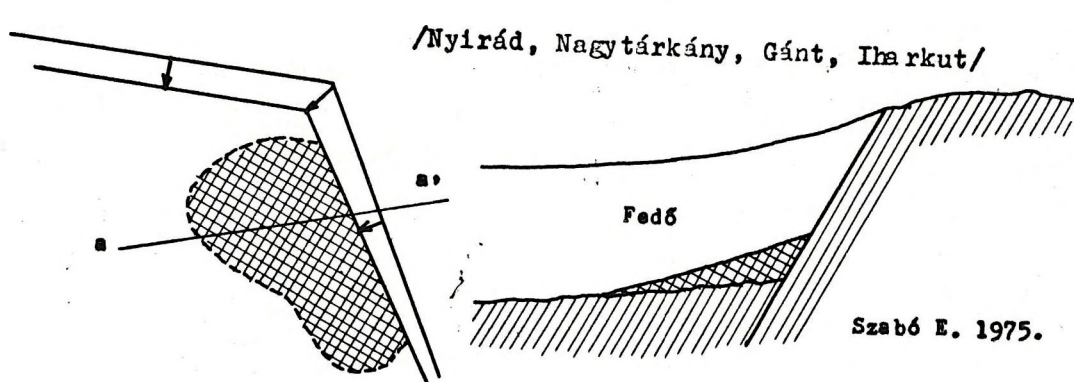
3. /Nyirád, Fenyőfő, Gánt, Iszkaszentgyörgy/



4. /Gánt, Fenyőfő, Bakonyszentlászló, Halimba/



5. /Nyirád, Nagytárkány, Gánt, Iharkút/

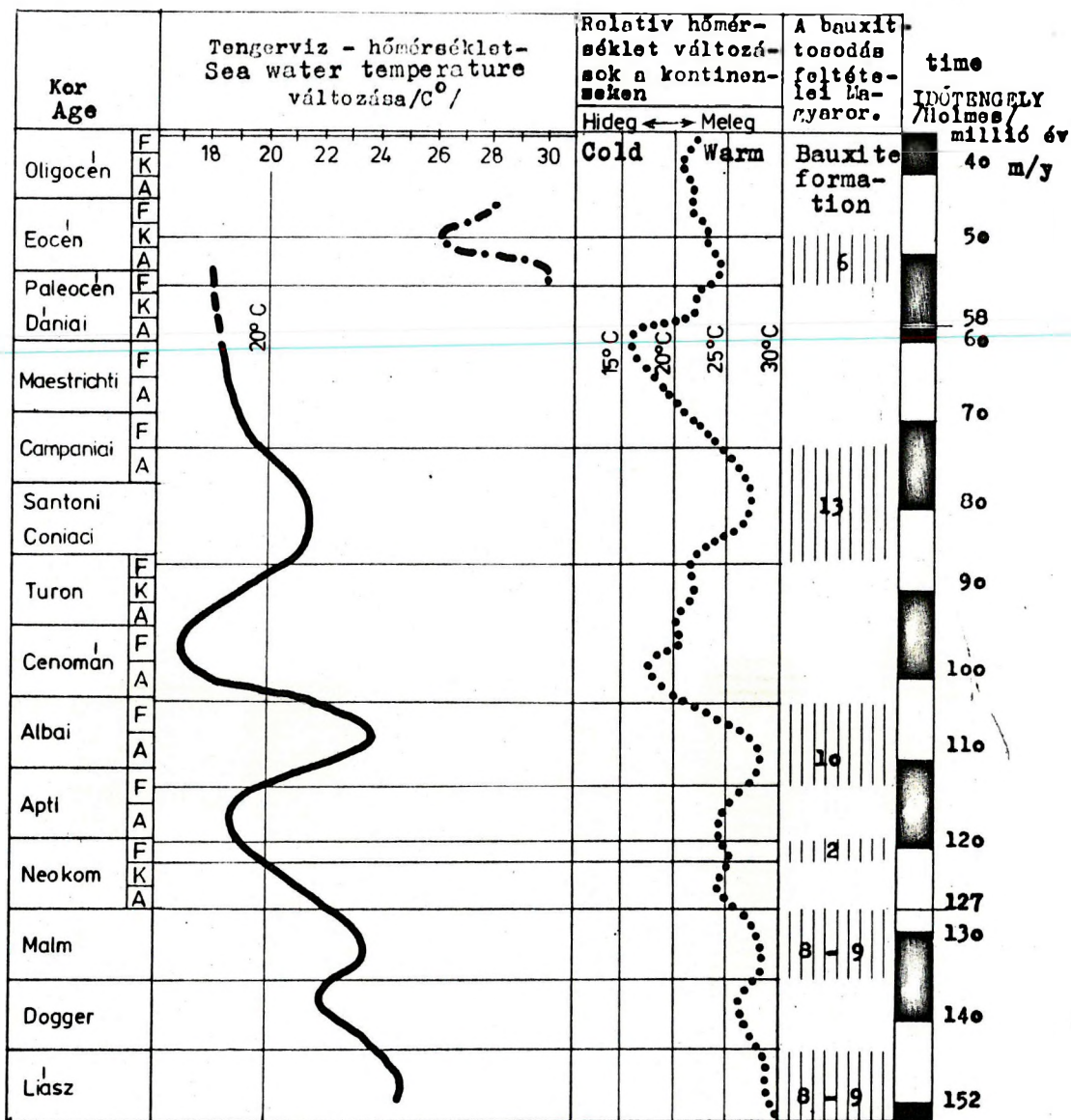


Szabó E. 1975.

Fig. 10.sz. ábra

Európai és magyarországi adatokon alapuló űshőmérsékleti változások

Temperature changes based on Hungarian and other European data



Belemnites rostrumon mért oxigén-izotópos adatok O isotope data measured on Belemnites and Nummulites

Nummuliteseken mért oxigénizotópos adatok

Palynológiai adatok Spore and pollen data

A bauxitosodásra kedvezőnek vélt feltételek Magyarországon Favourable for bauxitisation

Gőszán F.
1973.

LATERITES BAUXIT- ÉS VASÉRC-KÉPZŐDÉS GOÁBAN (INDIA)

Dr. Komlóssy György

(ALUTERV, Budapest)

Mots clés - BRGM-CNRS tárgyszavak: Latérite, Bauxite, Fe, Plateau, Lessivage, Origine, Amalyse -majeurs, Analyse -mineurs; Mysore (Goa)

1. Bevezetés

Goa az indiai szubkontinens nyugati partvidékén helyezkedik el, a 15.északi szélességi fok magasságában. A Ghat-ok vonulata nyugat felé fokozatosan alacsony középhegységbe megy át, melyet "nalá"-nak nevezett, időszakos vízfolyások által kialakított völgybevágódásokkal és platókkal tagolt dombvidék követ. A platók 40-100 m t.sz.f. magasságban, többnyire közvetlenül a tengerpart mentén, vagy annak közelében vannak. Egykori szinlők roncsai lehetnek. A tenger felé 30-60°-os rézsűvel végződnek.

A platókat helyenként mélyebb, meredekfalú nalák szabdalják föl. Másutt 20-40 m relatív magasságú dombok emelkednek ki belőlük.

Goa folyóvizekben gazdag; ezek széles tölcértorkolatokkal ömlenek a tengerbe.

Goa India legcsapadékosabb területei közé tartozik. Az éves átlag 3000 mm fölötte van. Ennek háromnegyedrésze a nyári hónapokban hullik le. Nem ritka, hogy egy óra alatt 150 mm esik. A nalák a vizet gyorsan levezetik, de a platókon jelentős a beszivárgás is.

A napi középhőmérséklet csúcserőke (májusban) 29 C°. A relatív páratartalom júliusban a legnagyobb, 89 %.

Goa gazdag ásványkincsekben. A vasérctermelés 1970-ben megközelítette a 8 millió tonnát. Jelentős a mangánércbányászat is. A bauxitbányászat ujkeletű. Kis volumenű, főleg exportra dolgozó szelektív művelés folyik. A távlati bauxitvagyon 200-250 millió tonnára becsülhető.

A szerzőnek alkalma volt 1971-ben helyszíni bejárást és mintagyűjtést végezni Goa egyes bauxit- és lateritvasérc-területein, valamint tanulmányozni a korábbi ipari kutatási eredményeket.

A gyűjtött mintákból Magyarországon az alábbi anyagvizsgálatok készültek.

		<u>l.sz.táblázat</u>
Teljes szilikátelemezés	17 db	BKV
Ötalkotós vegyelemzés	49 db	BKV-FKI
Szinképelemzés	28 db	BKV-ELTE
Röntgendiffrakciós elemzés	15 db	FKI-GKI
Derivatográfiai vizsgálat	30 db	BKV
Mikroszkópos ásványközettani vizsgálat	11 db	BKV
Térfogatsúlymérés	21 db	ELTE

A vizsgálatokat végző intézményeknek és munkatársaknak ezuton is köszönetemet fejezem ki.

A kézirat lezárva 1972. novemberében.

2. Általános földtani és ércföldtani viszonyok

Az alaphegység archaikus gneiszből, gránit-gneiszből, gránitból, dharwari agyagpalából (kvarc-klorit-biotit pala, kvarc-klorit pala, kvarc-aktinolit pala), fillit-csillámpala összletből és amfibolitból ill. amfibolpalából áll, melyekbe postdarhwari bazalt és gabbró intrudált (11). Az ÉK-i határ mentén Deccán trapp előfordulás is ismeretes. Ezek a képződmények D-Indiában általánosan elterjedtek. A terepi megfigyelések és a rendelkezésre álló földtani térkép alapján a szerkezeti viszonyok meglehetősen bonyolultak. A gyürt formák uralkodnak. A metamorfitek az epi-mezo övben képződtek, főleg dinamometamorf hatásra.

A fő csapásirány párhuzamos a szubkontinens Ny-i partvonalával; ÉÉNy-DDK-i, a Betul környékén erre merőleges irányu.

Az alaphegység felszine lateritesedett. Ennek kezdetéről nem tudunk semmit.

Minden valószínűség szerint a jelenben is folyamatban lévő átalakulással kell

számolnunk. Viszonylag kis területen teljes laterit-szelvény alakult ki, jó minőségű bauxittal, vasércel és mangántelegekkel,

Bár az anyakőzet kemizmusának is szerepe van abban, hogy milyen érctelep fejlődött ki, a hidrogeológiai karakter az, ami a mállás jellegét döntően meghatározza. Ez nem annyira a kőzetfizikai sajátosságoktól, mint inkább a topográfiai viszonyoktól függ. (11).

A bauxit a peneplén felszínéhez kötött. Közvetlenül a tenger mentén a bauxitos platók 40-80 m tszf. magasságban vannak. Itt a vasérc 100 m-es magasságban van (Aradi-hegy). A tengerparttól távolabb a bauxittelegek 100 m körüli magasságban alakultak ki. A mangánérc a legmagasabb pontokon képződött.

2.1 A laterites érctelepek anyakőzetei

A Betul-i bauxit- és lateritvasérc-telegek anyakőzetei az irodalmi adatok szerint gránit-gnejsz, fillit, valamint dolerit dyke-okkal áttört tömeges és pados metabazalt; Pernem-ben pedig kvarc-klorit-biotit-pala.

A részletes ásvány-kőzettani vizsgálatok szerint a Betul környéki "metabazaltok" és "dolerit kőzettelérek" valójában amfibolitok, illetve amfibólpalák.

Érdekes, hogy a legnagyobb vasérc- és mangánérctelepek anyakőzetei a vasban és mangánban legszegényebb kőzetek, ti. fillit és csillámpala.

2.2 A laterit-összlet

A goai lateritszelvények kőzettanilag változatos fölépitésűek, jól tagolhatók. A bauxit, a vasérc és a mangán egyaránt topográfiailag u.n. "low level"-be sorolható. A "low level" lateritjei szövettanilag eltérnek a Dekkán-fennsík "high level" lateritjeitől. Az irodalmi adatok alapján föltételezzük, hogy a szelvény szerkezete is más. Ugyanakkor a goaiak minden bizonnyal fiatalabbak. A kedvező klimatikus viszonyok miatt az Al, Fe, és Mn dúsulás jelenleg is intenzív folyamat lehet.

Az egyes szerzők a laterit szerkezetét az alábbiak szerint írták le:

<u>Newbold</u>	<u>Lacroix</u>	<u>Walter</u>	<u>Mohr</u>	<u>Prescott,</u>	<u>Gordon,</u>
1844	1913-23	1915	1933	<u>Pendleton</u> 1952	<u>Tracy</u> 1958
				A ₁	A ₁
				A ₂	A ₂
laterite crust	cuirasse de fer, zone de concrétion	Eisen- kruste	ironstone crust	laterite	zone of concretion
reddish, yellow dust	zone de départ	Flecken- zone	mottled zone	mottled zone	zone of leaching
lithomarge		Bleich- zone	palled zone, zone of cementa- tion	palled zone	under- clay
parent rock	roche mere	Mutter- gestein	parent rock	parent rock	parent rock

A szerzők egyetértenek abban, hogy a laterit olyan zonális talaj, melynek van egy bemosási illuviális és egy felső kimosási eluviális szintje.

A jól kifejlődött goai lateritszelvények alapján további tagolást is célszerű megkísérelni. A GORDON-TRACY-féle "zone of leaching" kilugzási szintjét kőzetani, geokémiai és genetikai megfontolások alapján három részre osztottuk. Ezek: az alsó és felső lateritöv, valamint a közbenső bauxit öv.

A 2.sz. ábrán az Aradi terület idealizált laterit-szelvényein ez a szerkezet jól látható.

Goában az alapkőzet felszíne 20-30 m-es tszf. magasságtól fölfelé majdnem mindentüzt lateritesedett. A laterittakaró teljes vastagsága néhány métertől kb. 30 m-ig terjedhet. Az anyakőzet fölött lévő mállott, átalakult szakaszt teljes egészében a tágabb értelemben vett laterit összletnek tekintjük, melyben az alumíniumhidroxidok (alárendelten oxihidroxidok), a vasoxidok, oxihidroxidok és az a-

gyagásványok bizonyos tövényszerűség szerint dusulnak együttesen, vagy külön-külön.

A komplex lateritszelvényt a telepszerűen, vagy kisebb-nagyobb lencsealakulatokban előforduló bauxit két részre osztja, egy felső- és egy alsó laterit óv-re.

Bauxiton a lateritszelvénynek azt a részét értjük, amelyben az $Al_2O_3 >$ mint 35%, ugyanakkor a modulusz, Al_2O_3/SiO_2 nagyobb mint 4. Ez a meghatározás nem földtani, hanem a goai helyzethez alkalmazkodó ipari-gazdasági szempontokat tükröz.

A lateritszelvénynek azt a részét, amelynek Fe_2O_3 tartalma nagyobb mint 45 % vaslateritnek tekintjük.

A szelvénynek azt a részét, amely nem tekinthető agyagnak, vagy vaslateritnek és a bauxitra vonatkozó feltételeket sem elégíti ki, szűkebb értelemben vett lateritnek nevezzük.

Az egyes képződmények egymáshoz némi átmenettel kapcsolódnak, így beszélhetünk még aluminiumdus és vasdus lateritről is.

A felső óvben elsősorban vasdus laterit található. A lateritszelvény legfelső 10-20 cm-e az u.n. cuirasse vagy iron crust (vaskéreg). Vegyi összetétele szerint vaslaterit.

2.2.1 A "lithomargic clay"

A kutatófurások csak részben tárták föl, gyakran még a hasznosítható anyagban leálltak. Csak a furások egy része ütötte meg; teljes szelvényben ezek sem hárántolták. A tengerpart felé néző természetes rézsűkben a bauxit közvetlenül az anyakőzet felett van.

Az agyag kb. 10 m-es föltárását találtuk Nuvem nalában, közvetlenül a tenger szintjének megfelelő magasságban. Az agyag itt jó vízzárónak látszik. Lágy, képlékeny, felső szintjében vörös, alul inkább sárga színű. Az innen származó át-

lagminta derivatográfiás főlvétele 75 % kaolinitet jelez. (Vegy. és ásványos összetételét lásd részletesebben az anyagvizsgálati táblázatban, az N-6 sz. minta).

2.2.2 Alsó- és felső laterit-öv

A "lithomargic clay" fölötti laterit szelvénynek alsó és felső övre való tagolásának csak ott **van** értelme, ahol benne a bauxitszint kifejlődött.

Az alsó laterit-öv helyzetéről a 2. és 3. sz. ábra tájékoztat. Vastagsága igen változó. Ugy látszik, hogy a platók belseje felé vastagabb, a 20 m-t is elérheti. A rézsűk mentén általában hiányzik.

A kőzet a "lithomargic clay"-nél heterogénebb, lényegesen keményebb és porózus, tehát vízáteresztő anyag. Szöveti elemei a bauxitéhoz hasonlóak. Sötétvörös, barnás-vörös alapanyagban **sárga** foltok és erek vannak. A foltok és erek az alapanyaghoz képest lazábbak, porózusabbak. Mivel a lateritesedési folyamat "visszamaradt" állapotában van, az egyes szöveti elemek határai nem élesek.

Az alsó laterit-övben az Al_2O_3/Fe_2O_3 arány 1, vagy annál kisebb, az Al_2O_3/SiO_2 hányados 2-4. Eszerint jócskán tartalmaz gibbsitot. Bár ásványtani vizsgálatok ebből az anyagból nem készültek, az egész laterit összlet eddigi ásványtani eredményei arra utalnak, hogy az Fe-ásványok közül a hematit uralkodik.

Egyes esetekben a bauxit felé az átmenetet Al-dus laterit adja, amely a bauxit-hoz és az alsó laterithez képest is nagyobb SiO_2 tartalmu (lásd 6. sz. ábrát).

A felső laterit gyakran vastagpados, néhol - főleg a legfelső szintjében - lemezes szerkezetű. Szabad szemmel is jól elkülöníthető a bauxittól. Keményebb és átlagos térfogatsulya nagyobb.

Szine uralkodóan vörös, barnásvörös, kisebb sárgásbarna és nagyobb fehér foltokkal, kb. 1 cm széles erezettel. A fehér foltokat és ereket vörös színű hajszálerek szövik át. Szövege makro- és mikroméreteken a bauxitéhoz nagyon hasonló.

A vasdus vörös, barnásvörös részek tömörek, igen kemények, míg a fehér folatok és erek lazák, porózusak. Az egyes szöveti elemek térfogatsúlya roppant változó. Gyakorikak a 2-5 mm átmérőjű csövecskék és az ennél sokkal finomabb hájszálcsövecskék. Ezek lefutása függőleges, vagy ahhoz közelálló.

A felső laterit-övből került ki az M-4/11, J-49, J-51 és a C-36-os minta. Az ásványos összetétel lényegében megegyezik a bauxitéval, de a vasásványok - főleg másodlagos dúsulása miatt az aluminium hordozók háttérbe szorultak. Ugyanakkor viszonylag kevés a kvarc és a kaolinit is. A vasásványok közül egyszer a hematit, másszor a **goethit** az uralkodó.

A lateritszelvény legfelső szerkezeti eleme a "cuirasse". A bauxitos platókon szinte mindenütt megtalálható, míg a vasérces területeken csak roncsokban mutatkozik. Kemény, gyakran salakszerű, vagy lemezes szerkezetű. Felszínét gyakran kb. 0,5 mm vastagságban koromfekete kéreg borítja. A vaskéreg színe a vasásványok minősége és mennyisége függvényében lehet barnássárga, barna, vörösbarna, barnásvörös, vörösesfekete stb. Egy sárgásbarna színű vaskéreg mintát BÁRDOSSY Gy. volt szives röntgendiffrakciós vizsgálattal megelemezni. Ugytalálta, hogy a vas teljes egészében **goethit**hez kapcsolódik (57 %). A goethit igen rosszul kristályos, benne az $AlO(OH)$ helyettesítés 13-14 %. A kaolinit 1-2%, a kvarc kb. 12 %. 10 % gibbsit mellett 2-3 % böhmit is van. A TiO_2 teljes egészében anatózhoz kötött. Az indiai lateritekből eddig ismeretlen crandallitot is kimutatta $(CaAl_3H/OH_6)(PO_4)$. Ez az ásvány a csendesóceáni foszfátos karsztbauxitokban jól ismert, 30-40 %-ban is előfordul.

2.2.3 A bauxit-szint

A bauxitnak a lateritszelvényben való elhelyezkedéséről a legpontosabb adatokat a bányászatilag föltárt területről szereztük be (lásd a 2-3.sz.ábrát). Itt a felső laterit hiányában a bauxit több helyen a felszínre bukkan.

A bauxit szöveti képe a lateritesedési részfolyamatok útik rá bélyegüket. Az egyes típusok különböző fejlődési fokon állnak.

A bauxit uralkodóan vörösbarna, barnásvörös, fehér foltokkal és erekkel. A jobb minőségű bauxitfajtákban uralkodik a fehér szín, a barnásvörös és vörösbarna "alap" már csupán maradványként található meg. A mélyebb szinteken a bauxit valamivel tömörebb, mint másutt, de még mindig erősen porózus. A felső szintekben a finom porozitás mellett 0,1-10 mm átmérőjű csövecskék hálózata szövi át az anyagot.

A csövecskék belső falán vékony vasas kiválást lehet megfigyelni.

2. sz. táblázat

Minta sz.	Ásv. %	Vörös alap	Fehér folt, ér	Csővecske kitöltése
Sh-4/29	gibbsit	48,2 %	70,1 %	56,8 %
	böhmít	0,2	ny	0,6
	diaszpor	4,6	4,7	3,2
	goethit	14,0	1,1	8,5
	hematit	22,1	0,2	2,6
	kaolinit	8,4	15,5	24,5
	illit	1,5	2,6	2,2
	kvarc	1,8	ny	0,7
	anatáz	1,4	2,5	2,5
	rutil	0,4	0,4	0,7
A-4/3	gibbsit	47,6	68,4	
	böhmít	ny	ny	
	diaszpor	1,3	2,9	
	goethit	23,2	3,0	
	hematit	10,0	1,0	
	kaolinit	9,5	11,6	
	illit	7,8	8,8	
	kvarc	0,6	1,0	
	anatáz	1,6	1,8	
	rutil	0,2	0,4	

(FKI. Rtg. diffr.)

A vizsgálati eredmények alapján az egyes szöveti elemek meglehetősen heterogén ásványos összetételt mutatnak. (A vegyvizsgálatok eredményét lásd még az anyagvizsgálati táblázatban.)

A bauxit-szintben igen gyakoriak a méteres nagyságrendű világos, vagy sötétebb piros u.n. "ferruginous clay" zsebek és néhány dm széles repedéskitöltések. (lásd 4.2 és az 4.3.sz. ábrákat). Ezek több-kevesebb gibbsit mellett nagyrészt goethitből állanak. Az Sh-5/30-sy számú mintában 33,9 % goethit volt. A repedéskitöltésekben vaslaterit darabok is találhatóak (Sh-5/31 goethit=54,8 %).

A vasas zsebek mentén, többnyire azok alsó részén egy-két méter szélességben, szinte teljesen tiszta, hófehér, vagy vasas hajszálrepedésekkel átszőtt, főleg gibbsitből álló szegély fejlődött ki (Sh-5/34 sz. mintában 91,0 % gibbsit volt. Ez a fehér gibbsit néhány méter vastagságu "rétegek" formájában is előfordul. A gibbsitit dómszerű formát is ölthet, mely a felszínre bukkan. Anyaga általában igen laza, roppant porózus, kis térfogatsúlyu anyag (a tfs. 1,1-2,0 között változik).

A bauxitban sokszor szabad szemmel is jól látható 1-2 mm-es kvarckristályok vannak, melyek korrodált reliktumként maradtak meg. Ugyanakkor elvétve néhány cm-es saját alakú kvarcok is találhatóak. Nem zárható ki az esetleges epigén továbbnövekedés sem.

A mikroszkópos vizsgálat alapján a szövet kollomorf és kollomorf-fluidális részekből áll. Változó vastartalmu szeszélyes körvonalu részek váltakoznak, melyekben a vasoxid és oxihidroxid ásványok aránya és mennyisége, némileg kristályossági foka is különböző. Gyakoriak a sárgásfehér, rózsaszín-fehér színű csomók, sávok, "töredékek", melyek anyaga uralkodóan finomszemcsés gibbsit. A kisméretű üregeket jól kristályosodott gibbsit tölti ki. Az egész szövetet gyakran - az alapvető szöveti képnél fiatalabb - erecske hálózza át. Egyes esetekben relikv szöveti elemek is megfigyelhetők; földpátléc halmazra emlékeztető gibbsit. Ritkán egy-egy bontott biotit lemezke is előfordul. Gyakoriak a korrodált 1-3 mm-es kvarc szemcsék, ezeken kívül még epidot és cirkon is van jelen.

2.2.4 A vaslaterit

Goa legfontosabb ásványkincse a laterites vasérc. A vasérctelepek a magasabb térszíni formákhoz kötöttek, ahol a maximális talajvízszint 10-15 m-nél nagyobb mélységben van.

A vaslaterit vastagságáról nincsenek adataink, becslésünk szerint 10-30 m között változhat. Azt sem tudjuk pontosan, hogy a vaslaterit és az anyakőzet között milyen az átmenet. A közeli Nuvem-nalában föltárt "lithomargic clay" azt sejteti, hogy az Aradi-hegy vaslateritje és az amfibolit között anyag van. A sanguem-i vasérc anyakőzete fillit.

Megállapítható volt, hogy a vasérc-összlet felső szintje vasban szegényebb; az Aradi-hegyen vastalanodó-bauxitosodó, Sanguemben agyagosodó szint fejlődött ki. Az Aradi-hegy tetejéről származó A-41-es minta kb. 60 % goethit+hematit mellett kb. 25-30 % gibbsitet tartalmaz. Az Sg-2 minta fő ásványa a kaolinit: 57,2 %.

Sanguemben a száraz évszakban kialakult talajvízszint közelében 2-10 cm-es - közel vízszintes elhelyezkedésű - hematit zsinórok képződtek egymás alatt több m-es vastagságu övben. (lásd 6.sz.ábrát). A hematit zsinóros öv fölött hematit konkréciók sorakoznak (Sg-6.sz.minta). A zsinóros és konkréciós öv fölött viszonylag homogénebb, csöves és salakos szövetű sárgásbarna és barnássárga színű vaslaterit van (Sg-4.sz.minta).

A bauxit és a vasérc között a vegyi különbség csak mennyiségi: a vaslateritben az Al_2O_3 rovására az Fe_2O_3 erőteljesen dúsul. Így a vaslaterit legközelebbi rokona a felső laterit és a vaskéreg. Ásványtani szempontból azonban van minőségi különbség: itt a fő vashordozó a hematit.

A bauxitos és vasérces lateritszelvények szerkezeti különbözősége genetikai okokra vezethető vissza.

3. Térfogatsúly az anyakőzetben és a lateritszelvényben

A genetikai kérdések tisztázásában a szöveti kép mellett a legfontosabb fizikai tulajdonság a térfogatsúly.

A mállási folyamatok nyomkövetése céljából HIDASI J. geológus hallgatóval 21 db térfogatsúly mérést végeztünk az ELTE TTK Alkalmazott Földtani Tanszékén higanyos és parafinos módszerrel. Az egyes minták mellett külön-külön megvizsgáltuk a bauxit szöveti elemeinek térfogatsúlyát is.

3. sz. táblázat

Térfogatsúly értékek g/cm^3 -ben

		max.	min.
Anyakőzet (gránit, amfibolit, csillámpala)	2,8	3,0	2,6
Felső laterit	2,3		
Bauxit	2,2*		
Gibsitit zseb, "réteg"	2,0		
Vörösbarna alapanyag a bauxitban	2,3	2,5	2,2
Fehér ér, folt a bauxitban	1,7	2,0	1,1
Vaslaterit	2,7	3,0	2,4

* átlag

4. Vizföldtani viszonyok

A területen két, egymással részben kommunikáló vízrendszer van: az alapkőzetben és a tágabb értelemben vett lateritben. A tengerpart-közeli platókon a felső

viznivó szintje a száraz időszak első felében a felszíntől számított 4-5 m-ben volt. A kiképzett kutakban a felszíntől számított 15 m-ben ütötték meg az alsó vízszintet (+ 45 m tszf.). A monszun idején mindkét vízszint több méterrel emelkedik.

A vízáramlás fő irányait az alapkőzet litológiája, a lecsapolási helyek és a terep dőlése szabja meg. Az áramlás a tenger és a mélyebb nalák felé É-i, ÉNy-i ill. Ny-i irányu lehet.

A laterit jó víztároló lehet, azokon a helyeken, ahol a kőzetes "lithomargic clay" kifejlődött. E vízzáró hiányában a laterit teljes egészében átadja a vizet a felekőzetnek.

5. A bauxit és a laterit vegyi összetétele és geokémiája

A rendelkezésünkre álló vegyelemzési adatokból számított súlyozott átlagértékeket a 4.sz.táblázatban foglaltuk össze.

Az összes vegyelemzési adat földolgozásával kiszámítottuk a lateritszelvény meg-elemezett anyagának átlagértékeit. Ezek a számok azonban nem adnak tájékozta-tást a teljes lateritszelvény átlagos vegyi összetételéről, mivel a kutatófurások nem harántolták a teljes szelvényt. Néhány furás átharántolta az alsó lateritet és elérte az agyagos szintet. Gyakran ezek a furások is csak részlegesen kerültek vegyelemzésre, máskor a teljes szelvényt megelemezték ugyan, de csak az Al_2O_3 -at határozták meg. Tehát a "teljes anyagra" vonatkozó átlagértékeket ennek megfelelően kell figyelembe venni.

5.1 A fő elemek a lateritben

Ha a lateritben bauxit, vasérc, vagy mangántelepek képződtek, akkor a lateritben további erőteljes elem differenciáció ment végbe. A geokémiai sajátosságokat jól szemléltetik a típus és elemkoncentrációs szelvények. (lásd a 6. és 7. ábrákat).

Az öt fő komponens súlyozott átlagértékei négy lateritszelvényben és azok bauxitjában

Súly %	I.		II.		III.		IV.	
	Teljes la- teritszel- vény	Bauxit	Teljes la- teritszel- vény	Bauxit	Teljes la- teritszel- vény	Bauxit	Teljes la- teritszel- vény	Bauxit
Al_2O_3	38,09	48,66	43,10	48,44	39,94	45,52	-	46,27
SiO_2	10,11	5,35	7,65	6,77	9,64	6,88	-	6,18
Fe_2O_3	25,03	15,17	20,80	15,45	25,67	20,23	-	19,23
TiO_2	1,99	2,11	-	-	1,46	-	-	-
Izz.v.	25,53	27,26	-	-	21,63	24,65	-	22,22
Anyakőzet	amfibolit		amfibolit		gránit		metamorf palák	

Összefoglalásként az alábbiakat állapíthatjuk meg.

- $\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3$ mennyisége a lateritszelvények fejlődésének kezdeti szakaszában és az érett (bauxit laterit) állapotában közel állandó érték, leggyakrabban 62-64 % közötti mennyiség. A túlérett stádiumban (vaslaterit), ennél több, szélsőségesen a 90 %-ot is meghaladhatja.
- Az $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{Fe}_2\text{O}_3$ arány a tágabb értelemben vett lateritben az egész szelvény átlagát tekintve kisebb mint 1. Ez úgy oszlik meg, hogy a felső lateritben, melyben az Al_2O_3 leggyakrabban 28-35 %, az Fe_2O_3 24-38 % között változik az arány 1 körül mozog. A bauxitban az Al-dus lateritben és a "lithomargic clay" ben jóval 1 fölött, az alsó lateritben pedig 1 alatt van.
- Az SiO_2 mennyisége a szelvényben lefelé nő. A maximális érték az alsó laterit és a bauxit között lévő Al-dus lateritben van.
- Az $\text{Al}_2\text{O}_3 - \text{SiO}_2$ tartalom az alsó lateritben, éppúgy mint a karszt-bauxitokban ellentétesen változik. A felső lateritben és a bauxitban a két elem egymástól függetlenül változik, az Al-dus lateritben pedig egymással párhuzamosan dúsul.

- Az ipari bauxit TiO_2 tartalma az Fe_2O_3 -al ellentétesen változik. A gipsz-
ben 3 % felett, a vasércben gyakran 1 % alatt van.
- A különböző anyagközveteken kifejlődött lateritek főelemeinek eloszlása nem kü-
lönbözik érdemileg.

Több ezer vegyelemzési adat került számítógépes földolgozásra. A hiányos elem-
zések pótlására korreláció számításokat végeztünk. Az egyes elem párok között
az (előjel nélküli) korreláció szorossága a következő:

5. sz. táblázat

		Elem párok száma	
Al_2O_3	- Fe_2O_3	0,835	765
Al_2O_3	- SiO_2	0,607	754
Al_2O_3	- izz.v.	0,329	336
SiO_2	- izz.v.	0,223	336
SiO_2	- Fe_2O_3	0,192	673
Fe_2O_3	- izz.v.	0,049	336

Jelentős korreláció csak az Al_2O_3 - Fe_2O_3 között van. Az Al_2O_3 - SiO_2 között
csak azért mutatkozik viszonylag erős korreláció, mert fölhasználtuk az alsó la-
terit elemzési adatait is, ahol a két elem ellenlábasként viselkedik. Érdekes lett
volna az egyes szintek elem párojainak korrelációs viszonyait külön-külön kiszámi-
tani, de ezekhez a számításokhoz több adatra lett volna szükség. Feltűnő az
 Al_2O_3 -izz.veszt kapcsolat gyengesége. Vagyis az izz.veszt. alapján nem lehet
az anyag Al_2O_3 tartalmára megbízhatóan következtetni. Ennek oka az, hogy az
izz.veszt. jelentős részét az alumíniummal ellentétesen változó mennyiségű vas
főásványa, a goethit szolgáltatja. A főelemek eloszlásviszonyait mutatják be a
7.1 - 7.4 sz. ábrák.

5.2 A nyomelemek

A laterites részfolyamatok során föllépő jellegzetesebb nyomelem-változásokat a 8.
sz. ábra mutatja. Ez 28 minta Ga, Be, Zr, V, és Mn szinképelemzési adatait tar-
talmazza.

A nyomelem eloszlás mennyiségi értékei és az alapvető dúsulási tendencia képe igen jól azonosítható a dangharwadi, Dekkán-bazalton kifejlődött bauxittelepek nyomelem geokémiájával (8.).

5.3 Az anyakőzet vegyi összetételének szerepe a lateritképződésben

Általánosan elfogadott álláspont, hogy az ultrabázisos és bázisos kőzetek nagyobb Fe_2O_3 tartalmuknál fogva alkalmasabbak laterites vasérctelepek létrehozására. Ezekben a kőzetekben a vas túlnyomóan ferro-vegyületek formájában található.

Ha kőzet erőteljes oxidatív környezetbe kerül, a vas oldhatósága hirtelen megnövekszik és a vertikálisan változó Eh miatt ferri-vegyületekként könnyen ki is csapódik (5).

Goában ugyanazon az anyakőzeten találunk bauxit, vasérc és mangántelepeket. Ugyanakkor egy adott tengerszint feletti magasságban különböző anyakőzeteken (amfiboliton, grániton, filliten, kvarc-klorit-biotit palán) egyaránt bauxittelepek képződtek. Vasérctelepeket találunk amfiboliton is.

Ez a változatos kép arra ösztönzött, hogy az anyakőzet vegyi összetételének semmi szerepet se tulajdonítsunk a különböző laterites érctelepek léterhozásában. Ezt sugallta még az a tény is, hogy a legkiterjedtebb vasérc és mangántelepeket $\frac{1}{2}$ Fe_2O_3 -ban és $\frac{1}{2}$ MnO_2 -ben legszegényebb kőzeten, - a fillit-csil-lámpala összleten - találjuk. Az ennek a ténynek határozottan ellentmondó irodalmi adatok arra késztettek, hogy a kérdést részletesebben megvizsgáljuk.

Nem a feltételezett anyakőzet alumínium ill. vastartalmát, hanem a két főelem egymáshoz való viszonyát kell vizsgálni. Ebben az esetben azt találjuk, hogy azok az anyakőzetek, melyeknek $\frac{\text{Al}_2\text{O}_3}{\frac{1}{2}\text{Fe}_2\text{O}_3}$ aránya nagyobb mint 1, elsősorban és főleg bauxitot képeznek (pl. gránit). Azok a kőzetek, melyekben ez az arány kisebb, mint 1, egyaránt lehetnek bauxit vagy vasérc anyakőzetei. (Az Mn esetére a kevés adat miatt nem nyilatkozhatunk.) Ez egyuttal egy régen föltett, de eddig még meg nem válaszolt kérdést is megvilágíthat, nevezetesen azt, hogy miért nem képződtek a karsztterületeken a vaslaterittel analóg módon karbonátos vasércek.

Az amfiboliton lévő bauxit Al-ben gazdagabb valamivel, mint a grániton kialakult bauxit, ugyanakkor az Fe és Si tartalma kisebb. Az amfiboliton valamivel jobb bauxit képződött, mint a grániton, vagy kvarc-klorit-biotit palán. De ez a különbség koránt sem olyan jelentős, mint az anyakőzet vegyi összetételében mutatkozó eltérés.

A lateritesedési folyamat tehát meglehetősen eltérő anyakőzetből azonos éghajlati, hidrogeológiai, topográfiai viszonyok mellett közel azonos összetételű mállás-terméket eredményezhet. Még szembeötlőbb ez akkor, ha nemcsak a bauxitot, hanem az teljes elemzésre került lateritszelvény átlagos vegyi összetételét hasonlítjuk össze a különböző területeken. A különbség meglepően elenyésző.

Igen érdekes lenne ezt a kérdést még a nyomelem-tartalom alapján is megnézni. A kevés elemzési adat nem ad lehetőséget arra, hogy ezt az összehasonlítást Goán belül megnyugtatóan elvégezzük. Az a tény, hogy a nyomelemeloszlás minőségileg és félmennyiségileg nagyon jól azonosítható a bazalton képződött dangharwadi laterittal ill. laterites bauxitteleppel, ugyancsak a főelemekre vonatkozó megállapítást támasztja alá.

6. Genetikai következtetések

Következtetéseinket nem tekintjük általános érvényűnek; más lateritek más föltételek mellett is képződhetnek. Idézzük BALKAY B. - BÁRDOSSY Gy. a guineai lateritekre, pontosabban azok vizsgálata során tett megállapításait (1):

"közvetlen lateritesedés. A kiinduló kőzet szilikát-ásványai közvetlenül Al, Fe, Ti hidroxidokká és oxidokká bomlanak. Az ép kiinduló kőzet és a laterit éles határral érintkezik. A lateritesedés során ez a "reakciófelület" nyomul előre..."

Közvetett lateritesedés. A kiinduló kőzetből agyagásványok közbeiktatásával jönnek létre az Al, Fe, Ti hidroxidjai és oxidjai. Ilyenkor több méteren át fokozatos átmenet figyelhető meg az úde alapkőzettől az agyagásványt nem, vagy **alig** tartalmazó lateritig. A közvetett lateritesedés során előbb még alkáliákat és alkáli földfémeket is tartalmazó agyagásványok keletkeznek (montmorillonit, nontronit, illit, trioktaédes klorit ill. ezek kevet rácsszerkezetei). A fokozatos kilugzás ezekből tisztán Al- és Si-tartalmu agyagásványokat (kaolinit, meta-halloysit, halloysit, hidrohalloysit, sudoit és pirofillit) hoz létre..." "A lassan tovább ható kilugzás végül az agyagásványokat is elbontja, a kőzetből Al, Fe, Ti hidroxidok és oxidok maradnak vissza a kőzetben."

A goai bauxit a tengerparti platók rezslóján az alapkőzeten fekszik, tehát itt a lateritesedés közvetlen folyamat. Ugyanakkor a platók tetején az alapkőzet és a laterit között átmenet mutatkozik, "lithomargic clay" fejlődött ki. Véleményem szerint ez nem közvetítő anyag, hanem a bauxitosodás során keletkezett "mel-léktermék", a kedvezőtlenebb lecsapolási (drainage) viszonyok eredménye. Maga a lateritképződés közvetlen és elsődleges folyamat a platók peremétől beljebb is. A lateriten belül a bauxitosodás már közvetett elemduulás, ércsképző folya-mat. A közvetítő anyag nem a "lithomargic clay", hanem a szűkebb értelemben vett laterit, azaz egy olyan anyag, melyben 28-35 % Al_2O_3 , 30-38 % Fe_2O_3 , 10-15 % SiO_2 van. (A többi izz.veszt, TiO_2 , járulékos- és nyomelem.) Ebben az anyagban tehát már jócskán lehet szabad - nem Si-hez kötött Al, alumínium (oxi)hidroxid formában. Ugyanakkor az Si-nek is csak egy része kapcsolódik Al-hoz, átlagosan 3-5 % szabad, relikv kvarcként található a lateritben.

Azokat a folyamatokat, amelyektől a már kialakult, de még többé-kevésbé homo-génabb lateritszelvényben végbemennek és abszolút és relatív **elemkoncentráció**-hoz vezetnek, másodlagos folyamatoknak nevezzük. Ezek érett lateritszelvé-nyeket hoznak létre. Ezekben a reziduális elemduulás lényegesen előrehaladot-tabb, mint a szűkebb értelemben vett lateritben.

A goai bauxittelepek ott alakultak ki a lateritben, ahol a minimális talajvizszint 5-6 m-re van a felszíntől. Megfigyeléseink szerint a bauxitképződés a maximális (június-július hó) és a közepes (május, szeptember-október) talajvizszint kö-zötti szelvényben ment végbe úgy, hogy az Fe és az Si mobilizálódott. Ugyanitt az Al relative dusult. Ez a folyamat analóg a szűkebb értelemben vett laterit-képződéssel, azzal a különbséggel, hogy a reziduális elemduulás sokkal diffe-renciáltabb; most már lokálisan csak az Al és a Ti marad vissza. Ugyanis a kilugzás mindig ott a legerősebb, ahol a víztükör ingadozásával legalaposabban fejti ki oldó hatását. Itt az Eh-pH viszonyok közel állandó értékűek. Ezt a re-latív dusulást látszik igazolni az a tény, hogy az Al a térfogatsúlycsökkenéssel párhuzamosan, arányosan dusul, makro- és mikro-méreteken egyaránt. A va-sas repedéseket kísérő gibbsitet zsebek keletkezését azzal magyarázzuk, hogy a repedések mentén szélsőségesen gyors vízmozgás van. A vasmobilizáció erő-teljesebb, mint egyebütt; a repedések felé oldalirányú oldatvándorlás is érvényesül.

A fiziko-kémiai viszonyok megváltozására érzékeny vas a repedésekben részben vagy egészen kiválik (főleg goethitként). A bauxit szöveti képe is erre utal. A bauxitban és a lateritben lévő csöveket 0,5-3 cm szélességben gibbsitit veszi körül. A csövecskék belsejében nyilván az innen származó vas vált ki. Ilyenkor a gibbsitit térfogatsúlya szélsőségesen 1,1-re is lecsökkenhet, jelezve az Al relatív dusulását.

Az Al kis mértékben oldatba is mehet, de jelentős része még a bauxit-övben kiválik; abszolút értelemben is dusul. A mikroszkópikus vizsgálatok során gyakran volt megfigyelhető az alapanyagnál lényegesen jobban kristályos, hófehér gibbsitit kiválás, repedés - vagy üregkitöltésként.

Az Fe a bauxit-övből főleg ascendensen távozik. Így alakul ki a felső laterit-öv, ahol a leszálló vizek oldó hatását felülmúlja a kapillaritással megemelt oldatokból való kiválás. Itt tehát a bauxitképződéssel ellentétes folyamat játszódik le; az Fe abszolút értelemben dusul, az Al-relatív csökken. Ez a szint a csapadék-mennyiség évszakos változásaitól függetlenül állandóan a talajvízszint fölött van. Az ascendencia a monszun idején fokozottabb, az erős esőzés után a nap melegének hatására az oldatok fölfelé vándorolva bepárolódnak. A bepárolódás a legfelső 10-20 cm-ben a legjelentősebb; itt keletkezik a vaskéreg.

A leszálló oldatokkal mobilizálódott Fe és Si részben vagy egészen kiválik a lateritszelvényben. A vaskiválás az alsó laterit-öv, a tovább vándorló Si a "lithomargic clay" kialakulásához vezet. Itt tehát a bauxitképződéssel egyidős rezilifikációs folyamatról van szó. A "lithomargic clay" és az alsó laterit határa nagyjából a minimális vízszintnek felel meg. Tehát az agyag a mállási zónának az a része, amely állandóan átítatott. Az alsó laterit csak a száraz évszak végén (március-április) van a talajvíz szintje fölött.

A lateritszelvény továbbfejlődése a vízföldtani helyzet megváltozásának eredménye. A morfológiai és éghajlati viszonyok megváltozásával a talajvíz süllyed. A kapilláris vizemelés és az ezzel járó felszálló oldatvándorlás ill. kiválás csökken, végül teljesen megszűnik. A vízszint olyan mélyre is kerülhet, hogy

onnan már a felszálló oldatok nem kapnak utánpótlást. Míg korábban az ascen-
dens oldatkiválás uralkodott, most már a leszálló víz oldó hatása jut érvényre.
A magasabb víznívó mellett kialakult lateritszelvény szerkezetében mélyreható
átalakulás megy végbe, mely elsősorban a vas mobilizációjával és a mélyebb
szintekben történő ujrakicsapódásával jár. Jól lehet ezt látni a sanguemi vasbá-
nyában, ahol a november-december hónapokban kialakult **talajvízszint fölött** he-
matit zsinórokból álló öv képződött. A hematit-zsinóros öv fölött, hematit konk-
réciónokban gazdag szint található, mely minden bizonnyal egy korábban kialakult
zsinóros szint pusztulási terméke. Ugyanakkor a legfelső szint (eredetileg fejső
laterit+vaskéreg) tönkrement, erőteljesen vastalanodott, elagyagosodott, az Ara-
di-hegyen bauxitosodott.

A süllyedő talajvíz nívó következtében a lateritesedési folyamat egyre mélyebben
hatol előre az anyakőzetben, ugyanakkor egyre vastagabb szelvény kerül a talaj-
víz szintje fölé, következésképpen egyre nagyobb tömegű vas mobilizálódik ill.
válík ki, egyre gazdagabb érctelepeket alkotva. Ezt a szelvényt tulérett late-
ritszelvénynek nevezzük.

Minta sz.	Megnevezés	Hely	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	FeO	Izz.v.	MnO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
A-45	csillámpala		2,50	94,45	0,25	0,07	0,72	0	0	0	1,38	0,588	0	0,10	ny	0,127
A-46	amfibolit		16,32	46,36	3,74	0,82	8,38	7,91	0	0,031	11,32	2,98	0,182	ny	0,64	0,042
A-47	amfibolit		15,81	48,08	6,34	1,09	8,52	5,93	0,050	0,031	9,18	3,13	0,111	0,15	0,60	0,063
A-48	amfibolit		15,81	50,61	3,51	1,06	8,00	4,85	1,025	0,035	12,39	0,30	0,271	0,17	1,30	0,095
Sh-1/39	laterit:alsó szint		41,90	12,70	21,00	2,70						21,70				
Sh-1/40	fehér bauxit		53,93	11,28	3,41	2,70	0,13	0,22	0,025	0,046	0,30	27,42	ny	ny	ny	0,127
Sh-1/11	átlag résminta		48,75	4,69	17,29	2,08						26,22				
Sh-4/12	átlag résminta		43,98	7,46	22,20	2,09						23,57				
Sh-4/29-1	fehér ér bx.-ban		57,12	7,92	1,22	2,89						29,30				
Sh-4/29-2	érkitöltés		51,71	12,72	9,19	3,15						21,75				
Sh-4/29-3	alapanvag bx.-ban		37,00	6,12	33,19	1,79						20,72				
Sh-5/23	vaskéreg:felső 10 cm		16,32	13,47	50,69	0,90	0,08	0,09	0,113	1,325	0,56	15,70	0,455	0,40	ny	0,148
Sh-5/27	Gibbsit "réteg"		60,70	1,30	2,10	2,20						32,70				
Sh-5/30	mállott Fe laterit repedéskitöltés		33,40	3,60	39,84	1,57	0,11	0,20	0,046	0,220	0,30	20,33	0,058	0,20	0,10	0,127
Sh-5/31	Fe laterit repedésben		26,26	2,74	52,06	1,19						17,41				
Sh-5/32	Gibbsites gumó az Fe laterites repedésben		58,90	0,90	6,10	2,50						31,20				
Sh-5/33	vasdus bx:felső szint		38,76	2,86	33,15	1,88						23,13				
Sh-5/34	gibbsitit zseb		60,32	1,60	3,30	2,06						31,79				
Sh-5/35	bx. a telep alsó részéről		44,90	6,80	21,70	2,30						24,20				
Sh-5/10	átlag résminta		52,02	3,44	13,59	2,22						28,09				
A-2/26	rőzsaszín bauxit		52,18	11,06	6,25	3,19						26,29				
A-2/5	átlagminta		46,61	6,17	18,42	2,16						25,29				
A-1/6	átlagminta		44,04	7,94	20,94	2,37						23,44				
A-2/54	bauxit															
A-3/24	bauxit															
A-3/4	átlagminta		49,98	4,88	14,92	2,05						27,03				
A-4/3-1	fehér ér, folt bx.-ban		52,84	7,18	3,52	2,27						29,59				
A-4/3-2	vörösbarna alapanvag		40,22	5,61	28,80	1,81						22,09				
A-4/4	gibbsitit vasas repedés mellől		58,40	3,05	3,86	2,70						31,48				
A-4/9	átlagminta		48,46	4,49	17,71	2,20						26,28				
A-4/1	vaslaterit		19,90	5,30	56,60	0,90						16,10				

Minta sz.	Ca ₂ O ₃	BeO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	MnO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CuO	CeO ₂	TiO ₂	Gibb.	Böth.	Diasz.	Goeth.	Hem.	Kaol.	Illit	Q	An.	Rut.	Al ₂ O ₃ G-bef	H-ban		
A-45	0	0,0011	0	0,004	0,016	0,006			0	0,1418														
A-46	0,0027	0,0011	0,024	0,082	0,174	0,024			0	1,0008														
A-47	0,0032	0,0011	0,034	0,071	0,190	0,015			0	1,0008														
A-48	0,0026	0,0011	0,028	0,071	0,142	0,099			0	1,0008														
Sh-1/39	0,0063	0	0,022	0,150	0,038	0,078	0,0105	0,0082																
Sh-1/40	0,0066	0	0,038	0,092	0,018	0,220	0,0120	0,0025	68,5	-	-	3,7				24,0								
Sh-4/11									63,4	0,4	1,4	8,7	8,7			8,2	ny	0,9	1,7	0,4	1,5	1,8		
Sh-4/12									51,7	0,9	2,0	11,4	11,1			13,5	1,5	0,6	1,9	0,2	1,5	0,4		
Sh-4/29									70,1	ny	4,7	1,1	0,2			15,5	2,6	ny	2,5	0,4	ny	-		
Sh-4/29									56,8	0,6	3,2	8,5	2,6			24,5	2,2	0,7	2,5	0,7	2,0	0,8		
Sh-4/29									48,2	0,2	4,6	14,0	22,1			8,4	1,5	1,8	1,4	0,4	1,1	ny		
Sh-5/23	0,0032	0,0042	0,047	0,096	0,506				0	0,6672	12,4	-	57,0	-		14,3	7,8							
Sh-5/27	0,0087	0	ny	0,038	ny	0,170	0,0052	0,0010			91,4	-	-	2,1		2,5	-							
Sh-5/30	0,0034	0,0014	0,026	0,096	0,084	0,009			1,0008		47,0	-	35,9	7,4		7,5	-							
Sh-5/31									36,4	-	-	27,2	-			5,8	-							
Sh-5/32	0,0188	0	ny	0,114	ny	0,400	0,0058	0,0031																
Sh-5/33	0,0119	0,0011	0,024	0,107	0,016	0,045			0	0,9008	55,0	-	22,6	12,7		5,1	-							
Sh-5/34									91,0	-	-	-	3,3			3,3	-							
Sh-5/35									70,7	0,5	1,2	8,0	7,2			4,7	2,2	0,5	1,7	0,5	1,5	0,4		
Sh-5/10																								
A-2/26																								
A-2/5									57,7	0,4	2,4	9,1	9,9			2,6	9,7	2,2	1,0	1,8	1,2	1,0		
A-1/6									52,6	0,4	1,8	6,1	14,0			15,1	ny	1,0	2,2	0,5	0,9	0,5		
A-2/54	0,0088	0	ny	0,092	0,034	0,112	0,0072	0,0043																
A-3/24	0,0170	0	ny	0,080	ny	0,190	0,0080	0,0064																
A-3/4									65,8	-	2,0	10,0	5,6			7,7	2,2	0,7	1,6	0,6	1,4	0,4		
A-4/3-1									68,4	ny	2,9	3,0	1,0			11,6	8,8	1,0	1,8	0,4	0,4	ny		
A-4/3-2									47,6	ny	1,3	23,2	10,0			9,5	7,8	0,6	1,6	0,2	3,4	0,3		
A-4/4									86,0	ny	-	-	4,5			6,6	-							
A-4/9									61,4	0,6	2,0	9,8	9,0			8,2	2,2	0,2	1,7	0,6	1,5	0,6		
A-41																								

Minta sz.	Megnevezés	Hely	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CaO	MgO	S	P ₂ O ₅	FeO	Izz.v.	MnO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
A-42	Vaslaterit, sárgás-piros		15,04	6,54	65,61	0,54						12,22				
A-43	Vaslaterit, kvarcos		11,02	28,45	53,10	0,30						6,40				
A-44	Vaslaterit, gibbsit eres		20,02	3,70	60,91	0,75						14,40				
N-6	Lithomargic clay		31,36	37,19	15,99	2,51						12,54				
M-1/7	Bauxit 0,5 m-re a fel-szintől		55,08	2,19	8,99	3,15						29,97				
M-1/8	Bauxit 1,0 m-re a fel-szintől		42,58	4,20	26,49	2,15						24,52				
M-1/9	Bauxit a felszínről		52,52	2,75	13,26	2,64						28,34				
M-2/12	Bauxit a felszínről		55,08	2,85	8,04	2,40	0,84	0,08	0,050	0,057	0,30	29,90	0,111	ny	ny	0,245
M-2/13	Bauxit a felszínről 1,0 m-re		54,57	2,92	8,58	2,62						30,11				
M-3/14	Bauxit a felszínről 1,0 m-re		49,49	3,52	15,06	1,97	0,56	0,08	0,042	0,041	0,30	28,17	0,047	ny	ny	0,116
M-4/10	Laterit a felszínről 4,0 m-re		34,68	10,93	32,89	1,27						19,84				
M-4/11	Laterit a felszínről 1,0 m-re		30,60	1,66	45,44	2,43						19,74				
F-13	Bauxit, furási átlag		48,29	7,94	15,75	2,19						25,36				
E-17	Gránit-gneisz		10,96	77,06	1,31	0,24	0,72	0,31	0	0,014	2,75	0,80	0,058	1,50	4,35	0,051
E-18	Kvarcit-ér															
E-19	Agyagos homok		12,24	73,18	5,35	0,37	0,35	0,58	0,025	0	0,92	5,46	ny	0,44	0,23	0,021
E-20	Homokos agyag		13,77	66,05	10,64	0,37	0	0	0	0,028	0,92	7,14	0	0,32	0,10	0,042
E-21	Bauxit		55,59	5,88	4,88	2,77						30,00				
E-22	Bauxit		58,65	1,52	2,98	2,67	0,56	0,09	0,016	0,036	0,30	32,18	ny	ny	ny	0,021
S-1/1	Bauxit		38,76	6,64	29,63	2,02	0,56	0,09	0,042	0,046	0,30	21,83	ny	ny	0,10	0,168
S-4/2	Bauxit		58,40	2,31	4,48	3,18						31,58				
F-7	Furási átlagminta		41,85	7,71	24,91	1,90						22,53				
C-36	Laterit		30,22	9,83	37,82	2,36						18,05				
C-37	Laterit		27,28	14,94	39,20	1,94						14,83				
C-38	Laterit		29,07	20,14	31,98	1,73						15,78				
J-49	Bauxit a plató tetejéről		33,60	14,30	31,50	3,10						17,50				

Minta sz.	Ca ₂ O ₃	BEO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	MnO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CuO	CeO ₂	TiO ₂	Gibb.	Böth.	Diasz.	Goeth.	Hem.	Kaol.	Illit	Q	An.	Rut.	G-ben	Al ₂ O ₃	H-ban
A-42											3,0	-	-	4,9	11,6	75,0	-	2,2					
A-43	0,0030	0	ny	0,133	0,031	0,096	0,0063	0,0027															
A-44																							
N-6																							
M-1/7																							
M-1/8																							
M-1/9											77,0	-	-		13,3	6,2	-	-					
M-2/12											82,5	-	-		8,1	6,3	-	-					
M-2/13	0,0130	0	0,013	0,125	0,019	0,400	0,0069	0,0024			82,0	-	-		8,4	6,4	-	-					
M-3/14																							
M-4/10																							
M-4/11	0,0039	0	0,018	0,280	0,034	0,050	0,0050	0,0064			44,6	-	-	26,5	21,6	3,4	-	-					
F-13											57,0	0,5	3,0	6,2	9,5	14,8	2,3	0,5	1,8	0,5	1,1		0,6
E-17	0,0053	0,0011	0,059	0,004	0,016	0,0004			0	0,3670													
E-18	0	0,0011	0	0,004	0,016	0,0024			0	0,0217													
E-20	0,0092	0,0011	0,095	0,004	0,016	0,0009			0	0,5004	3,3	-	-	8,9	3,7	29,9	-	52,2					
E-21	0,0100	0	ny	0,064	0,296	0,160	0,0072	0,0033			78,8	-	-	5,7	-	13,2	-	-					
E-22	0,0088	0	ny	0,068	0,038	0,150	0,0055	0,0020			89,0	-	-	-	3,3	3,2	-	-					
S-1/1											51,1	-	-	8,2	22,7	14,6	-	-					
S-4/2											86,8	-	-	-	4,5	5,0	-	-					
F-7											48,5	0,7	1,8	10,3	15,3	13,8	2,3	0,7	1,6	0,4	1,5		0,5
C-36																							
C-37	0,0063	0	0,025	0,147	0,091	0,172	0,0128	0,0067			22,6	-	-	22,2	32,2	32,2	-	-					
C-38																							
J-49	0,0043	0	0,020	0,190	0,171	0,067	0,0066	0,0054			32,1	-	-	10,8	21,8	30,8	-	-					

Minta sz.	Megnevezés	Hely	Al ₂ O ₃	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	CeO	MgO	S	P ₂ O ₅	FeO	Izz.v.	MnO ₂	K ₂ O	Na ₂ O	CO ₂
J-50	Bauxit a rézsű tetejéről		46,70	9,10	16,10	2,40						24,70				
J-51	Laterit a rézsű felső részéről		30,10	11,80	37,90	2,30						17,00				
J-52	Bauxit a rézsű közepéről		47,90	4,40	16,60	2,30						27,40				
J-53	Bauxit a rézsű aljából		50,70	3,60	15,40	1,90						28,30				
VS-8	Bauxit		43,50	6,00	24,30	2,50						23,50				
VS-9	Bauxit		47,20	2,50	19,00	2,80						27,60				
Sg-2	Agyag		36,00	26,40	17,40	3,30						16,60				
Sg-3	Hematit zsinór		ny	4,52	82,92	ny	0,11	0,07	0,193	0	0,67	8,00	0,271	ny	ny	0,073
Sg-4-1	Vaslaterit: sárga cső és érkötés		23,00	26,66	33,28	1,29						12,84				
Sg-4-2	Vaslaterit: barna és vörös alapanyag		17,07	16,09	53,22	0,79						10,74				
Sg-6	Vaslaterit: sárga, fekete-vörös foltos		0,77	1,46	91,03	0,30	0,11	0,24	0	ny	0,30	4,40	0,819	ny	ny	0,095
Sg-7	Hematit zsinór: szilke		1,31	3,98	91,13	ny	0,09	0,07	0	0	1,38	1,75	0,128	0	0	0,101

Minta sz.	Ga ₂ O ₃	BeO	ZrO ₂	V ₂ O ₅	MnO ₂	Cr ₂ O ₃	NiO	CuO	GeO ₂	TiO ₂	Gibb.	Böth.	Diasz.	Goeth.	Hem.	Kaol.	Illit	Q	An.	Rut.	Al ₂ O ₃ G-ben H-ban	
J-50																						
J-51																						
J-52	0,0049	0	0,017	0,162	0,032	0,400	0,0059	0,0011			32,2	-	-	10,9	28,1	25,4	-	-	-	-	-	-
J-53																						
VS-8	0,0064	0	ny	0,165	0,050	0,105	0,0053	0,0030			74,5	-	-	-	15,4	8,0	-	-	-	-	-	-
VS-9	0,0059	0	0,018	0,078	0,050	0,066	0,0041	0,0030			59,8	-	-	-	24,3	12,8	-	-	-	-	-	-
Sg-2	0,0084	0,0011	0,027	0,023	0,027	0,018			0	1,668	20,5	-	-	-	10,3	8,1	-	-	-	-	-	-
Sg-3																						
Sg-4-1																						
Sg-4-2																						
Sg-6	0	0,0011	0,026	0,004	1,582	0,020			0	0,034												
Sg-7																						

Rövidítések: Gibb.: gibbsit

Böth.: böhmít

Diasz.: diaszpor

Goeth.: goethit

Hem.: hematit

Kaol.: kaolinit

Q: kvarc

An.: anatóz

Rut.: rutil

G-ben: goethitben

H-ban: hematitben

Megjegyzés: Az adatok súlyszázalékban vannak megadva.

IRODALOM - REFERENCES

1. BALKAY B., BÁRDOSSY GY.: 1967.
Lateritesedési részfolyamat-vizsgálatok a guineai lateriteken.
Föld.Közl. Vol. 97. No. 1, 91-110.
2. BALKAY B.: 1972
Bauxitization and underground drainage. - Kézirat.
3. BONIFAS, M. jr. 1959
Contribution a l'étude géochimique de l'altération latéritique.
Mém. Serv. Cart. Alsace-Lorraine No. 17.
4. GORDON, M. jr. - TRACEY, I.I. jr. - ELLIS M. W. 1958
Geology of the Arkansas Bauxite Region. -
US Geological Survey. Professional Paper 229.
5. MAIGNIEN, R. 1958
Le cuirassement des sols en Guinée. - Mém. Serv. Cart.
Geol. Als. Lorr. No. 16.
6. MILLOT, G. 1964
Géologie des argiles. - Masson et Cie Paris.
7. PATTERSON, S. H. 1971
Investigation of Ferruginous Bauxite and other Mineral
Resources in Kuauai etc. - US Geological Survey,
Professional Paper 656.
8. RANE, V. - DESHNUKH, S.S. 1969
Dhangarwadi Bauxite Deposit Kolhapur District, Maharastra
state. Project Report. - Geol. Surv. of. India.
9. SZABÓ E. 1972
Bauxite Geological Observations in Ghana. - ALUTERV
Technical Papers. No-1, 1-54, Budapest.
10. VALETON, I. 1966.
Laterite. Faziesdifferenzierung Laterit-Bauxit und deren Beziehung
zum Paläorelief in Gujerat (India). - Travaux de l' ICSOBA No 2,
50-82.
11. KOMLÓSSY GY. 1972. aut. coll.
Unpublished Project Report.

Formation of Lateritic Bauxite and Iron Ore Deposits in Goa (India)

by

Dr. Gy. Komlóssy

ABSTRACT

The author presents the principal scientific conclusions of his field survey and sampling, (1971) completed by laboratory investigations done in Hungary.

From the seashore inwards successively iron ore, bauxite and manganese ore deposits occur on plateaus at increasing altitudes from 40 to over 100 m a.s.l. They are underlain by granite, gneiss, phyllite, metabasalt with dolerite dykes (which turned out, however, to be amphibolites), and by quartz-chlorite-biotite schists.

Upwards, the parent rock grades (not always) into "lithomargic clay" of kaolinitic composition. The next "zone of leaching" is usually divided into a "lower laterite" and an "upper laterite" horizon by the bauxite. The latter is of brownish-red colour (the higher-grade types mostly white), rather porous, of collomorphous and fluidal texture, with both ferruginous and gibbsitic nodules and stripes. The upper laterite horizon is in most cases capped by the very hard ferruginous crust ("cuirasse").

The lateritic iron ores are closely related to the upper laterite horizon. However, the main iron mineral is hematite, instead of goethite, and the topmost iron crust is usually missing.

Average volumetric weights vary from 1,7 (gibbsitic vein) to 2,7 (ferruginous laterite).

The two main, superposed aquifers of the area, viz. the fractured bedrock and the porous laterite formation are partly interconnected, depending upon the local presence or absence of an impervious lithomargic clay.

The distribution patterns of the main components and of some trace elements are presented. There is practically no covariation of alumina with the loss on ignition, due to the abundance of goethite along with gibbsite.

It has been established that the type of laterization is primarily controlled by the alumina/iron oxide ratio of the parent rock rather than its absolute Al_2O_3 and Fe_2O_3 content. In the case of this value being higher than one, bauxitization is most likely. At values lower than 1, both bauxites and iron ores may develop.

This possibly may provide a clue to the absence of iron ores in karst bauxite areas.

The laterization of rather varied parent rocks may produce very similar products if the other intervening factors are practically identical.

Laterization is considered to be a direct process both on the escarpments and in the middle of the plateaus. The "lithomargic clay" is not an intermediary material, but a by-product. In the course of laterization, bauxitization is an indirect enrichment process.

Secondary redistributions produce more differentiated, mature laterite profiles.

Bauxite was developed at places where the lowermost level of the groundwater table is at about 5-6 m below the surface.

Further development of the lateritic profile, e.g. iron ore formation, is due to uplift accompanied by sinking of the groundwater table. This leads to mobilization and reprecipitation of iron.

(Trad. by E. Dudich)

Address of the author:

Dr. Komlóssy György

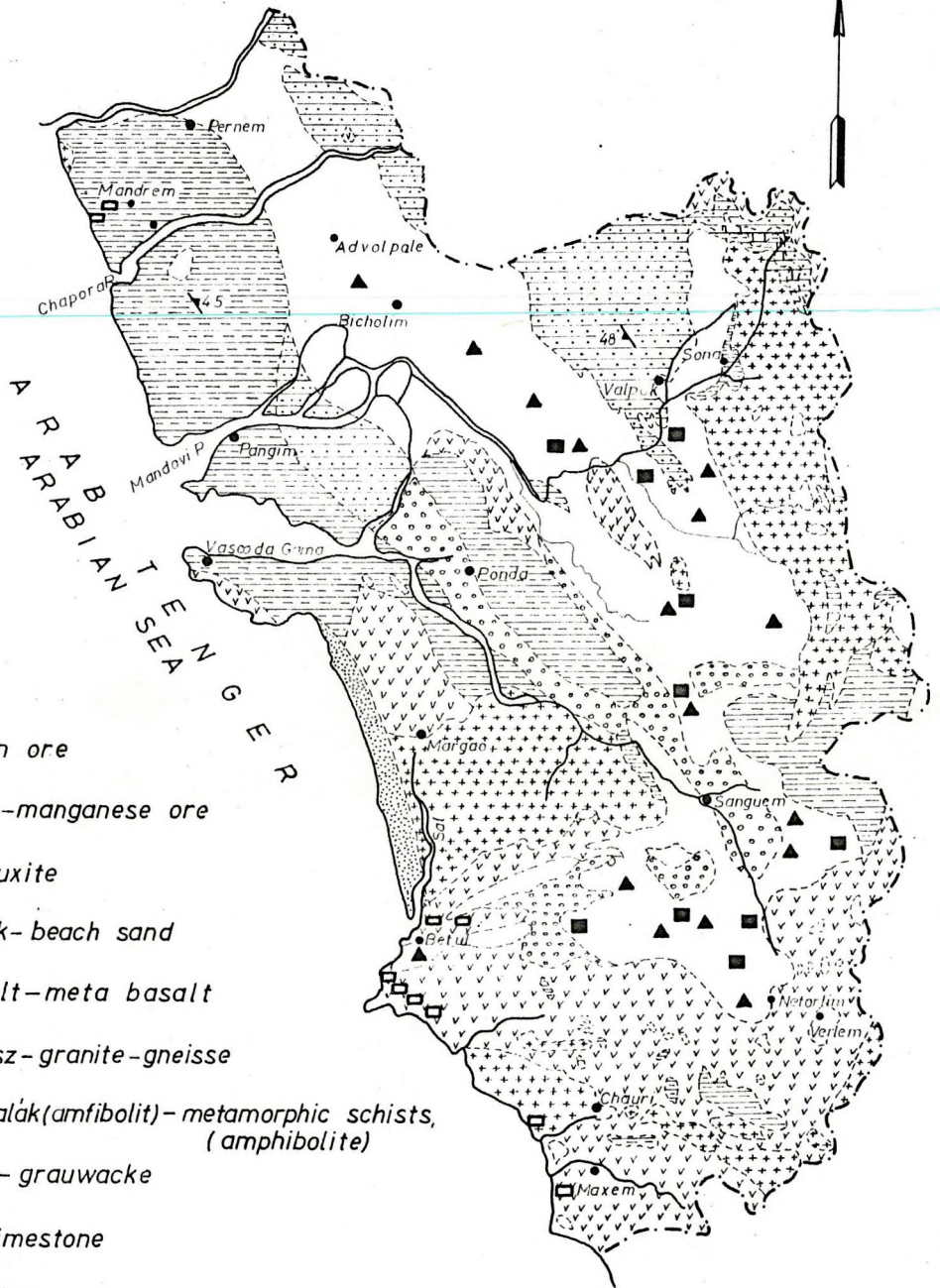
H-1133 Budapest.

Pozsonyi ut 56.













"ALUTERV" Hungary

GOA FÖLDTANI TÉRKÉPE. GEOLOGICAL SKETCH MAP OF GOA.

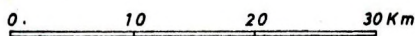
M ~ 500 000



Jelmagyarázat:
Legend:

-  Vasérc - iron ore
-  Mangánérc - manganese ore
-  Bauxit - bauxite
-  Parti homok - beach sand
-  Meta bazalt - meta basalt
-  Gránit, gneisz - granite - gneisse
-  Metamorf palák (amfibolit) - metamorphic schists, (amphibolite)
-  Grauwacke - grauwacke
-  Mészkö - limestone
-  Fillit - phyllite
-  Tilloid - tilloid
-  Dőlés iránya - dip

Scale



Idealizált szelvény az Aradi-Shakti területéről
 Idealised section through Aradi-Shakti area

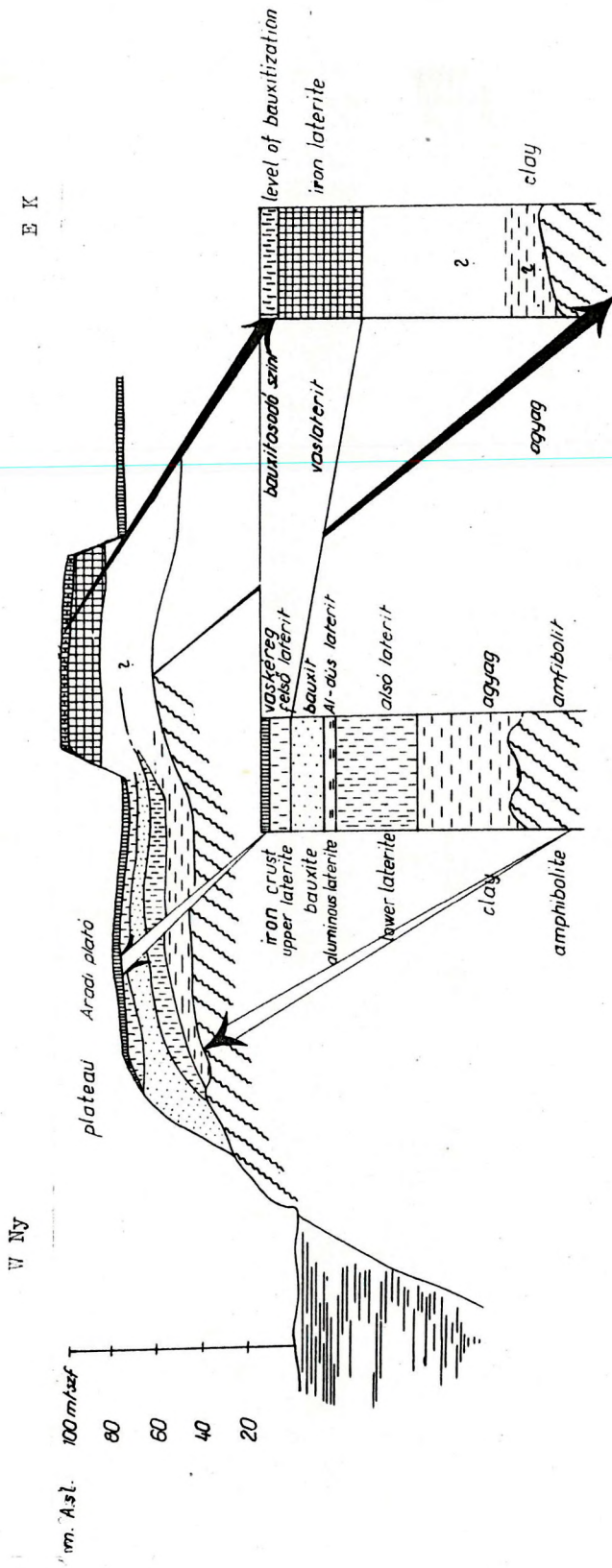


Fig. 2. ábra

Egy bauxitos plató földtani szelvénye

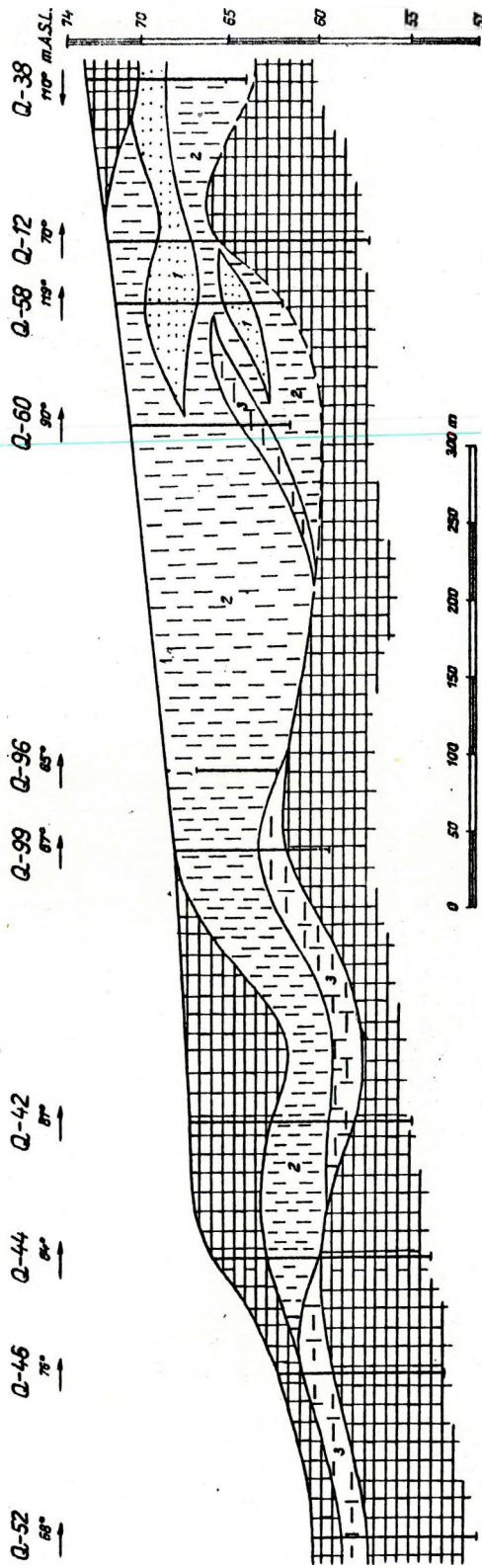






Fig. 3 ábra

Jelmagyarázat:

Legend:

-  bauxite Al_2O_3 : > 50 %
-  bauxite Al_2O_3 : 45-50 %
-  bauxite Al_2O_3 : 40-45 %
-  laterite

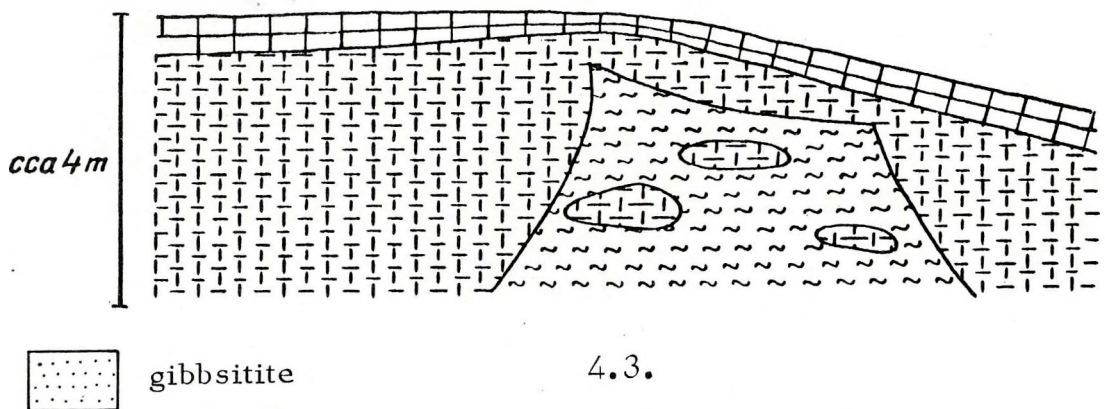
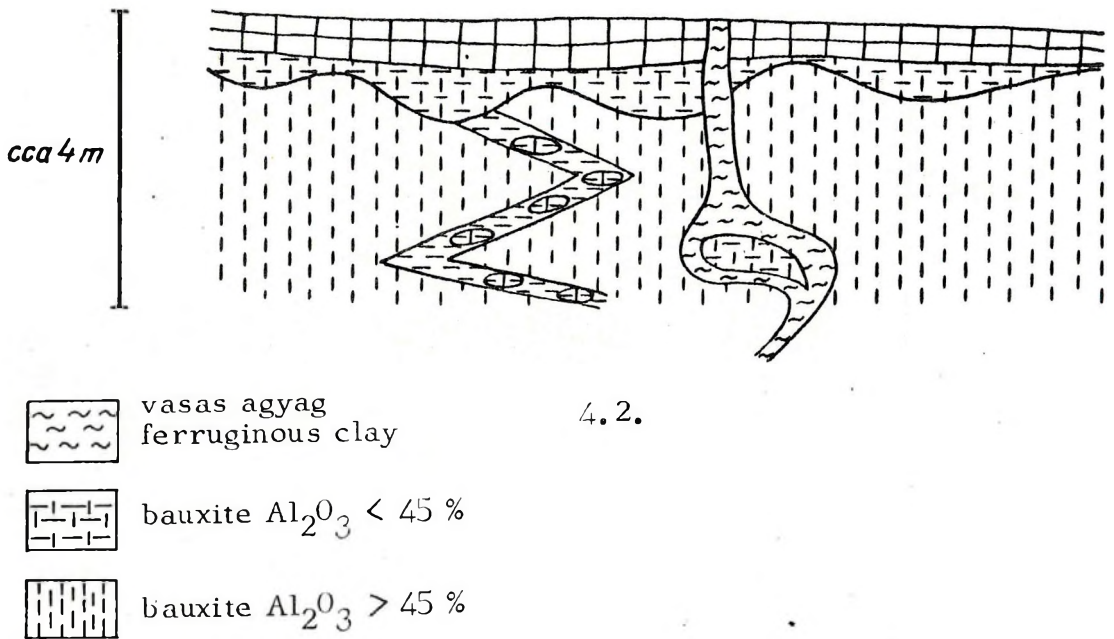
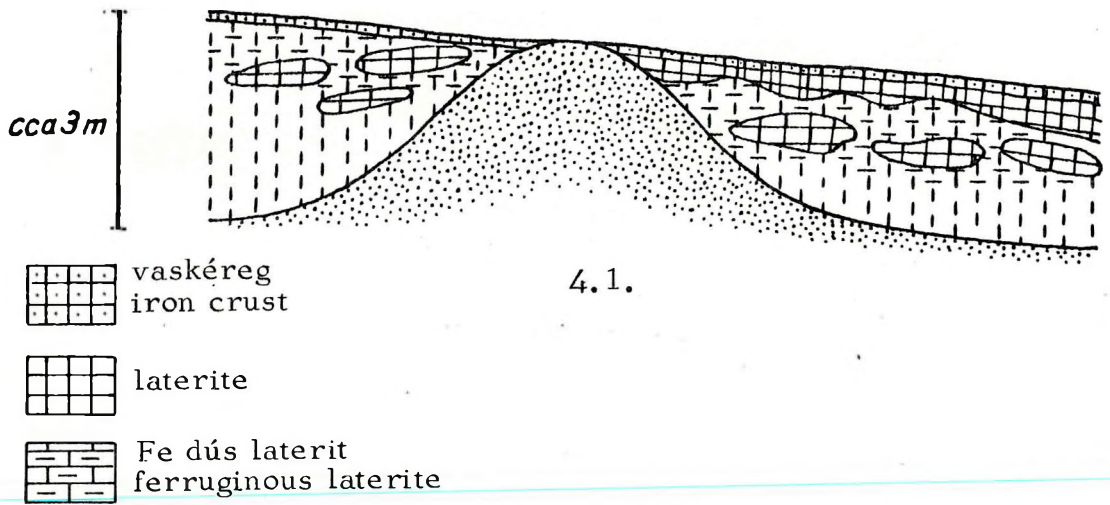
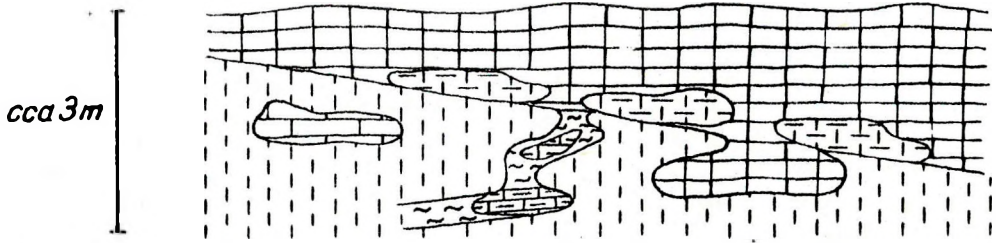
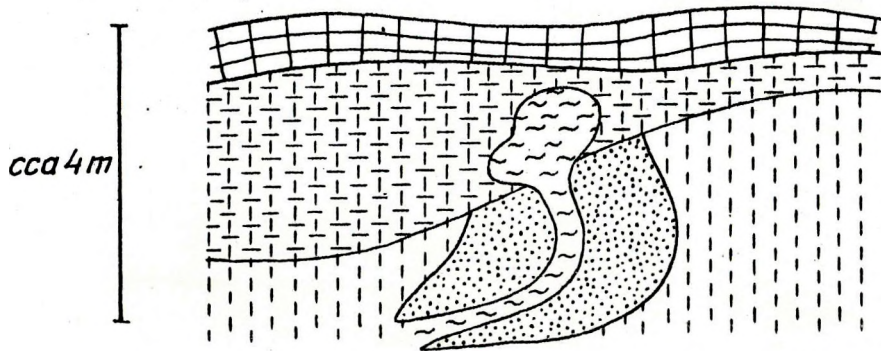


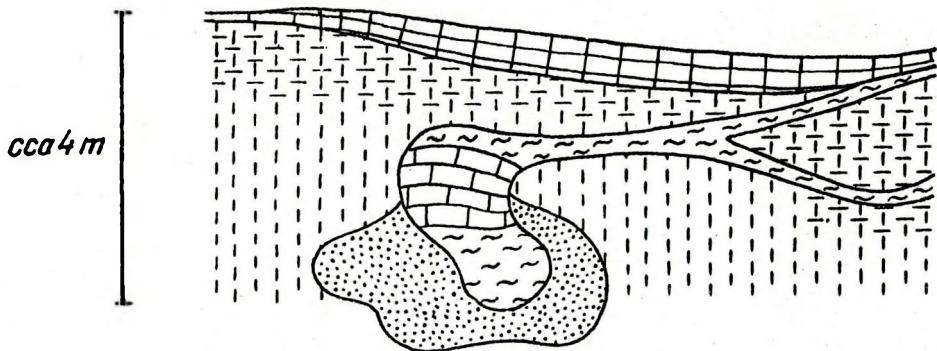
Fig.4.ábra Külfejtések szelvényei
 Bauxite profiles in working
 faces



4.4.



4.5.

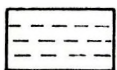
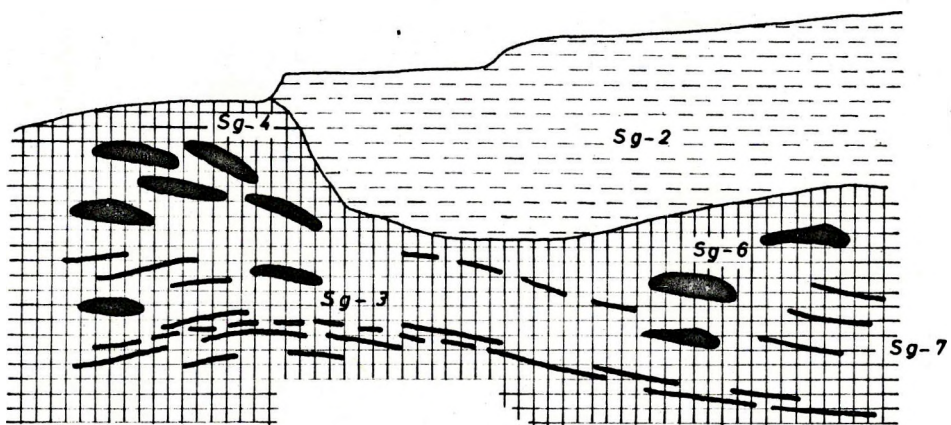


4.6.

Fig.4.ábra.Külfejtések szelvényei

Bauxite profiles in working faces

*Vas laterit szelvény Sanguem talukában.
Iron laterite profile in Sanguem taluka.*



agyag – clay



vas laterit hematit koncentrációkkal
iron laterite with hematite concretions



vas laterit hematit zsinórokkal
iron laterite with thin hematite layers

Sg-3

mintavétel helye – sampling

Fig. 5. ábra.

GEOKÉMIAI TÍPUSSELVÉNYEK
STANDARD GEOCHEMICAL PROFILES

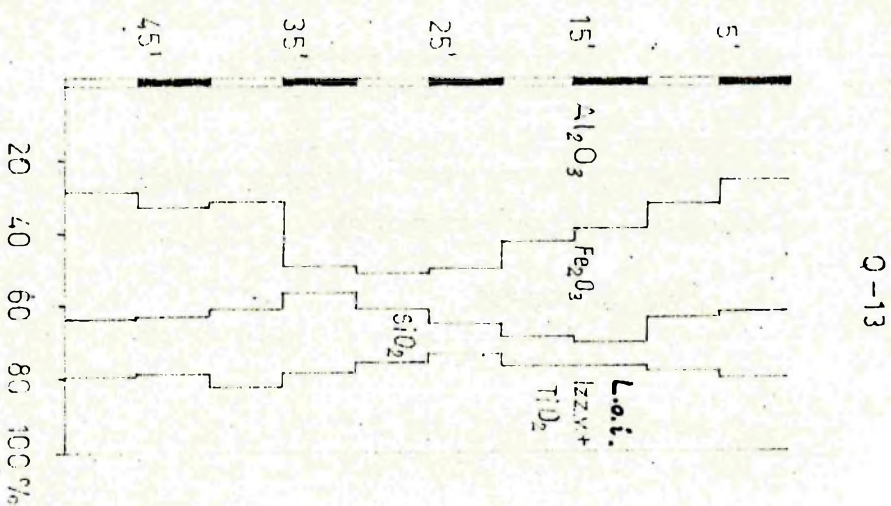
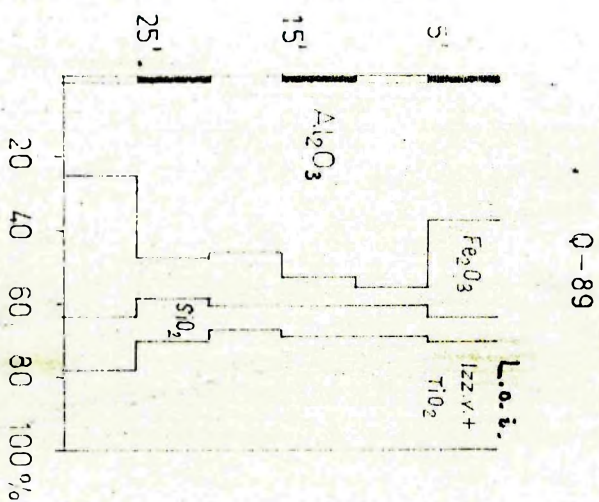
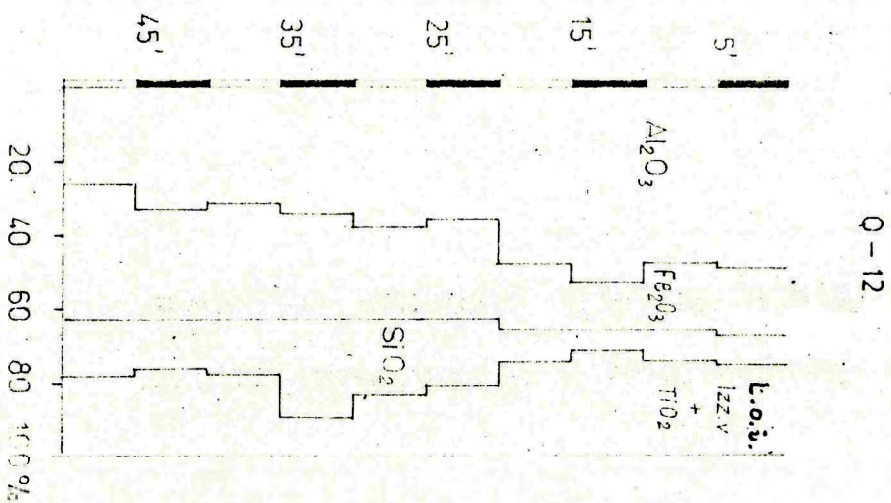


Fig. 6. ábra

ELEMKONCENTRÁCIÓ SZELVÉNYEK A SHAKTI TERÜLETRŐL
 CONCENTRATION PROFILES OF THE MAIN ELEMENTS.

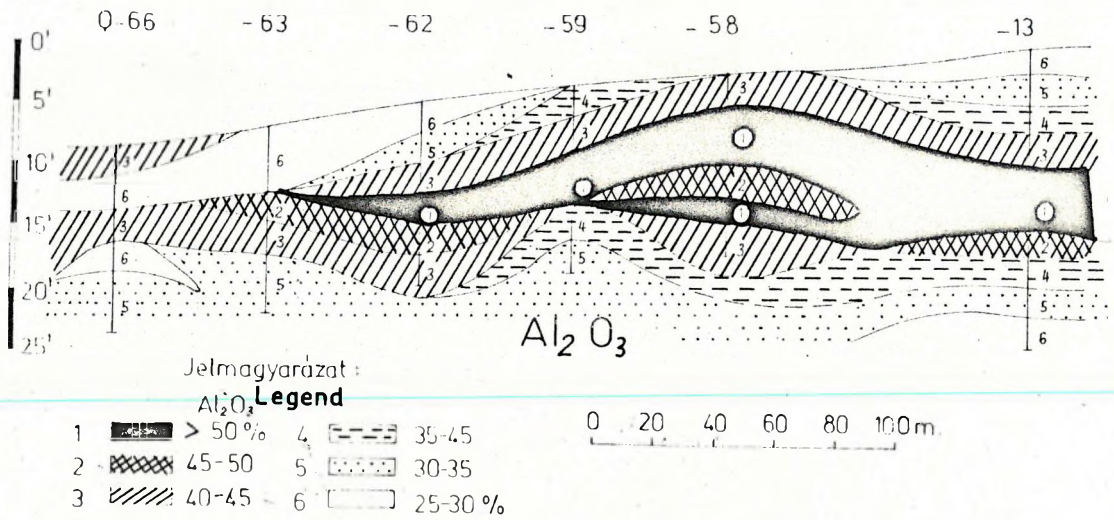


Fig. 7.1. ábra

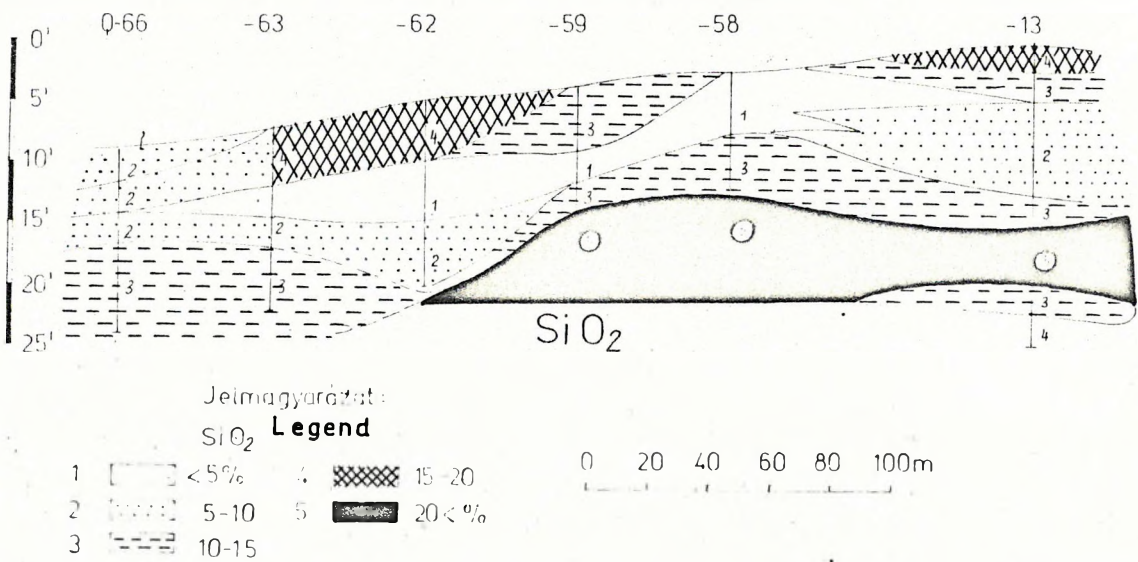


Fig. 7.2. ábra

ELEMKONCENTRÁCIÓ SZELVÉNYEK A SHAKTI TERÜLETRŐL
 CONCENTRATION PROFILES OF THE MAIN ELEMENTS

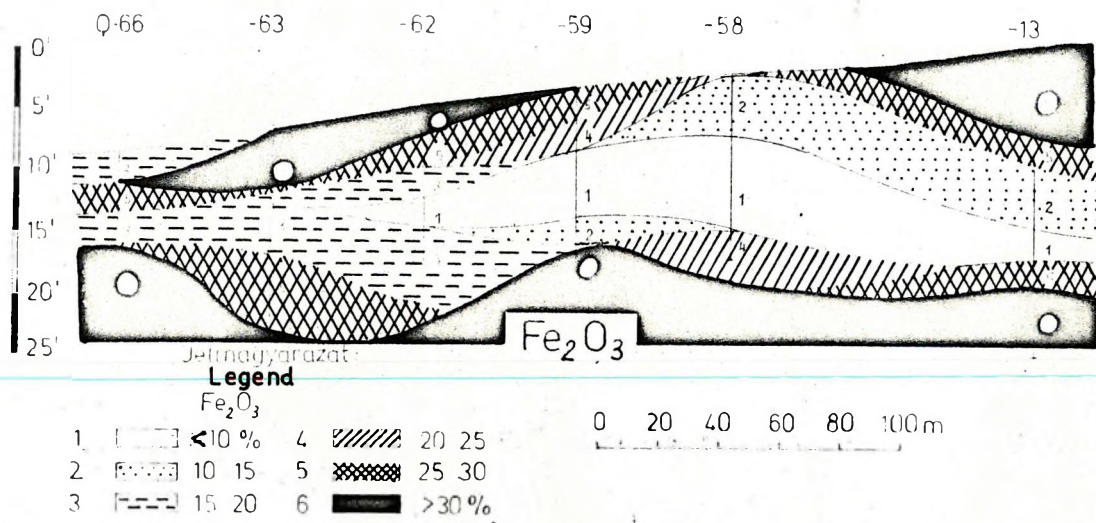


Fig. 7.3. ábra

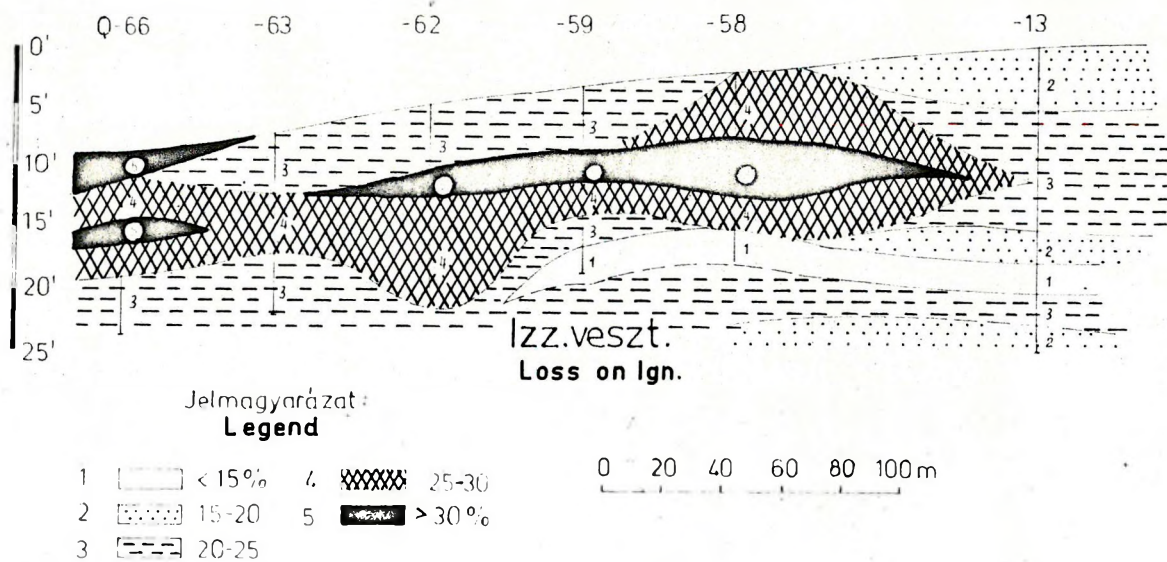


Fig. 7.4. ábra

Nyomelemeloszlás a lateritszelvényben

Distribution of trace elements in a laterite profile

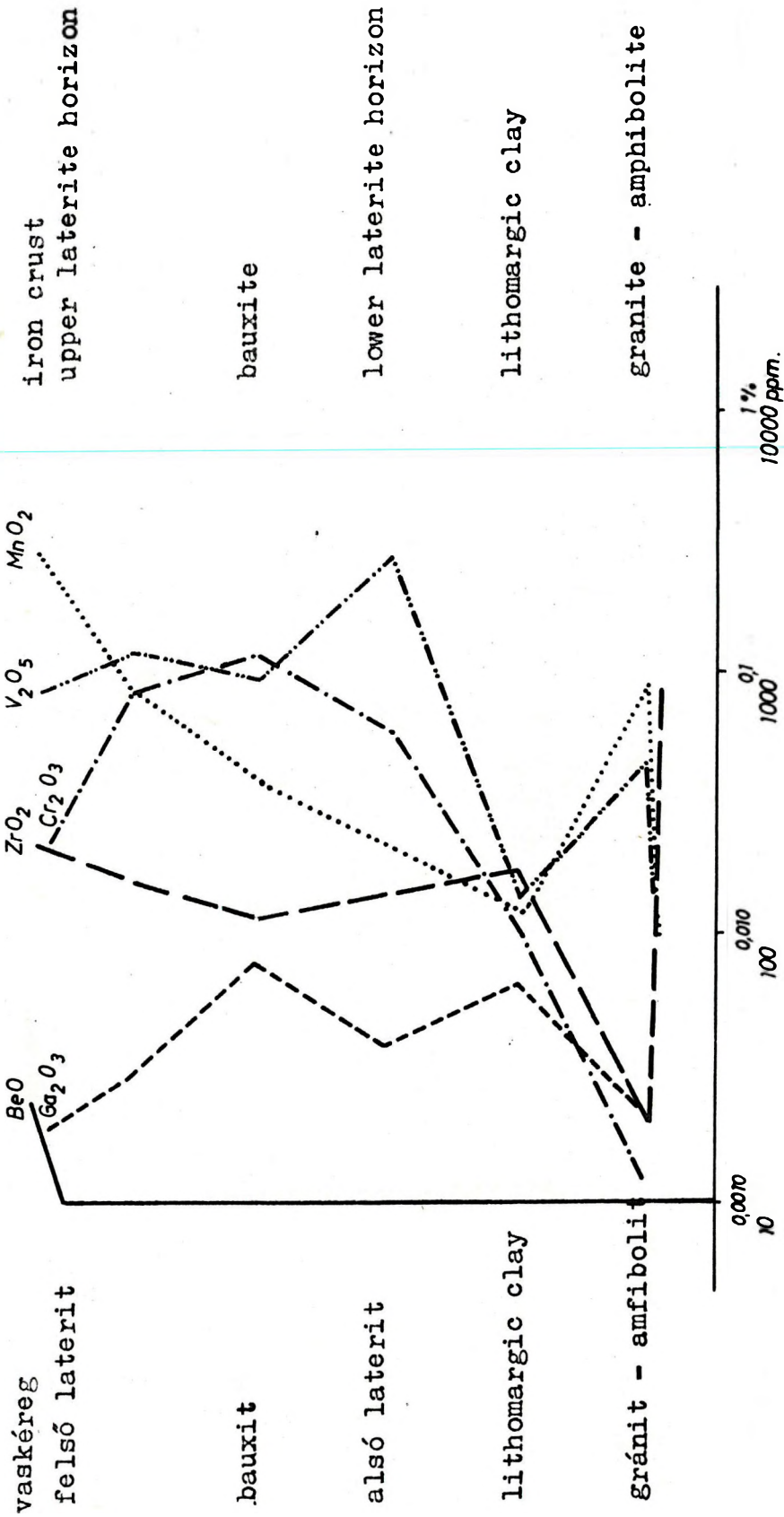


Fig. 8.sz. ábra.

Az Általános Földtani Szakosztály rendezvényei

1975. jan. 1. - 1976. jul. 1.

1975. január 21. (a Mérnökgeológiai-építésföldtani Szakosztállyal közös rendezésben)

KERTÉSZ Pál: Beszámoló az 1974. évi mérnökgeológiai konferenciákról
(Moszkva, Sao Paulo)

1975. február 19.

BIHARI Dániel: Beszámoló mongóliai expedícióról.

1975. március 25. (a Geodéziai és Kartográfiai Egyesület Légifényképinterpretálási Bizottságával közösen)

CZAKÓ Tibor: Fotogeológusképzés a hollandiai ITC-ben
" " Interpretálási lehetőségek a magyarországi műhold-felvételeken.

1975. május 7.

JÁMBOR Áron, SOLTI Gábor: Olajpala előfordulások a Dunántulon

ARATÓ Jánosné, BELLA Lászlóné: A dunántuli olajpala kémiai és technológiai vizsgálatának eredményei.

1975. május 21.

SZALAI Tibor: A Kárpát-tér alpi, dinári és kisázsiai kapcsolatai

1975. június 4.

SZEPESHÁZY Kálmán: A neogén magatizmus és ércképződés összefüggése a tektonikával Kárpátalján (ÁFSz-8)

" Az Északkeleti-Kárpátok földtani felépítésének és a Kárpáti térségben való nagyszerkezeti helyzetének vázlatára (ÁFSz-8.)

1975. június 14.

Félnapos földtani séta a Budai-hegység északi részén (Hármashatárhegy-Solymár). Vezette: WEIN György.

1975. szeptember 17.

HAAS János: CaCO_3 oldódás a tenger vízben jelenleg és a geológiai múltban.
(Földt. Közl.-ben közli)

1975. október 8.

BECK-MANNAGETTA Peter (Bécs): A Keleti-Alpok szerkezete, fejlődéstörténete és kapcsolata Magyarország nyugati területeivel (ÁFSz 9. szám)

GIDAI László: A Párizsi-medencei és a dunántúli-középhegységi eocén rétegtani analógiáiról (Földt. Közlönyben közli)

1975. nov. 10-11.

TEKTONIKAI ANKÉT (20 előadás). - (A Földtani Közlönyben kerülnek közlésre.)

1975. december 3.

KASSAI Miklós: A paleozoikum-végi ősföldrajzi kép megoldatlanságának hatása a Dunántul nagyszerkezeti vizsgálatában.

1975. december 17.

ERDÉLYI Mihály: Beszámoló Brazília hidrogeológiájáról.

1976. január 14.

KOMLÓSSY György: Bauxitkutatás a Vietnami Demokratikus Köztársaságban.

1976. február 9. (a Mérnökgeológia-Építésföldtani Szakosztállyal közös rendezésben)

KISS Lajos: Utiélmények az USA-ban. Két hét gépkocsival Denvertől Denverig.

1976. február 23.

SZABÓ Elemér: Magyarországi bauxitgenetikai kérdések afrikai lateritbauxitosodási tapasztalatok tükrében. (ÁFSZ 9. szám.)

1976. március 15.

JANTSKY Béla: A Kárpát-Balkán terület prekambriumi képződményeinek korrelációs vizsgálata

1976. május 31.

DIENES István: Javaslat formalizált rétegtani nevezéktan bevezetésére és a formalizált rétegtan fogalmainak alkalmazása a Dorogi-medence eocénjére.

1976. június 28.

DUDICH Endre: Kubai utibeszámoló.

Kiadja: MTESZ Magyarhoni
Földtani Társulat
Felelős kiadó: Dr. Hámor Géza
Engedélyszám: III/SZI/88/1976.
Alak: A/4.
76-3478-MTESZ Házinyomda, Bp.
Készült: 400 példányban.