

A SÓKÉPZŐDÉS INTENZITÁSVÁLTOZÁSAI.

Írta: SZÁDECZKY-KARDOSS ELEMÉR dr.*

— Két szövegeközi táblázattal és a 4—9. ábrával. —

A földtörténeti folyamatok kvantitatív kifejezése terén jelen tanulmány egyike az első kísérleteknek. Tárgyalja: 1. a tágabb értelemben vett szedimentogén sóképződés (az ú. n. beszáradási, kémiai üledékek: anhidrit, gipsz, konyhasó, kálisók stb. képződésének)¹ intenzitásváltozásait; 2. e változásokkal összefüggő geológiai folyamatokat; 3. az összefüggések értelmezését, illetőleg a sóképződés intenzitásváltozásainak elméletét.

Kiindulásul megállapítandó a Földnek képződési korok szerint részletezett sókészlete. A következő nehézségekkel kell itt számolnunk: 1. a sótelepek egyrésze kevésbé ismeretes; 2. a speciális „áttörő“ sótektonika következtében a kormeghatározások ingadoznak; 3. ezek miatt a sókészletek a legtöbb esetben közelítőleg sincsenek megbecsülve.

Ezért felmerülhet a kérdés, vajjon eljött-e már az ideje az ilyen irányú vizsgálatoknak? Úgy véljük: igen. mert egyrészt elég nagyszámú és változatos eloszlású adattal rendelkezünk reális becslésekre; másrészt a gazdasági érdeklődés a só iránt általában oly kicsiny, hogy a sótelepek ismeretében egyelőre nem várhatunk rohamos fejlődést.

Említett nehézségekkel számolva, alábbi közelítő eljárást alkalmaztam. Összeállítottam a Föld szedimentogén só-, gipsz stb. előfordulásait geológiai időrendben. (I. táblázat.) Felhasználtam e célból BUSCHMAN, YOUNG, DE LAUNAY, HAUG, KAYSER, SCHUCHERT, KÖPPEN, A. WEGENER, DAMMER, TIETZE, valamint a „Handbuch der regionalen Geologie“ íróinak és az U. S. Geol. Survey geológusainak összefoglaló adatsorain kívül a lehetőség szerint a szétszórta, apróbb adatokat is. (Irodalom: 1—17. Az adatokat 1928-ig vettem figyelembe. Adataim teljességre és precizításra nem tarthatnak fenti okok miatt számot; különben is a kutatások előrehaladásával a felsorolásban még változások foghatnak beállni. E tanulmánynak, mint említettem, kísérlet jellege van a geológiának egy eddig alig művelt terén.)² Az előfordulások a táblázat-

* Előadatott a Magyarhoni Földtani Társulat 1930 január 8-án tartott szakülésén.

¹ Alábbiakban a sóképződésről ez értelemben beszélünk.

² Jelen tanulmánynak a Magyarhoni Földtani Társulatban történt bemutatása kapcsán máris újabb fontos adatok birtokába jutottam dr. BÖCKH HUGÓ h. államtitkár úrnak, a Földtani Intézet igazgatójának szíveségéből. A nagyértékű, részben még nem is publikált adatokért legyen szabad BÖCKH igazgató úrnak e helyütt is köszönetemet kifejezni. Az ő felfedezései nyomán DNy-Perzsiában 56 kb. alsókambri korú sötömb vált ismeretessé. Továbbá Irakban és Perzsiában aquitan-burdigalien korú gipsz-anhidrit-előfordulások vannak. Az alább következő nyers sódiagrammban, valamint a sóképződési intenzitásgörbében az alsókambri és a legelső miocén kornak megfelelő értékek tehát

ban a kritikát megálló, legszorosabban meghatározott koradatokkal szerepelnek. Oly előfordulások, melyeknek korára vonatkozólag a nézetek eltérőek, a táblázatban is a feltételezett korokban mindenütt kérdőjellel szerepelnek. (Ily esetekben gyakran kitűnik, hogy ugyanazon területen valóban több korban volt sóképződés.)

A sókészlet megállapítására oly mód szükséges, mely tekintettel van a sótelepek csekély felkutatottságára, tehát mintegy számol a még várható sókészletekkel. Első megközelítésben természetesen csak relatív sómennyiségek nagyságrendje állapítható meg. E keretet jelen dolgozat nem is lépi át, mivel a feladat így már megoldható.

Első megközelítésben egységnyi készletűnek tekintünk minden tér- és időbelileg önálló előfordulást, illetőleg összetartozó előforduláscsoportot. A kiterjedésbelileg ismert sóelőfordulások áttekintéséből kiadódott, hogy nagyobb részüknek összterülete 300—5000 km² közt ingadozik. (A középérték az előfordulások alaposabb megismerésével bizonyára a felső határ felé fog tolni. Itt természetesen azt a területet vesszük tekintetbe, mely a sóképződés eredeti helyéül tekinthető, és nem vagyunk figyelemmel az utólagos elváltozások — kimosás, kigyúrás, befedés — által létrejött megszakításokra.) A sótelepek teljes közepes vastagságát csak másodsorban vettem tekintetbe, mert itt nagy szerepe van az utólagos elváltozásoknak.

Azok az előfordulások, melyeknek nagyságrendje a megadott közép kategóriától kétségtelenül lényegesen eltér, a táblázatban nem egységnyi értékkel szerepelnek. A területi bizonytalanságok miatt több egységgel rendszeren csak olyan előfordulásokat számítunk, melyek területe valószínűleg meghaladja a 10.000 km²-t. Mivel igen nagyméretű

növekednek. A kiegyenlített, korrekciós és kimosási görbékben lényeges változás nincs. Fenti változások az alább kimutatott (orogenezissel, illetőleg tengerkiterjedéssel való) összefüggéseket még élesebbé teszik.

Megjegyzés a korrekcióra alkalmával: Időközben BÖCKH igazgató úrnak ezen adatai meg is jelentek: „Dr. H. DE BÖCKH, Dr. G. M. LEES and F. D. S. RICHARDSON: Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of the Iranian Ranges“. (The structure of Asia, edited by J. W. GREGORY, London, pp. 58—176.) E mű a gipsz-anhidrit sóelőfordulásokra vonatkozóan is annyi új adatot tartalmaz (pl. a táblázatomban kérdőjelesen helvetien-nek vett „Fars-csoport“-beli perzsiái gipsz-anhidrit-sóelőfordulásokra vonatkozóan is), hogy azokat részletesen e tanulmányunk későbbi, az újabb adatokkal kiegészítendő németnyelvű kiadásában fogom feldolgozni.

A DNy-Perzsia Hormuz-sorozatbeli ópaleozoikus gipsz-anhidrit-sóelőfordulásokra vonatkozóan BÖCKH és munkatársainak említett művén és az abban idézett irodalmon kívül még egy legújabb megjelenésre utalhatunk: J. V. HARRISON: The geology of some salt-plugs in Laristan (Southern Persia). Q. J. G. S., vol. 86., pp. 463—522, London, 1930. és N. Jb., Ref.-II., 1931, pp. 47—48. HARRISON szerint ez az indiai Salt Range-zsal egykorú és talán paleogeográfaiailag is összefüggő sorozat nagyrészt középkambri-lorának tétélezhető fel, bár ennél idősebb és fiatalabb képződmények is kísérik.

önálló előfordulások rendszeresen jól átkutatott területeken ismeretesek, ezeknek aránylagos túlértékelését kikerülendő, a sóterület növekedésével az egységszámot fokozatosan csökkenő mértékben növeltem a táblázatban. Az északnémetországi 300.000 km² területű permkorú sótelep pl. csak 4 egységgel szerepel. — Igen kisméretű telepek ismét aránytalanul nagy számban ismeretesek jól átkutatott területeken.³ Az aránytalanság eltüntetése céljából a tér- és időbelileg közelálló apró előfordulásokat összefoglaltam, még pedig az összefoglalt terület nagyságának megfelelően, kevesebb egységgel. Minél kevésbé ismert valamely terület, annál kevésbé végezhető ilyen összefoglalások és így a kevésbé ismert területek kisebb előfordulási számát nagyobb egységszám kompenzálja. Így foglaltam össze az alsó-triász salzkammerguti és ugyanolyankorú dél- és középnémetországi előfordulásokat 1 egységgel. — Fél egységgel értékeltem a területileg és tömegileg jelentéktelen, magános előfordulásokat, ha azokkal kapcsolatban nagyobb sémennyiség nem várható (pl. New-Caledonia közép-triász gipszes agyagját).

I. táblázat.

A szedimentogén só és gipszelőfordulások kronológikus táblázata.
(A zárójelben levő kövér számjegyek az irodalomra utalnak.)

K o r	Az előfordulás helye	A sőegy- ségek száma
Alsó kambrium	Pendzsab: Salt Range (11., 150. lap) (részben miocén ?, 5.)	1
Kambrium, ill. alsó szilur	Léna és Jenisszej vidéke (5.)*	2
Alsó szilur	Szentpétervári sós forrás (és Baltikum?)	½
Legfelső szilur.	Newyork, Pennsylvania, Ohio, Michigan, É.-Manitoba (10.)	2½
Devon	Newyork, Newbrunswick, Nova Scotia, New Foundland	2
Közép devon.....	Baltikum? (vagy szilur)	½
Legfelső devon.....	Szibéria: Minuszinszk, Krasznóiarszk (Irkuck), etc.	1
Karbon	Anglia (? , 11 , 40. lap)	½
„	Marokko, Algír (vagy mezozoikum)	½
„	Donetz medence (? , valószínűleg perm)	½
„	Tiensan (?)	½
„	Jáva (?)	½

³ Helyesebben: a kisméretű telepeket kevésbé átkutatott területeken aránylag ritkán fedezik fel. Metodikai célunk miatt azonban a dolgot megfordítva szemléljük.

* OBRUTSCHEW szerint (15.) e terület telepei az alsó kambrium felső (¼, egység; pl. Tumanschat), közép kambrium alsó (¼, egység; pl. Ussolje) és a felső kambrium alsó szintjébe (¼, egység; pl. Wilui, Troick) sorolhatók. A diagramm ennek megfelelően van szerkesztve; az alsó szilur-ra 1¼, egység esik e telepekből.

K o r	A z előfordulás helye	A s ó g y - s é g y - s z á m a
Karbon	Ny. Ausztrália (?)	½
„	Keleti Peru (mezozoikum ?, 13., 113. lap).....	½
„	Colombia (sós forrás, ?).....	½
Legalsó karbon	Michigan, Virginia, Nova Scotia, New Brunswick (1., 3., 9.)	2
Felső karbon	Spitzbergák (9.)	1
„ „	Keleti Közép Ural (9.)	1
„ „	Montana, Colorado (1.)	1
Perm	Déli Alpok (? , 11.)	½
„	Angola (permo—triász 11.).....	½
„	Tonking (16.).....	½
„	Kelet Buchara, részben triász (4. 5. köt., 7. füz., 17. lap)	½
(Legalsó) perm	Kansas, Oklahoma (Texas, Jova, S. Dakota, Newmexiko, 1.) (10.).....	4**
Alsó perm.....	Donetz medence (részben, 6., 121. lap).....	½
Felső perm	„ „ ; Bachmut, Jekaterinoslaw (9.) ..	1
(Leg?)felső perm.....	Perm tartomány; Orenburg, Déli Ural (6., 122. lap; 10.).....	2
„ „	Észak Németország (Stassfurt! etc.), Lengyelország	4
(Leg?)felső perm.....	Északkelet Anglia (9.).....	1
Triász	Angola (permo triász 11., 61. lap)	½
„	Algir (? , karbon-mezozoikum, 6., 132. lap)	½
„	Indochina: Cambodge, Laos (5.)	1
„	Jünan (5.)	1
„	Colorado, Arizona, Oregon, Kansas (jura?) Nevada	1
„	Keleti Peru (13., 113. lap: <i>Stappenbeck</i> , lásd: Karbon)	½
Legalsó triász	ÉNy. Németország? (9.) ..	} (jelentéktelen előfordulások)
Alsó triász	Haute Saône (6. 121. lap) ..	
„ „	Szardinia (9., 394. lap....)	1
„ „	Horvátország (11)	½
„ „	Keleti Buchara (részben perm, 4.).....	½
„ „ felső szint ..	Salzkammergut, Tirol (9.)	} 1
„ „ felső szint és		
Közép triász.	Dél és Közép Németország (Thüringia, etc.; 9.) }	} ½
„ „	Új Kaledonia (4., VII. köt. 2. füz., 24. lap; gipszesagyag)	
Felső triász	Dalmácia; Toszkána (? , 11).....	½
„ „	Ny. Pyreneus (és Lotharingia, jelentéktelen)....	½
„ „ alsó szint ..	Ny. Alpok, Jura hg., Doubs	} 1
„ „ közép „ ..	Dél Németország	
„ „ felső „ ..	Alpok	

** Lehetséges, hogy ez az előfordulás teljesen az alsó permbe tartozik. Diagrammban 1 egység perm, 2 egység alsó perm, 1 egység legalsó permként szerepel.

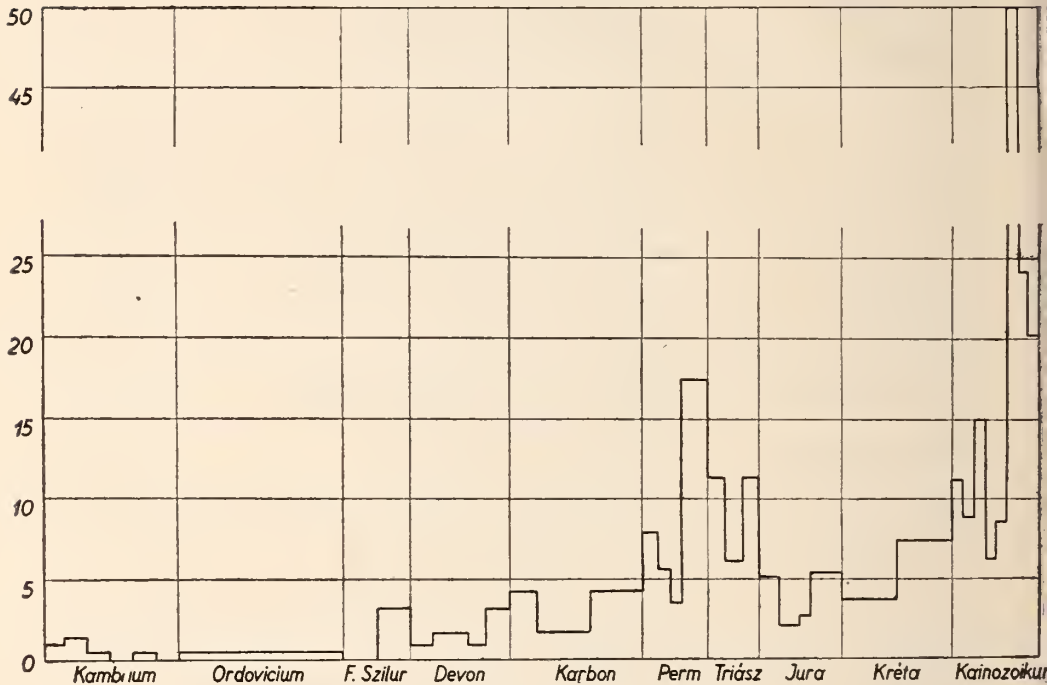
K o r	A z e l ő f o r d u l á s h e l y e	A s ó e g y - s é g e k s z á m a
Felső triász felső szint ..	Cheshire és Durham; Irország (6., 129. és 131. lap)	1
Jura	Olaszország: Mte Amiata (11.).....	½
„	Tunisz (11., részben kréta).....	½
„	Középázsiai Angara formáció (csak kis részben jura!)	½
„	Peru, Cerro di Pasco (részben kréta)	½
„	Utah: Nephi (1.)	½
„	Argentína: San Juan, Nequem (részben kréta) ..	1
Alsó jura	Szecsuan (5.)	1
„ „ ?	San szi (5.)	½
Közép jura felső szint ..	Nyugati Alpok: Digne (6.).....	} ½
Legfelső jura	DNy. Franciaország és Jura hg. (9.)	
„ „	ÉNy. Németország (9.).....	} 1
„ „	Dél Anglia	
Felső jura.....	Kaukázus déli lejtője (6., 188. lap).....	1
Kréta.....	Francia-Pyreneus: Norland.....	½
„	Westfáliai sós források (11.)	½
„	Keleti Buchara (részben perm és triász).....	½
„	Ferghana.....	} 1
„	Kuenlün nyugati része.....	
„	Keleti Nansan	1
„	Egyiptom és Palesztina	1
Alsó kréta.....	Anabara alsó folyásának vidéke (15., 355. lap)..	1
„ „	Dél Patagonia (gipsz, 11., 83.).....	1
„ „	Szahara (neokom gipsz; 4., VII. köt., 6a. füzet)	½
Felső kréta	Szudán, Szahara („ „ „ „ „ „) ..	1
„ „	Tunisz, Algir (részben jura)	½
„ „	Brit-Délfrika: Algoa, Bai és Natal vidéke (2.)	1
„ „	Texas, Arizona, New Mexiko, Mexiko (1., 223. lap)	1
„ „	Montana	½
„ „	Peru: Cerro di Pasco (részben jura)	½
„ „	Argentína: San Juan, Tucuman (gipsz, Natr. szulfát)	1
„ „	Columbia: Bogota (alsó krétából került felsőbe?, 17.)	1
„ „	Queensland (11., 85.)?.....	½
Paleogen	Kisázsia, Arménia, nagyobb részét miocén 16. ..	} 1
„	Transzkaukázia; Tambukán tó (5., 6.)	
(Alsó ?) eocén	Egyiptom (gipsz), (11., 103. lap)	½
„ „	Szudán és Észak Nigéria: Prov. Sokoto (4., VII. köt., 6a. füzet)	1
„ „	Marokko, Algir, Tunisz (nagyobb részét miocén, 11., 103. lap).....	½
„ „	Texas. Louisiana; Great Basin; California (? kréta, miocén; 11)	1

K o r	A z előfordulás helye	A sóegységek száma
Közép eocén.....	Ferghana, felső Angara formáció (11, 5., 6., 428. lap)	1
„ és felső eocén	ÉNy. Erdély (gipsz).....	1
Felső eocén -alsó oligocén	Párizsi és Bordeauxi medence (gipsz, kevés Plateau Centr.-on)	1
Alsó oligocén	Felső Elzász (8.) (Baden-ben is kevés, 7.)	1
„ „	Katalonia: Cardona, etc. (13.)	1
Oligocén	„Grand Gulf Formation“ (DNy-i U. S. A.)? (?, 11, 101. lap)	½
„	Rocky Mountain keleti része (? , 11., 101. lap)	1
„	Keleti Ural (5., 429. lap)	1
Miocén	Louisiana, California, etc. (eocén ?, 11., 125. lap)	½
„	Turkesztán, Buchara (5., 421.)	1
„	Panderma, etc (5., 417. lap)	½
„	Salt Range: Pendzsab (részben kambrium 5, 422. l.)	½
Aquitainen	Egyiptom (Moghara, etc) (8., 1687. lap).....	1
Burdigalien	Bosznia ?	½
Helvetien ?	Kisázsia (Kysil Ismark, Smyra, etc. 5., 416.) ..	2
„	Perzsia (5., 419. lap, etc.).....	4
Helv.-Tortonien (?).....	Erdélyi medence, Máramaros, Eperjes	1½
„ „ „	Munténia, Moldovia, Galicia	1½
Torton.-Sarmatien	Cyprus (8.)	½
„ „	Örményország.....	1
Torton.-Sarmatien	Piemont, Liguria, Toszkana; keleti Olaszország (8., 1641. lap)	2
„ Pontien	Szicília és Kalábria (8., 1646.)	1
„ „	Granadai medence és Ebro völgy (katalóniai részben oligocén)	1
Pontien	Kréta sziget	½
„	Tunisz. Algir (8., 1648—51. lap; részben idősebb)	1
Levantinién	Albánia (? , 8., 1680. lap)	½
Pliocén-pleisztocén	Szahara, Mauritania (4., VII. köt. 6a. füz.)	1
„ „	Arizona és California (11, 100. és 123. lap)....	1
Pleisztocén	Palesztina (11., 142. lap)	1
„	Pamir (11, 142. lap)	1
„	Patagónia (2., 11, 195. lap).....	1

A bizonytalan korú előfordulásokat fenti elvek szerint nyert érték felével minden feltételezhető korban felsoroltam.

Az egyes korokra eső, ilyen módon megállapított relatív sémennyiségeket diagrammatikusan a 4. ábra tünteti fel. Az abszcisszára a geológiai korok relatív tartamuk szerint a legújabb amerikai becslés alapján, SCHUCHERT után (Irodalom, 10.) vannak felmérve. Az ordináta egy beosztásának négyzete a táblázat ½ sóegységének felel meg. A dia-

gramm által bezárt területrészek a relatív sómennyiségeket bármely korszakaszra vonatkozóan közvetlenül megadják. — A sómennyiségek természetesen a koradatok pontossága szerint több-kevesebb vízszintes tengelyrészben terülnek el. Mivel a fiatalabb geológiai korokra vonatkozóan a kormeghatározások pontosabbak, ezért a diagramm e részei sűrűbb hullámzást is mutatnak. Azokra a korokra (ordovicium, kréta) vonatkozóan, melyekben a sóképződés főleg kevésbé ismert területeken



4. ábra. A relatív sómennyiségek („M⁴-értékei).

történt, a képződési korok közelebbi meghatározásának hiánya miatt a sómennyiségeknek csak középértéke tűnik ki.

A sódiagrammot jellemzi egyrészt a korról emelkedő tendencia (aminek értelmezésével alább foglalkozunk), másrészt az intenzív lüktetés, ami a sómennyiségeknek geológiai értelemben vett gyors változását jelenti. A diagramm tehát két (fő) faktor eredőjeként tekintendő. A sómennyiségek átlagának fokozatos növekedése kétféleképpen értelmezhető: vagy a sóképződés intenzitása növekedik a kambrium óta folytonosan, vagy pedig a sótelepek készlete post sedimentationem fogy, hosszantartó kimosás következtében. Mivel a diagenetikus kimosás kétségtelenül fennáll, míg a sóképződés intenzitásának fokozatos növekedésére semmi bizonyítékunk sincs, ezért a sómennyiségek növekedését

egészeben a kimosás hatásaként tárgyalom.⁴ Ha tehát ezt a faktort elimináljuk, úgy tisztán a sóképződés intenzitásának az egyes korokra jellemző lüktetéseivel állunk szemben.

A két faktor elkülönítése céljából az 1. diagrammot kiegyenlítetttem úgy, hogy minden két (SCHUCHERT-féle) időszakaléknak középer-tékét az $\frac{a + \frac{1}{2}b + c}{4}$ képlet alapján kétszer korrigáltam.⁵ (Lásd: II. táblázatot.) A második kiegyenlítés adataiból (5. ábra tört vonala) a

II. táblázat.
A sódiagramm kiegyenlítése.

I.	II.	III.	IV.	
Kambrium.....	1.	2'5	1'8	1'5
	2.	0'5	1'0	1'1
	3.	0'5	0'6	0'8
	4.	1'0	0'9	0'9
Ordovicium	5.	1'0	1'0	1'0
	6.	1'0	0'9	1'1
	7.	0'6	1'4	1'6
(Felső) Szilur ..	8.	3'3	2'6	2'5
	9.	3'3	3'1	3'2
Devon	10.	2'5	4'1	4'2
	11.	8'2	5'4	4'9
Karbon	12.	2'7	4'9	5'3
	13.	6'1	6'4	7'5
Perm	14.	10'9	12'5	12'4
	15.	22'0	18'0	16'3
Triász	16.	17'0	16'9	16'0
	17.	11'5	12'1	12'5
Jura	18.	8'5	9'0	9'8
	19.	7'5	9'1	10'0
Kréta.....	20.	13'0	13'0	14'3
	21.	17'5	12'0	23'1
Kainozoikum ..	22.	40'0	35'4	33'9
	23.	44'0 (22'0)	42'6	40'2

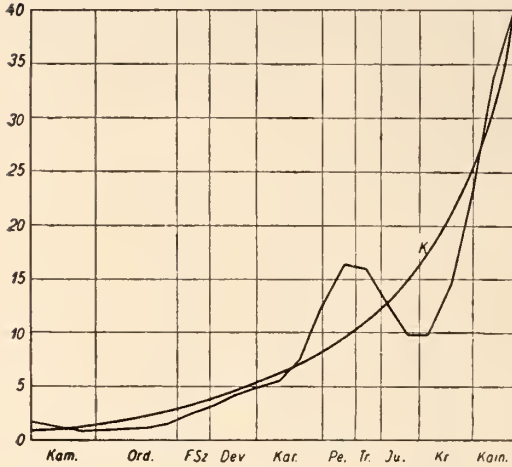
Magyarázat:

I. Kor, sorszám. II. Két Schuchert-féle időszakalékre eső fél-sőegységek száma. III. Egyszer kiegyenlített fél-sőegység-számok. IV. Kétszer kiegyenlített fél-sőegység-számok.

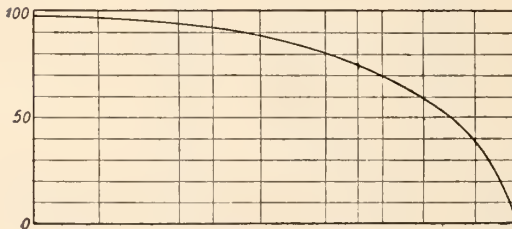
⁴ Hogy vajjon fennáll-e lassú, egyirányú intenzitásváltozás (a lüktető változásokon kívül), e kérdés megoldása a paleoklimatikus faktorokon kívül a tengervíz százalékos sótartalmának — tehát a tengervíz eredeti mennyiségének és a tengeri sók eredetének — problémáihoz kapcsolódik. Messze vezetne tárgyunktól, ha ezekre kiterjeszkednénk. Annyi azonban megemlítendő, hogy jelentékeny egyirányú intenzitásváltozás csak szélsőséges hipotézisek mellett tételezhető fel. Az alább nyert kimosási értékek tehát közelítően nagy valószínűséggel vonatkoztathatók a valóságos kimosásra. E tekintetben egyébként figyelemreméltó QUINTON-nak az állatesoportok véreinek összetételére alapított hipotézise, mely szerint a régi geológiai korok tengerei — a jelenlegi literenként 32—33 g sótartalom helyett — csak 8—9 g ot tartalmaztak.

⁵ SCHUCHERT beosztásában a kambriummal kezdődő korokra 45 időszakalék esik, következőképen: kambrium: 6%, ordovicium: 7½%, (felső) szilur: 3%, devon: 4½%, karbon: 6%, perm: 3%, triász: 2¼%, júra: 3¾%, kréta: 5%, terciér: 4%. (Az első, illetőleg utolsó tag korrekciója a $\frac{2a + b}{3}$ képlet szerint történik.)

teljes kiegyenlítés grafikusan történt (5. ábra folyamatos görbéje: K). (A sóadatok nem elégségesek arra, hogy következtetésekre alkalmas görbeképletek lennének belőlük számíthatók.) Ilymódon először elimináltam az intenzitásváltozásoknak megfelelő lüktetéseket; a kiegyenlített görbe megadja tehát a



5. ábra. Kiegyenlített sódiagramm („K” értékek).



6. ábra. A kimosás százalékos görbéje („k”-értékei).

tett görbe megadja tehát a végig egyenletesnek feltételezett sóképződési intenzitások mellett a kimosás után megmaradó sómennyiségeket. Mivel a legújabban keletkezett (aluviális) sókészletre vonatkozóan a kimosás értéke 0, ezért bármely kor óta történt kimosás középértékét a görbe illető pontja és az aluviumra vonatkozó sómennyiség koordinátáján húzott vízszintes (A) közti távolság adja meg. Bármely kor óta kimosott sószereléköt⁶ pedig a 6. ábra tünteti fel. Ha a kiegyenlített görbe értékeit (vagyis az egyenletesnek feltételezett sóképződés mellett a kimosás után visszamaradó sómennyiségeket) K-val, az aluviális (kimosástól nem érintett) sómennyiséget A-val, a kimosási szá-

zázalékot pedig k-val jelöljük, úgy ezen értékek közti összefüggést a

$$k : 100 = (A - K) : A$$

aránylat adja meg; vagyis a kimosási százalék értéke:

$$k = \frac{100(A - K)}{A}$$

Közbevetőleg megemlítem a kimosási görbe szedimentpetrográfiai vonatkozását. Ilymódon ugyanis először sikerül kifejezni diagenetikus folyamatot kvantitativ a (geológiai) idő függvényében. A görbéből

⁶ Ha az aluviumra vonatkozó kimosást 0-nak tekintjük.

kitűnik, hogy a kimosás rendkívül hosszantartó folyamat. A telepek sótartalma átlag 6 idősázalék (kb. 60 millió év) alatt csökken felére a diagenetikus kimosás következtében.

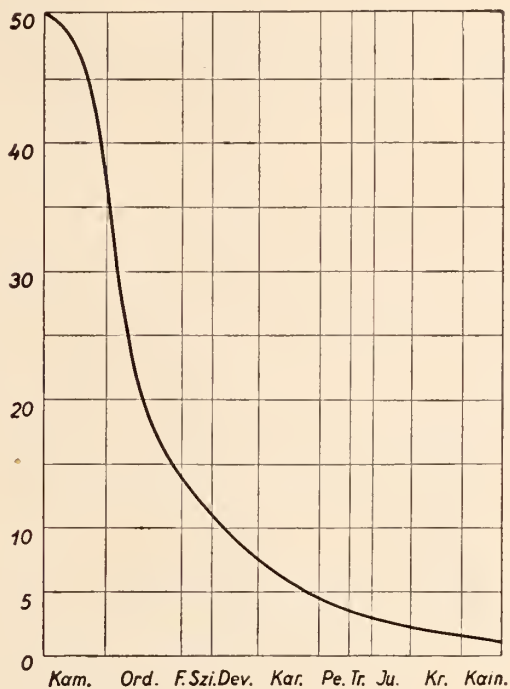
A kimosás ismeretével elméletileg tisztán megkaphatjuk a különböző korokban keletkezett eredeti sómennyiségeket, illetőleg a sóképződés intenzitás-lüktetéseit. E célból a különböző korokból megmaradt sómennyiségek értékeit a kimosásnak megfelelően korrigálnunk kell. Míg a jelenkori, kimosatlan sómennyiség értéke változatlan marad (vagyis a korrekció értéke 1), addig a régiebb korokból megmaradt sómennyiségeket fokozatosan nagyobb mértékben kell korrigálni. Általánosságban: valamely korban eredetileg képződött sómennyiséget (E) megkapjuk, ha a kérdéses korból a kimosás után megmaradt sómennyiséget (M, a 4. ábra értékeit) megszorozzuk a kiegyenlített görbe aluviális és a kérdéses korra vonatkozó értékeinek hányadosával $\left(\frac{A}{K}\right)$. Könnyen belátható ugyanis, hogy

$$M : E = (100 - k) : 100$$

Ebből k fenti értékünk behelyettesítésével:

$$E = \frac{M \cdot 100}{100 - \frac{100(A - K)}{A}} = M \frac{A}{K}$$

A korrekció értékeit $\left(\frac{A}{K}\right)$ bármely korra vonatkozólag a 7. ábra, a kimosás nélküli, eredeti (hipotétikus) sómennyiségeket (E) pedig az 8. ábra tünteti fel. Utóbbi tehát a tágabb értelemben vett szedimentogén sóképződés intenzitás-görbéje, mely tisztán megadja a sóképződésnek egyes korokra jellemző spontán lüktetését, függetlenül az említett esetleges állandó irányú elváltozástól. A 8. ábra beosztása szerint egységnyi intenzitású a sóképződés, ha a fent definiált egységnyi sókészlet fele keletkezik egy SCHUCHERT-féle idősázalékban. (A görbének az

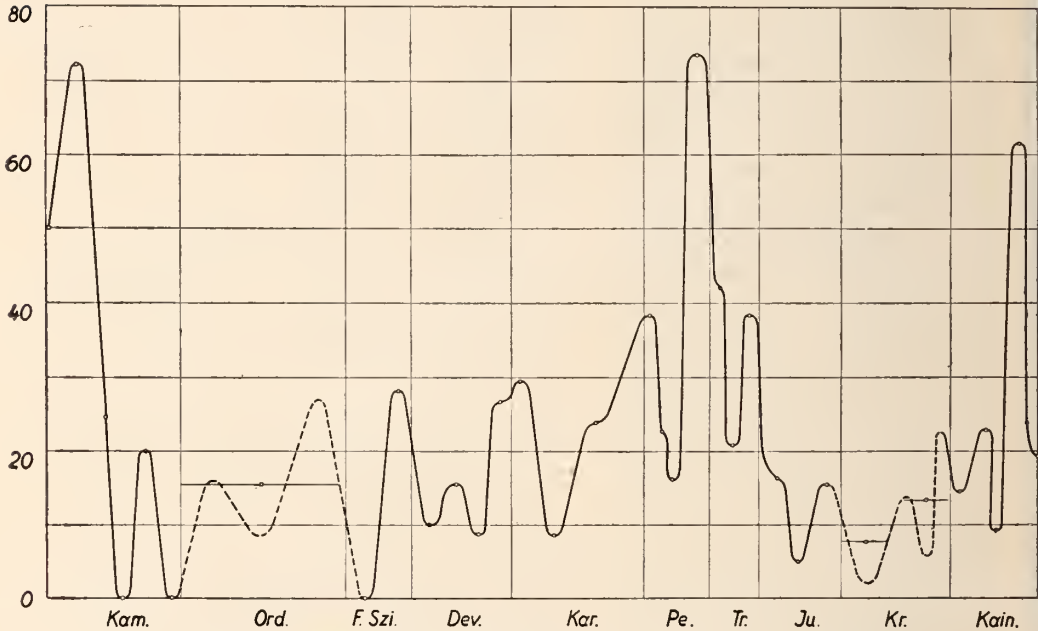


7. ábra. Korrekciós görbe $\left(\frac{A}{K}\right)$ -értékek).

ordoviciumra és krétára eső, szaggatott vonallal jelölt részleteit alább ismertető módon nyertem.)

II.

A 8. ábra görbéjéből jól látható, hogy a sóképződés intenzitása gyakran geológiai időn belül is nagy mértékben változik. Egy SCHUCHERT-féle időszázalékon belül a sóképződés intenzitása a miocénben pl. csaknem hatszorosra emelkedik.



8. ábra. A szedimentogén sóképződés intenzitás görbéje („E''-értékei).

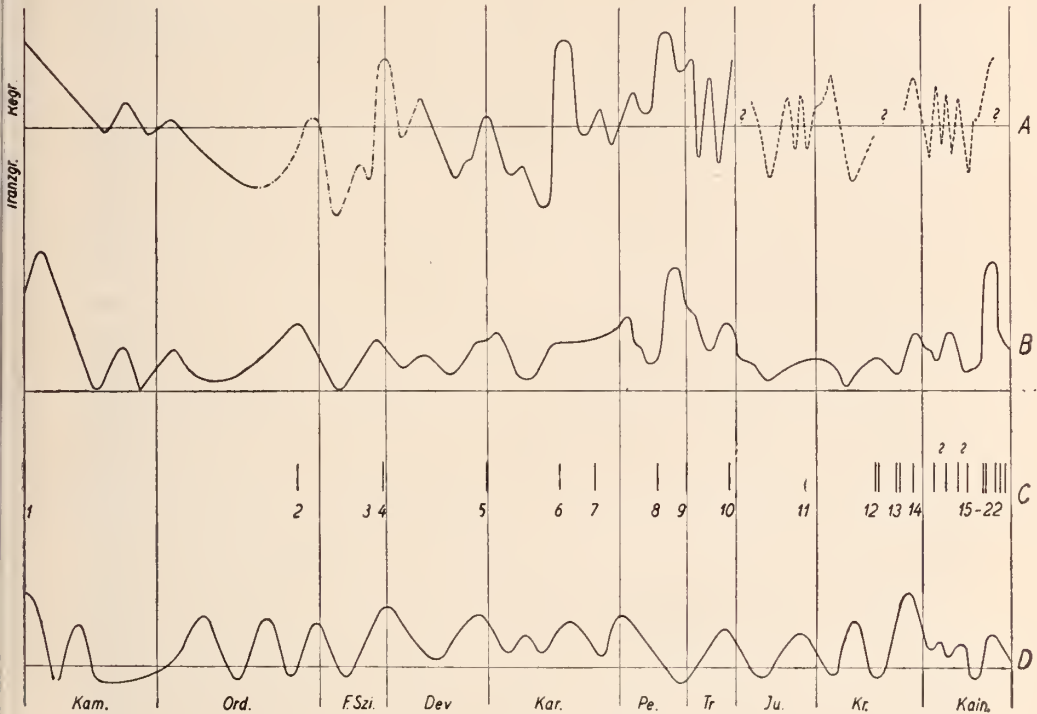
E fejezetben azzal a kérdéssel foglalkozunk, milyen kapcsolatok mutathatók ki ezen intenzitásváltozások és egyéb geológiai faktorok között.

Általánosan elfogadott tétel, hogy a sóképződés elsősorban is az (arid) klímával áll kapcsolatban. A földtörténeti kutatás azonban éppen a sóképződést tekinti az arid klíma legfontosabb bizonyítékának. Ezért a sóképződés és klímaariditás közti összefüggés közvetlenül nem vizsgálható. (Ez összefüggésre vonatkozó elméleti kérdésekkel a 3. fejezetben foglalkozunk.)

Más helyen már rámutattam arra, hogy a sóképződés és morfológiai viszonyok közt összefüggés áll fenn. (Irodalom, 18.) Várható tehát, hogy egyrészt a sóképződés intenzitása, másrészt a morfológiai

viszonyok, illetőleg az ezt meghatározó orogenetikus viszonyok közt valamely időbeli kapcsolat álljon fenn. Alábbiak a sóképződés és orogenezis intenzitásai közt meglepő szoros és egyszerű időbeli összefüggést állapítanak meg, mely szerint a sóképződés intenzitása közelítően egyenesen arányosan változik a hegyképződés intenzitásával.

Ezt az összefüggést a 9. ábra B, C, D grafikonzai ábrázolják.



9. ábra. A) A tenger kiterjedése STILLE után.

B) A sóképződés intenzitásai.

C) Az orogenetikus periódusok STILLE után. 1. prekambri; 2. takonikus; 3. ardenni; 4. éri; 5. breton; 6. szudéti; 7. aszturi; 8. saali; 9. pfalzi; 10. ó-kimmériai; 11. újkimmériai; 12. ausztriai (kettős); 13. szubhercin (kettős); 14. laramikus; 15. középeocén?; 16. pireneusi; 17. intraoligocén; 18. szávi; 19. steier (kettős); 20. attikai; 21. rodán; 22. oláh — gyűrődési periódus. (2—4: kaledoni gyűrődések, 5—9: variszkuszi gyűrődések, 10—22: alpin gyűrődések.)

D) Az északamerikai hegyképződések görbéje SCHUCHERT után.

A sóképződés intenzitásgörbéjével (B) azonos időtengelyen jelöltem az orogenetikus periódusokat (C), a ma legelfogadottabb STILLE-féle rendszertan alapján. (Irod., 19.) Ugyanazon méretű időtengelyen ábrázoltam továbbá a SCHUCHERT-féle, Észak-Amerikára vonatkozó orogene-

tikus görbét is (Irod., 10. 445. lap), mely a hegyképződés változásait folytatólagosan igyekszik bemutatni (D).

A sóképződés intenzitásgörbéjének e két orogenetikus diagrammal való összevetéséből világosan kitűnik, hogy az orogenetikus periódusokkal egyidőben a sóképződésben is többé-kevésbé kifejezett maximum jelentkezik, másrészt, hogy minden jelentékeny sómaximumnak orogenetikus periódus felel meg. A kormeghatározások mai állása szerint azonban nem lehet kétségtelenül eldönteni, hogy vajjon ez az egyidejűség teljes-e, vagy pedig az orogenetikus periódus időben (körülbelül 1 SCHUCHERT-féle időszázalékon belül) megelőzi-e a sóképződésbeli maximumot, mint ez adataink egy részéből következtethető.

Hangsúlyozandó, hogy az időbeosztásban itt az amerikai SCHUCHERT-féle rendszert követtem. (A dolgozat németnyelvű kiadásában közölni fogom a diagrammokat lehetőség szerint a radioaktív módszerek alapján nyert abszolút időbeosztásban is.) Az amerikaiak által használt ordovicium és szilur fogalmak nem fedik pontosan az európai alsó- és felső-szilur fogalmakat. A takonikus orogenetikus periódus, melyet STILLE az alsó- és felső-szilur határára helyez, az itt használt SCHUCHERT-féle időbeosztásban tehát még a legfelső ordoviciumra esik.

Az összefüggés világosságát a STILLE-féle orogenezis-rendszertan alapján a felső-karbon—alsó-permben zavarja bizonyos elmosódottság. Egyrészt a felső-karbon szudéti-aszturi orogenezisnek aránylag kisebb intenzitásnövekedés felelne meg a sóképződésben. A karbon sóadatok gyakori tág meghatározása (lásd I. táblázat) következtében ez az elmosódottság azonban természetes. Másrészt a legelső permkorú sómaximumnak pontosan megfelelő orogenetikus periódust STILLE-nél nem találunk. Ez a sómaximum főleg a Kausas—Oklahoma, South Dakota, New-Mexiko-i nagy sóképződéseken alapul. És éppen Észak-Amerikában e korban, pontosabban a karbon és perm határán, megy végbe a nagyon intenzív appalachi hegyképződés, mint az a SCHUCHERT-féle orogenetikus görbéből is kitűnik. STILLE ez orogenezist Európában nem találván fel, külön nem jelzi, mert itt a felső-permi saali, illetve pfalzi orogenezisekkel véli azonosíthatóknak. — Látható, hogy az orogenetikus periódusokia vonatkozóan nem alakult ki minden tekintetben egységes felfogás, s így ezeknek a sóképződéssel való párhuzamosítása helyenként szükségképen nem teljes.

A sóképződés és orogenezis összefüggésének gondolatát magában rejti annak a felismerése, hogy a paleoklimatikus viszonyok általában kapcsolatban állanak a hegyképződéssel (lásd erre vonatkozóan főleg RAMSAY, DACQUÉ, SCHUCHERT tanulmányait; 3. fejezet). Az orogenezis-sóképződés összefüggésre közvetlenül utal DE LAUNAY a következőkben: „... les dépôts salins ont pu se produire à toutes les époques,

avec predominance dans certaines phases speciales determinée par l'orogénie, notamment dans les trois periodes: siluro-devonienne pour les zones calédoniennes; permo-triassique pour les zones hercyniennes; tertiaire et actuelle pour les zones alpestres". (Irod., 6., 118. lap.)

Következőkben egy, az előbbinél élesebben jelentkező összefüggéssel foglalkozunk, melyre az eddigi irodalomban még ennyi utalás sincsen. Összefüggés áll fenn ugyanis a sóképződés és a tenger kiterjedése közt, oly értelemben, hogy *a sóképződés intenzitása regresszió idején nő, tranzgresszió alkalmával csökken.*

Ez az összefüggés az orogenezis és sóképződés közti összefüggés következményeként is tekinthető, amióta STILLE megdöntötte a HAUG-féle kompenzációs törvényt, kimutatván, hogy az orogenezissel együtt uralkodólag regresszió jár, az anorogenetikus időket pedig gyakori tranzgressziók jellemzik. Bár a kritika a STILLE-féle felfogást hajlandó elfogadni (Irod., 20., 13. lap), mégis a STILLE-féle törvény sem tekinthető végleges érvényességűnek. Kétségtelen ugyanis, hogy az orogenezisek, uralkodó regressziók idején is voltak kisebb tranzgressziók és különösen: az anorogenetikus periódusok tranzgressziói sem történtek kisebb egyidejű regressziók nélkül. STILLE álláspontjában a lényeges azonban az, hogy a geológiailag hozzáférhető területeken a tranzgressziók és regressziók nem kompenzálják egymást HAUG felfogása értelmében, hanem tranzgressziók uralkodnak ezeken a területeken az anorogenetikus időkben, regressziók pedig az orogenetikus periódusokban. STILLE e megállapításának értékéből mit sem von le az, hogy az erre vonatkozóan adott értelmezése — mely szerint a geoszinklinálisok gyűrdésekor egyidejűen a kontinensek is kiemelkednének — nem megnyerő. (Bizonyos tekintetben hasonló felfogással SCHUCHERT-nél is találkozunk.) A legnagyobb általános regressziók és orogenezisek a geológiailag ismert területeken éppen azokra a korokra esnek (alsó-kambri, perm), amelyekben az Észak-Amerika és Európa, illetőleg Délkelet-Afrika—India—Ausztrália közti szárazföldi összeköttetések a kutatók többsége szerint nem állottak fenn. (Lásd: ARLDT—WEGENER erre vonatkozó közismert diagrammját.) Lehetséges tehát, hogy a kontinens táblákon az orogenetikus időkben jelentkező regressziókat kompenzálják a tengerelöntések a kontinenseket (egyébként) összekötő, ma már hozzáférhetetlen területeken. (E tekintetben indifferens, hogy vajjon ezek az egykori összekötő területek „Landbrücke“-k voltak-e, vagy pedig WEGENER—ARGAND felfogásának megfelelően a kontinensek vándorlásakor széthúzódott sial-részek.) Ilymódon mindenesetre kézenfekvőbbnek látszik a STILLE-féle tengerkiterjedési törvény. — Hangsúlyozandó tehát — ami elméleti megfontolások szempontjából bír jelentőséggel —, hogy amint a parteltolódások STILLE-féle kánonja is csak a

geológiaiilag hozzáférhető területekre bizonyítható, éppígy a sóképződési intenzitások tekintetében is természetesen ugyanerről a területről beszélhetünk.

A 9. ábra A) grafikonja ábrázolja a tenger kiterjedését STILLE után. (Irod. 19.) Itt is a SCHUCHERT-féle időbeosztást követtem a mélyebben fekvő felső-szilurral (pont-vonal). A görbének azon szakaszait, melyeket STILLE diagrammatikusan nem ábrázolt, megszerkesztettem STILLE szövege alapján (szaggatott vonal). A görbének a sógörbével való összevetéséből világosan kitűnik a két folyamat párhuzamossága. (A felső-karbon inkongruenciára mondottak ide is vonatkoznak.) Megállapítható nemcsak az, hogy a sóképződés intenzitása regresszió alkalmával maximális, tranzgresszió idején minimális, hanem általánosságban az is, hogy a tenger kiterjedésével közelítően fordítottan arányos a sóképződés intenzitása.

Az eddigiekben hallgatólagosan feltételeztük, hogy a diagenetikus változások, speciálisan a diagenetikus kimosás a különböző korú sótelepekre — a kimosási görbének megfelelően — egyenletesen hat. E feltétel szerint tehát nincsenek olyan korok, melyeknek üledékeit a szomszédos korokéból hirtelen, ugrásszerűen eltérő kimosás érné. Amennyiben ugrásszerűen hevesebb kimosások feltételezhetők lennének, azokat elsősorban az orogenezisek alatti és közvetlenül utánuk következő élénk lehordások idején várhatnók. Az a körülmény azonban, hogy éppen e periódusok sómennyiségei legkisebbek helyett maximálisak, továbbá pedig az, hogy a sóképződési intenzitások összefüggését egyéb geológiai folyamatokkal mi sem zavarja, bizonyítja, hogy a diagenetikus kimosás lényegileg jogosan tekinthető egyenletesnek.

A kifejtett összefüggések szigorúsága lehetővé teszi, hogy a sóképződés intenzitásait bizonyos valószínűséggel megadjuk azokra a korokra is, amelyekben ezt csak nagyobb korszakokra vonatkozó középértékeként ismerjük. A sóképződési intenzitás-diagrammban (8. ábra) az ordovicium és kréta szakaszbeli horizontális egyenes a középértékeket, a szaggatott görbe pedig az orogenetikus viszonyokból, illetve tengerkiterjedésből következő közelebbi sóképződési intenzitásviszonyokat adja meg.

Fenti görbék természetesen nem tekinthetők véglegeseknek. A legrégibb korokra vonatkozó adatok hiányosságának következménye (98%-ig emelkedő kimosás!), hogy e korszakokban esetenként nullának adódik a sóképződés intenzitása. E korok intenzitásliktetése látszólag még hevesebb lenne, ha a kormeghatározások oly szorosak lehetnének, mint a fiatalabb időkre vonatkozóan. A további kutatások új telepeket fognak feltárni, egyes telepek kormeghatározását pedig helyesbíthetik. A diagrammok tehát az újabb adatoknak megfelelően helyesbítenők

lesznek. A jövődő felfedezések azonban az eddig ismert előfordulások nagy számával szemben az intenzitások képében már valószínűleg nem idézhetnek elő lényeges változást. Különösen jelentéktelenné válnak a változások a kiegyenlítő módszer segítségével nyert görbéinkben. Kisebb változások várhatók továbbá a hegyképződés intenzitásainak és a tenger kiterjedésének ismeretében is. Ezért e folyamatok közt nyert összefüggés egyenes vagy fordított aránya sem értelmezhető matematikailag (amint az jelen görbéinkből egyébként kitéjük).⁷ Természetes, hogy e folyamatokra hatással lehetnek más faktorok. Ha ezek a hatások a kifejtett összefüggések szabályszerűségét helyenként megzavarják is, mégsem kételkedhetünk abban, hogy az adatok ilyen nagy száma mellett végig jelentkező összefüggések más faktorok hatásával szemben elsőrendű jellegűek és kifejtett formájukban érvényesek.

III.

Az eddigiekben tapasztalati összefüggéseket ismertünk meg. A továbbiakban viszont elméleti térre lépünk, vizsgálván, hogy a nyert összefüggések értelmezésére minő feltevések alkalmasak.

Az összefüggés közvetítője, „oka“ csakis oly tényező lehet, mely a kérdéses geológiai folyamatokkal elsőrendű párhuzamban áll. Ilyen faktornak elsősorban a klímát ismerjük. A klíma ugyanis nemcsak a sóképződés döntő tényezője, hanem az orogenezissel is szoros összefüggésben áll. A sóképződés-orogenezis kapcsolat elméleti vizsgálata tehát az egész paleoklimatikus probléma oly mértékű felölélésehez vezet, ameddig az a hegyképződéssel viszonyban van.

Ennek értelmezése után, az előbbi fejezetben a tengerkiterjedés-orogenezis viszonylatról mondottak alapján, a sóképződés-tengerkiterjedés kapcsolat nem fog külön magyarázatra szorulni. Feltételezhető azonban, hogy a tengerkiterjedés változásának a sóképződésre, illetve klímára közvetlen hatása is van, amennyiben a tengernek, mint párolgási felületnek csökkenésével a légkör átlagos vízgőztartalma csökken, az ariditás és ezzel együtt a sóképződés lehetősége nő.⁸ A légkör vízgőztartalmának változásával azonban más klíma-faktorok (a légkör sugárzást áteresztő képessége, hőmérsék, klimatikus zónák elkülönülése) is változhatnak, úgyhogy a hatás bonyolult, alig kiszámítható (v. ö. szoláris konstans változása, l. alább). Problematikus továbbá, mint már említettem, hogy a Föld geológiailag ismert területeire megállapított STILLE-féle tengerkiterjedési kánon a Földnek tekintélyesebb, óceáni,

⁷ A matematikai kezelést azonban a módszer világossága céljából alkalmaztam.

⁸ TELEGI ROTH KÁROLY professzor úrnak erre vonatkozó értékes levébeli megjegyzéseiről ezúton is köszönetemet fejezem ki.

geológiaiilag ismeretlen területeire vonatkozólag mennyiben érvényesek.

Az éghajlatnak a hegyképződéssel való kapcsolata a jelenségeknek bonyolult egymásrahatásából ered. Az összefüggésnek nem egyetlen alapja van, hanem számos ok eredője. (DACQUÉ hasonló „sok alapúságot” több más geológiai folyamatra kimutatott. [Irod., 21.]) Ezért van, hogy az összefüggésre vonatkozóan több, egymástól független elmélet helytállónak bizonyul. Megdőlnék azonban ezek az elméletek, amikor az összefüggést önállóan akarjuk velük magyarázni.

A vonatkozó elméletek, illetőleg hipotézisek két főcsoportba oszthatók, aszerint, amint feltételezik, hogy: I. az orogenezis és klíma *egymással* állnak oksági kapcsolatban, vagy pedig II., hogy a két párhuzamosan változó folyamatra *egy harmadik folyamat* hat.

I. Ismeretes, hogy a lehordási terület morfológiai érettségével az ariditás nő (Irod., 18.) (egyébként azonos körülményeket feltételezve). Ha tehát a lehordási terület sík reliefes, úgy egy adott kis csapadékmennyiség (sivatagi öv) általános közepes ariditást eredményez. Ugyanezen csapadékmennyiségnek a sóképződés tekintetében elsősorban számba jövő extrém ariditás csak abban az esetben felel meg, ha ugyanekkor ugyanebben a zónában csapadékgyűjtő magasreliefes terület is van. A sóképződés lehetősége nagyobb abban az esetben, ha a sík és magas relief váltakozik (: hegyképződés és azokat közvetlenül követő időszakok), mint ha általában sík relief uralkodik (anorogenetikus idők).

Az arid zónára eső csapadékmennyiséget eddig állandónak tekintettük. A következőkben a klíma általános változásait vizsgáljuk az orogenezis függvényében.

1910-ben RAMSAY mutatta ki (Irod., 22.), hogy az eljegesedések és egyszersmind a mainál általában hidegebb („mioterm”) időszakok az orogenetikus periódusokra esnek, továbbá, hogy a melegebb („plioterm”) időkben viszont a szárazföldek nagymértékben leegyengetettek voltak. RAMSAY az orogenetikus lehülést következőkkel magyarázta:

a) A magas hegység általában több csapadékot, ez pedig több elpárolgási meleget köt meg. Az elpárolgási meleg a magasban, felhővé kondenzáláskor, veszendőbe megy.

b) A magas hegység hó-, jégtakarója a távolabbi környezetet is lehűti, egyrészt a napsugárzás visszaverése, másrészt az olvadáskor megkötött meleg által.

c) A hegységek jelenléte élénkebb vertikális légköri cirkulációt eredményez, ami viszont a Föld felületi melegét fokozottabb mértékben vonja el.

1913-ban SCHUCHERT a hegyképződéskor bekövetkező eljegesedések mellett már az általában szélsőséges klímára is utal. (Irod. 24.) Felfogása szerint ugyanis az óceánok peremén keletkező hegységek a

nedvességet felfogják, aminek következtében a kiterjedt szárazföldek belsejében a sivatagok megnövekednek. A hegyképződéssel növekvő szárazföldek megakadályozzák a tengeri áramlatokat abban, hogy a pólusokat felmelegítsék. Ezzel ellentétben a tektonikailag nyugodt időszakokat nedvesebb, melegebb, kiegyenlített éghajlat jellemzi. Ilyenkor ugyanis a hegységek anyaga az óceánokba kerül, a tengerszint emelkedik, a szárazföldeket részben előnti a tenger. A tenger nagyobb kiterjedése a szárazföldnek fokozott inzuláris klímajelleget kölcsönöz, vagyis azt nedvesebbé, melegebbé, kiegyenlítettebbé teszi.

DACQUÉ 1915-ben szintén abból indult ki, hogy az erősebb hegyképződéseket jégkorszakok követik és a zónaképződés kifejezettebbé válik. (Irod., 21.) Szerinte azonban az éghajlat általában nedvesebb is lenne e korokban. A tektonikailag nyugodt idők viszont kiegyenlített és általában száraz (!) klímával bírnak. Az összefüggés egyik legfontosabb oka szerinte az, hogy a hegyképződés következtében a nyári hőcsapadékmennyiség nő, ami viszont lehűti a környezetet.

A sóképződés-orogenezis összefüggés leginkább SCHUCHERT felfogását igazolja és határozottan ellene mond DACQUÉ azon nézetének, hogy a klíma az orogenezisek idején általánosan nedvesebbé válik. A sóképződés fokozódása orogenezis, alkalmával éppen a magasnyomású, száraz zónának erőteljesebb kifejlődését jelenti. — Figyelembe veendő, hogy az orogenetikus idők humidabbnak mutatkoznak, mint amilyenek a valóságban. Az orogenetikus magas-hegyi területek ugyanis sokkal nagyobb mennyiségű üledéket szolgáltatnak, mint a főleg síkreliefes arid területek. A PENCK újabban nem a glaciális, hanem éppen az interglaciális időszakokat tekinti humidnak. (Irod., 25. E felfogásra látszik hajlani KÖPPEN is. Irod., 11., 173. és köv. lapok.)

Az eddig felsorolt elméletek, illetve feltevések *morfológiai faktorokra* vezetik vissza a hegyképződés klimatikus hatását.

Másik alcsoportként oly elméletek foglalhatók össze, melyek az orogenezisnek a *vulkanizmus* közvetítésével tulajdonítanak klimatikus hatást. Ezek abból indulnak ki, hogy a vulkanizmus termékei az atmoszféra sugárzást-áteresztőképességét változtatják meg s így elsősorban a hőmérséketet befolyásolják. A SARASIN-ok (Irod., 26.), újabban HUMPHREYS, valamint ABBOTT és FOWLE (Irod., 27. és 28.) a vulkanizmus által termelt pornak, HARBOE (Irod., 29.) a vízgőztartalomnak, ARRHENIUS és FRECH (Irod., 30., 31. és 32.) a széndioxidnak és vízgőznek tulajdonítottak ilyen hatást. Ez elméletek egy része az eljegesedés bekövetkezését (HARBOE), más része éppen megszűnését (ARRHENIUS) akarta ilymódon érthetővé tenni. A kritika ezeknek az elméleteknek régi fogalmazásukban kevés jelentőséget tulajdonított. (Irod., 21., 459. lap és Irod., 33., Irod., 44.) A mai meteorológia egyik fontos kutatási

ága az atmoszféra e nagy mértékben változó mennyiségű alkotó részeinek a sugárzásra gyakorolt hatását kísérletileg vizsgálja és a vízgőznek, valamint a legfinomabb pornak nagy szerepét e tekintetben igazolta is.

Az eddigiekből kitűnik, hogy az orogenezis több módon is hatással van a klimatikus viszonyokra. NÖLKE kritikája szerint (Irod., 20., 25. lap) azonban valószínű, hogy az orogenezis, mint egyedüli ok nem idézheti elő a szélsőséges klímaperiódusokat, speciálisan az eljegesedéseket. NÖLKE argumentációjának pontjai:

1. A klimatikus hatásnak az orogeneziskor azonnal kell jelentkeznie. A főleg miocénkori alpesi gyűrődés viszont sokkal megelőzi a diluviális eljegesedést. (Ez az érvelés nem helytálló: az alpi ciklusú orogenezisek még a diluviumban is folytatódnak, pl. wallach orogenezis. A hegyképződések felhalmozódása után inkább várható az eljegesedés. A pretercier nagy magános orogenezisekben is több apró, ma el nem különíthető periódust kell keresnünk.)

2. Az interglaciális időszakokat az orogenezis nem magyarázza meg.

3. A felgyűrt hegységek lehordásánál gyorsabban múlnak el az eljegesedések.

4. A hegységek kiemelkedésének kisebb hatása van az eljegesedésre, mint feltételezik.

E kritikából azonban csak az következik, hogy az orogenezis *egyedül* nem lehet a glacializmus oka. Nem fogadható el azonban NÖLKE azon álláspontja, mely szerint a hatás elégtelensége miatt a kauzális viszony egyáltalában ki volna zárva. A hatások egy része vitathatatlan (kritikájának 4. pontjában ilyet NÖLKE is elismer), ha kismértékű is. A klíma-orogenezis kapcsolat egyik faktoraként tehát az orogenezisnek — többféle módon is gyakorolt — klimatikus hatása tekintendő.

Nemcsak az orogenezis hat a klímára, hanem valószínűséggel bírnak azok a feltevések is, melyek szerint *a klimatikus viszonyok viszont befolyásolják, habár bizonyára kisebb mértékben is, az orogenetikus folyamatok kiváltódását*. E tekintetben SCHOSTAKOVITS felfogását említem meg. (Irod., 34.) E szerző (és néhány más kutató) szerint a légnyomás változásában kimutatható a napfolt-tevékenység periodicitása. SCHOSTAKOVITS azonban e periódusok egy részét az orosz földrengési statisztikák alapján a szeizmikus működésben is felismerni véli, sőt a periódusok egyike (a kb. 11·2 éves) világosan jelentkezik szerinte a XIX. század vulkáni működéseiben is. E párhuzamokat SCHOSTAKOVITS úgy értelmezi, hogy a napfolttevékenység hullámozása a hőszugárzás közvetítésével a légnyomásra hat, a légnyomás változása pedig befolyásolja

a földrengések és a vulkanikus működés kiváltódását. (E kérdésre alábbiakban visszatérünk.)

II. Az elméletek másik fő csoportja a klíma és hegyképződés egyidejű változásait nem egymással hozza oki kapcsolatba, hanem párhuzamos változásokban egy harmadik jelenség hatását keresi. A közös okként egyes feltevésekben az asztronomikus konstelláció megváltozása, másokban valamely kozmikus tényező szerepel. E faktorok klimatikus hatásának különösen nagy az irodalma. Így az eljegesedést *asztronomikus helyzet* (földpálya excentricitása, ekliptikasík) *megváltozásával* magyarázták CROLL 1875, A. PENCK 1882, PILGRIM 1904, HERZ 1909, MILANKOVITS 1920 és 1924. (Irod., 35—39.) NÖLKE-nek erre vonatkozó kritikájából (Irod., 20., 28. lap) ismét csak az tűnik ki, hogy az eljegesedést az asztronomikus faktorok sem okozhatják egymagukban; e hatások létezését azonban érvelése nem zárja ki.

BLYTT az asztronomikus helyzet változásából a klímaváltozás mellett az orogenezis változásait is levezetni igyekszik. (Irod., 40.) Ő — hasonlóan a BÖHM—QUIRING-féle gyűrődési hipotézishez — a földforgás sebességének és ezzel együtt a sarki lapultságnak feltételezett csökkenéséből indul ki. A litoszféra a centrifugális erő változásának csak bizonyos feszültségek legyőzése után, elkésve enged. A feszültséget feloldó orogenetikus mozgások szerinte leginkább az excentricitás maximumakor lépnek fel. Ezek az időszakok pedig CROLL (lásd fenn) szerint is az eljegesedésre a legkedvezőbbek.

Megemlíthető itt KREICHGAUER-nek — ma már az általa kidolgozott formában megdőlt — elmélete (Irod., 41.), mely inkább az orogenezis és klíma térbeli kapcsolatára utal.

A *szoláris konstans változásának* és még inkább e változás klimatikus hatásának problémája még messze van a megoldástól. Sok faktor befolyásával kell itt számolni. Utaltak pl. annak a lehetőségére is, hogy a nap a geológiai idők folyamán kozmikus ködön haladhat át, ami a földre eső sugárzását csökkentené (NÖLKE feltevése az egyoldalú eljegesedések magyarázatára, Irod., 42.).

Nagy irodalom foglalkozik a szoláris konstans, illetőleg a napfolttevékenység földi hatásának problémájával. Közismert, hogy a napfoltaktivitás a földi mágnességre hatással van. A napfolttevékenység és földi hőmérsék változásának összefüggésével többek közt NEWCOMB, HUMPHREYS, HUNTINGTON, KÖPPEN, NORDMANN, MIELKE és BAUR (Irod., 27., 44., 45., 50., 51.), a napfolttevékenységnek a csapadékmenyiségre gyakorolt hatásával pedig HELLMANN (Irod., 46.) foglalkozott. Azt a paradox körülményt, hogy a napfolttevékenység, valamint a szoláris konstans értékének növekedésekor a Föld (felületének) közép-hőmérséke csökken, HUNTINGTON oly módon magyarázza, hogy ugyan-

ekkor a földi ciklonikus légmozgások intenzitása is nő, ami a Föld felületének fokozott lehülését vonja maga után. A klímaváltozásoknak és speciálisan a jégkorszakoknak okát már PHILIPPI a szoláris konstans változásában kereste (Irod., 43.). Ha a napfoltok tevékenységében rövidebb periodicitás észlelhető, úgy feltételezhető szerinte, hogy a geológiai korok folyamán hosszú tartamú és nagymérvű ingadozásai is voltak, melyek a paleoklimatikus változásokat okozhatták. Hasonlóképpen HUNTINGTON is feltételezi, hogy a permkori és pleisztocén eljegesedést fokozott napfolttevékenység okozta. (Irod., 50.)

SCHOSTAKOVITS említett vizsgálatai szerint összefüggés áll fenn a napfolttevékenység, földi légnyomások, földrengések és vulkáni működés közt. A napfolttevékenység-légnyomás összefüggést azonban némelyek (pl. TAMS, Irod., 47.) tagadják: az összefüggés mellett foglalt állást viszont legújabban MYRBACH (Irod., 48.). Sokan a földi mágnesességnek tulajdonítanak közvetítő szerepet a napfolttevékenység és földrengések közti összefüggésben (Irod., 49.). — E kérdéseknek irodalma óriási, s végleges felfogás még távolról sem alakult ki.

Az elméleteken való eme rövid áttekintésből kitűnik, hogy a tudomány mai állása szerint legalább négy faktorra vezethető vissza a klimatikus és orogenetikus folyamatok közti összefüggés, nevezetesen: 1. morfológiai faktorokra; 2. vulkanizmus termékeire; 3. asztronómikus helyzet változására; 4. napfolttevékenységre. 1. és 2. szerint az orogenezis hat a klímára, 3. és 4. szerint közös külső ok az orogenezist és klímát párhuzamosan befolyásolja. A klímának orogenezisre gyakorolt — bizonyára csekély — befolyása valószínűleg a 4. faktorra vezetendő vissza. (3. és 4. magában foglalja a szoláris konstans problematikus változását is.)

Az orogenezis és sóképződés összefüggésének létrejöttében végül nemklimatikus faktornak is szerepe lehet. A hegyképződéssel kapcsolatos élenkebb lehordás ugyanis azt jelenti, hogy ilyenkor az üledékes kőzetek egy részének képződése meggyorsul. A sóképződésnek ilyen módon való növekedését azonban nem szabad túlbecsülnünk. Az óceánvíz permanens sótartalma oly nagy, hogy általános koncentrációjában lényeges változást a lehordás növekedése nem okozhat. (Más alkalommal fogom részletesen kimutatni, hogy a tengervíz sótartalma az összes ismert sótelep együttes készletét sokszorososan felülmúlja. Ugyancsak nem fejthetők ki ezúttal azok az indokok, melyek alapján feltételezendő, hogy a jelentékeny sótelepek anyaga előzőleg minden esetben (tenger)vízben oldva volt és nem tekinthető egyszerűen sivataginak.)

A földtan kvantitatív ismereteit legnagyobbbrészt más tudományok területéről kölcsönözte, illetőleg más tudományok módszereivel nyerte. Az ásvány-kőzettani ágakban a legfontosabb kvantitatív ismeretek kémiaiak és fizikaiak, az általános exogén geológiában geográfiaiak, a kőzetan és endogén geológia egy részének elméletében metallográfiai, illetve egyensúlykémiai ismeretek szolgálnak kvantitatív alapul. Ezek az ismeretek azonban legnagyobbbrészt csak kísérletileg követhető és gyorsan lefolyó folyamatokra vonatkoznak. Csak az utóbbi években sikerült lassú, emberileg közvetlenül meg nem figyelhető, speciálisan geológiai folyamatokat a geológia saját eszközeivel már hozzávetőleg kvantitatíve is megismerni. E tekintetben egyik első hely a DACQUÉ-féle orogenetikus és paleoklimatikus görbéket illeti. Az ismeretek bővülésével mindinkább lehetséges lesz ilyen folyamatok közti összefüggéseket kideríteni (mint jelen sorok is megkísérelték) és ezáltal közvetlen adalékot szolgáltatni oly kérdésekben, melyek eddig csak elméletileg, nagy kerülővel és részben ellentmondó feltevésekkel voltak megközelíthetők. Autonóm kvantitatív geológia felé való törekvést kísérelnek meg az ilyen irányú kutatások.

Nem hagyhatom említés nélkül, hogy főnököm, dr. VENDL MIKLÓS professzor út e munkámat is nemcsak minden eszközzel, hanem értékes megjegyzéseivel is támogatta. Legyen szabad neki e helyütt is hálámat és köszönetemet kifejezni.

Készült a m. kir. Bánya- és Erdőmérnöki Főiskola Ásvány-földtani Tanszékén, Sopronban. 1928.

IDÉZETT IRODALOM:

1. G. I. ADAMS and others: Gypsum deposits in the United States, Bull. U. S. Geol. Surv. No. 223., Washington, 1904.
2. J. O. v. BUSCHMAN: Das Salz, dessen Vorkommen und Verwertung in sämtlichen Staaten der Erde, Band I—II., Leipzig, 1906—1909.
3. G. A. YOUNG: A descriptive sketsch of the geology, and economic minerals of Canada. (Canada dep. of mines, geol. surv. branch), Ottawa, 1909.
4. Handbuch der regionalen Geologie, Heidelberg, seit 1910.
5. DE LAUNAY: La géologie et les richesses minerales de l'Asie, Paris, 1911.
6. DE LAUNAY: Traité de Metallogenie, Gîtes minéraux et metalifères, vol. I—III., Paris, 1913.
7. C. GÄBERT, A. STEUER, K. WEISS: Die nutzbaren Gesteinsvorkommen Deutschlands, Berlin, 1915.
8. E. HAUG: Traité de géologie, fasc. 1—4. Paris, 1920—1926.
9. E. KAYSER: Lehrbuch der Geologie, 1923.
10. L. V. PIRSSON, CH. SCHUCHERT: A textbook of geology; Newyork, 1924.
11. W. KÖPPEN, A. WEGENER: Die Klimate der geologischen Vorzeit, Berlin, 1924.
12. Resumeeen, Congr. Geol. Intern. XIV. Madrid, 1925.

13. Excursion C-4, Cataluna, Congr. Geol. Intern., Madrid, 1925.
14. W. N. BUDRIK: Materialien zur Kenntnis der Tambukanseen, Piatigorsk, 1926; Ref.: N. Jb. f. Min., Abt. A. 1927, 179.
15. W. A. OBRUTSCHEW: Geologie von Siberien, Fortschr. d. Geol. u. Paleont., Heft 15, Berlin, 1926.
16. BR. DAMMER—O. TIETZE: Die nutzbaren Mineralien, mit Ausnahme der Erze u. Kohlen, Bd. I—II., Stuttgart, 1927—1928.
17. H. GERTH: Die nutzbaren Lagerstätten Südamerikas, Intern. Bergwirtschaft, 1928.
18. SZÁDECZKY—K. E.: Adatok a szénkeletkezés elméletéhez; Szénképződés az erdélyi paleogénben, Bány., Koh. Lapok, LX., 485., 1927.
19. H. STILLE: Grundfragen der vergleichenden Tektonik, Berlin, 1924.
20. F. NÖLKE: Geotektonische Hypothesen, Berlin, 1924.
21. E. DACQUÉ: Grundlagen und Methoden der Paläogeographie, Jena, 1915.
22. W. RAMSAY: Orogenesis und Klima. (Sep. aus Öfversigt af Finska Vetenskaps-Societetens Förhandlingar, LII.) Helsingfors, 1910.
23. W. RAMSAY: The probable solution of the climate problem in Geology. Geol. Mag. 61. 1924, 152.
24. CH. SCHUCHERT: Climates of the past. Yale Review, New-Haven, 1913, 719.
25. Sitzungsber. Berlin. Akad. 1922. 246.
26. Verh. d. Naturf. Ges. Basel, XIII., 1901.
27. W. J. HUMPHREYS: Volcanic dust and climatic changes, Bul. Mount Weather Observ., VI., 1913. (Ref.: DE MARTONNE: Traité de Géographie, Vol. I., 1925, 117.)
28. C. G. ABBOTT and F. E. FOWLE: Volcanoes and climate. Smithsonian Misc. Coll. Vol. 60., 1913, 24.
29. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges., 1898, 491, és LI—1899, 596.
30. Sv. ARRHENIUS: Über den Einfluss des atmosphärischen Kohlensäuregehaltes auf die Temperatur der Erdoberfläche. (Sep. aus: Bih. K. Svensk. Vetenskap. Akad. Handl. XXII.) Stockholm, 1896.
31. F. FRECH: Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde, Berlin, 1902, 611.
32. F. FRECH: C. R. Congr. geol. intern. 1906, Mexiko, 1907, I., 299.
33. E. KAYSER: Zentralbl. f. Min. etc. 1909, 481.
34. SCHOSTAKOWITSCH: Zur Frage der Periodizität der seismischen und vulkanischen Erscheinungen. Gerl. Beitr. zur Geophys. XIX., 298., 1928.
35. I. CROLL: Climate and time in their Geological relations, London, 1875.
36. A. PENCK: Die Vergletscherung der deutschen Alpen, ihre Ursachen, periodische Wiederkehr und ihr Einfluss auf die Bodengestaltung. Leipzig, 1882.
37. L. PILGRIM: Jahresh. Ver. vat. Naturkunde Württ. LX., 26., 1904, (35—37.: Ref. Daqué, Irod. 21.)
38. N. HERZ: Die Eiszeiten und ihre Ursachen, 1909.
39. M. MILANKOVITCH: Függlék KÖPPEN—WEGENER művéhez. (Irod. 11.)
40. A. BLYTT: Kurze Übersicht über meine Hypothese von der geologischen Zeitrechnung. (Separ. aus: Geol. Förening. Förhandl. XII.) Stockholm, 1890.
41. D. KREICHGAUER: Die Äquatorfrage in der Geologie, Steyl, 1902.
42. FR. NÖLKE: Über die Entstehung der Eiszeiten. Die Naturwissenschaften, IX., 1921, 850.
43. PHILIPPI: N. Jb. f. Min., etc. Beil. B. XXIX., 106, 1910.
44. W. KÖPPEN: Lufttemperaturen, Sonnenflecke und Vulkanausbrüche, Met. Zeitschr. Vol. 7., 1914, 305.
45. BAUR: Met. Zeitschr. 1922.

46. G. HELLMANN: Die Niederschläge der Norddeutschen Stromgebieten, Berlin, 1906.

47. E. TAMS: Zeitschr. f. Geophys., 1926, 17.

48. O. MYRBACH: Zeitschr. f. Geophys., 1928, 413.

49. Pl.: A. BERGET: A földgömb és légkör fizikája, Budapest, 1909, 100—115. lap.

50. E. HUNTINGTON: The solar hypothesis of climatic changes, Bul. Geol. Soc. of America, vol. 25., 1914, 477.

51. S. NEWCOMB: A search for fluctuations in the sun's thermal radiations through their influence on terrestrial temperature, Trans. Am. Phil. Soc., n. s., vol 21., 1908.

KÖZETTÍPUSOK SZARVASKÖRŐL.

Irták: SZENTPÉTERY Zs. dr. és EMSZT K. dr.*

— Egy táblamelléklettel a kötet végén. —

A mult 1929. évben a szarvaskői gabbroidális tömegben főleg a legsavanyúbb és a legbázisosabb differenciációs termékeknek a petrológiai viszonyait kutattam. A közelebről átvizsgált kőzetek közül egy párat dr. EMSZT KÁLMÁN főgeológus úr volt szives megelemezni, amiért e helyen is köszönetet mondok neki és hálám jelül az elemzéseket tárgyaló eme értekezést kettőnk neve alatt bocsátom közre.

Az eredeti gabbroidális magmában a differenciálódás nagymérvű volt, amit leginkább az bizonyít, hogy ebből az aránylag bázisos magmából olyan savanyú kőzetek is képződhettek, mint azok a telérek, melyeket legáltalában kvarcdioritaplit névvel jelölhetek. Ezek képződésének egyik előzménye természetesen az volt, hogy a magmából tekintélyes ultrabázisos tömegek hasadtak le, aminek eredménye a peridotitos-piroxenites szegély. A vonulat uralkodó kőzetei, a gabbró- és diabázfajták meglehetősen bázisos képződmények, eddig megelezett fajtáik átlagos kovasavtartalma csak 47%, a kvarcdioritaplitfajtáknak a kovasavtartalma átlag 73%, a peridotitfajtáké pedig 32% körül van. És mégis annyi közös vonást mutatnak, hogy közös magmából való származásuk kétségtelen, amit különben is bizonyítanak a tökéletes fokozatosságú átmenetek.

A kvarcdioritaplit-előfordulások közül a legnagyobbat, amely a Majorlápában, Szarvaskőtől DK-re található, már régóta ismerem.¹ A mult évben a petrológiai kutatások során kedvező körülmények között vizsgálhattam meg a rendesen eltakart előfordulási helyet, továbbá sikerült az eruptív vonulat több helyén magában a tömegben is azonos

* Előadatott a Magyarhoni Földtani Társulat 1930. évi december hó 3-án tartott szakülésén.

¹ A m. kir. Földtani Intézet Évi Jelentése 1917—19-ről, p. 86. Budapest.