



A MAGYAR
ÁLLAMI FÖLDTANI INTÉZET

ÉVKÖNYVE

ANNALES
INSTITUTI GEOLOGICI
PUBLICI HUNGARICI

A
MAGYARHONI FÖLDTANI TÁRSULAT
CENTENÁRIUMÁRA

IN CENTENNARIUM SOCIETATIS
GEOLOGICAE HUNGARIAE
1848—1948



Published to the Centenary of the Hungarian Geological Society
К столетней годовщине Венгерского Геологического Общества
Au centenaire de la Société Géologique Hongroise
Zur Hundertjahrfeier der Ungarischen Geologischen Gesellschaft
1848—1948

Kiadja: a M. Áll. Földtani Intézet
Szerkeszti: dr Szalai Tibor és dr Pantó Gábor
Felelős kiadó: dr Szalai Tibor

1037.47 Hungária Hírlapnyomda Rt. Budapest V, Bajcsy-Zsilinszky-út 34
Felelős: dr Bródy László

AZ ÉSZAKKELETI KÁRPÁTOK GEOLOGIÁJA*

Írta: DR. SZALAI TIBOR

A geográfusok a Topolya-Ondava völgye és az 1230 m magas Borgói hágó közötti területet ÉK-i Kárpátoknak nevezik. Ha az ÉK-i Kárpátok megjelölést nem csupán a terület égtáji fekvése alapján, hanem geológiai felépítése, valamint morfológiai jellege nyomán alkalmazzuk, akkor ez a megjelölés a Kassa környéki kristályos palák, valamint a Rahó környéki ugyancsak kristályos palák között elterülő szakaszra vonatkozatható. Ezt a területet ugyanis két hatalmas szerkezeti vonal határolja, e szerkezeti vonalak mentén jutottak a kristályos képződmények az azokhoz kapcsolódó eocénnél idősebb képződményekkel együtt a mélybe. Ilymódon ezen a területen, eltekintve a szirtektől, a szirtburoktól, csak fiatalabb képződmények találhatók meg a felszínen. Geológiailag tehát, de geográfiailag is a Kárpátoknak ez a szakasza egyveretű. Ilymódon tehát indokolt, ezt a szakaszt önálló tájegységnek tekinteni. Bár ÉK-i Kárpátoknak helyesen csak a most megjelölt szakaszt tekinthetjük, ez alkalommal még sem áll módomban ehhez a tájegységhez szigorúan ragaszkodni. A terület, amellyel foglalkozom, nagyjában az Ung völgye, valamint a Kukul és a Hoverla csúcsokat összekötő volt országhatár között fekszik. Ezen a területen 1939—1943-ig bezárólag, leszámítva az 1941-es esztendő, minden évben 3—4 hónapot töltöttek a M. Állami Földtani Intézet tagjai. Ez idő alatt a terület néhány szakaszát részletesen felvettük, más helyekről csupán szelvényeket készítettünk s ilymódon vázlatosan megrajzolhatóvá válik e terület geológiai képe. Sajnos a részletesen felvett szakaszok között vannak olyanok is, ahol az utolsó évtizedekben geológus nem járt, így tehát ezeken a szakaszokon képződményhatárok lefutását, csak feltételesen jelölhetjük meg.

Uzsok és Luh vidékén *Horusitzky F.* és *Wein Gy.* (11.), az Ung völgyében és Polena környékén *Wein Gy.* (48., 49), Polenától É-ra *Matejka és Andrusov* (18.) felvételi adataira, Gánya környékén Sze-

* Előadva a M. Áll. Földtani Intézet 1947. IV. 16-án tartott Vitaülésén.

bényi L. (45.), a miocén medence többi részében pedig *Szentes F.* (46.) és *Wein* adataira támaszkodom. A miocén medencével részletesebben nem foglalkozom. A kép teljessége kedvéért azonban a csatolt térkép ábrázolja ezt is.

Jelen munkámban az irodalmi összefoglalástól eltekintek, mint-hogy azt már egyik korábbi jelentésemben (42.) megtettem.

ÉK-i Kárpátok területén megvannak a *Centralidák*¹ és az *Externidák*. A következőkben a rétegtani viszonyok tárgyalása során is, hogy már mindjárt előljáróban az összegezésre vonatkozó törekvésemet kifejezésre juttassam, szerkezeti egységekhez kapcsolva tárgyalom a terület rétegtanát. A kérdések ekképpen való megfogása bizonyos szempontból kifogás alá eshetne. Nevezetesen azok a szerkezeti egységek, amelyekről ma beszélünk, csak az orogén fázis idején jöttek létre, ilymódon tehát a rétegek leülepedésekor pl. az eocénben az akkori egész geoszinklinális területén lerakódtak az üledékek, amelyeknek egyrésze ma az Externidákhoz tartozó Magura² övében tanulmányozható, más része azonban a centrális depresszió³ területén az oligocén rétegek fekéjében helyezkedik el ma is, illetőleg a szkibák övében jut felszínre. Következésképpen sokszor ugyanazon rétegtani elem megtalálható a különböző szerkezeti egységekben.

RÉTEGTANI VISZONYOK

I.

CENTRALIDA

1. *Kristályos palák*

Ezeket a csillámpala és a gneisz képviseli. E csoporthoz tartozónak tekinthetjük azokat a grafit palákat is, amelyekről *Szádeczky* (39.) számol be. Ő megemlíti, hogy a Terebes K-i szélén a Fejér patak torkolatánál, valamint a Vrch Holy Ny-i szélén, továbbá a Doharunya völgyben a torkolattól 1.3 km-re figyelhetők meg ezek.

Szádeczky szerint lehetséges, hogy a grafitpala itt is a karbonban keletkezett, illetve a D-i Kárpátok schelea formációjának felel meg, amint azt *Athanasiu* a kristályos vonulat déli részeire nézve feltételezi. Rahótól D-re, a Djel Rahovski DK-i lábánál, majd tovább DK-re

¹ A metamorphidákra* és az externidákra** tolódot palaeozoós és mezozoós képződményekből álló alapegység.

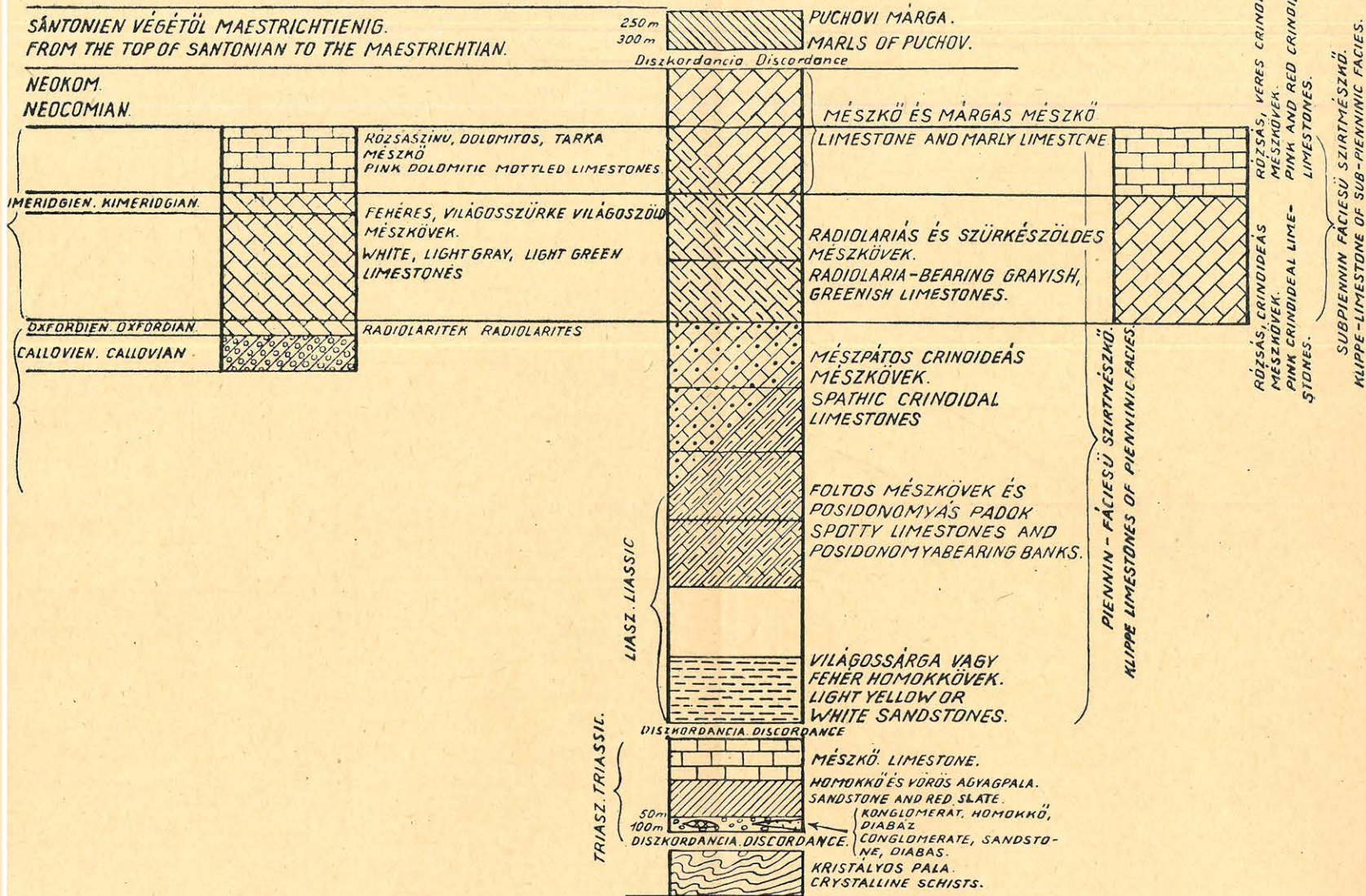
* Az alpesi orogén középső öve. Az ÉK-i Kárpátok területén a felszínen nem látható.

** Az alpesi orogén külső öve. Többnyire a molásra tolódot, flis képződményekből áll E fogalmakat részletesen tárgyalja *Kober L.* (13. p. 7—9.)

² E területen a geoszinklinális DNy-i szakaszának a felső eocéntől szárazon álló ÉK-i irányban mozgást végző és részben az oligocénra tolódot része.

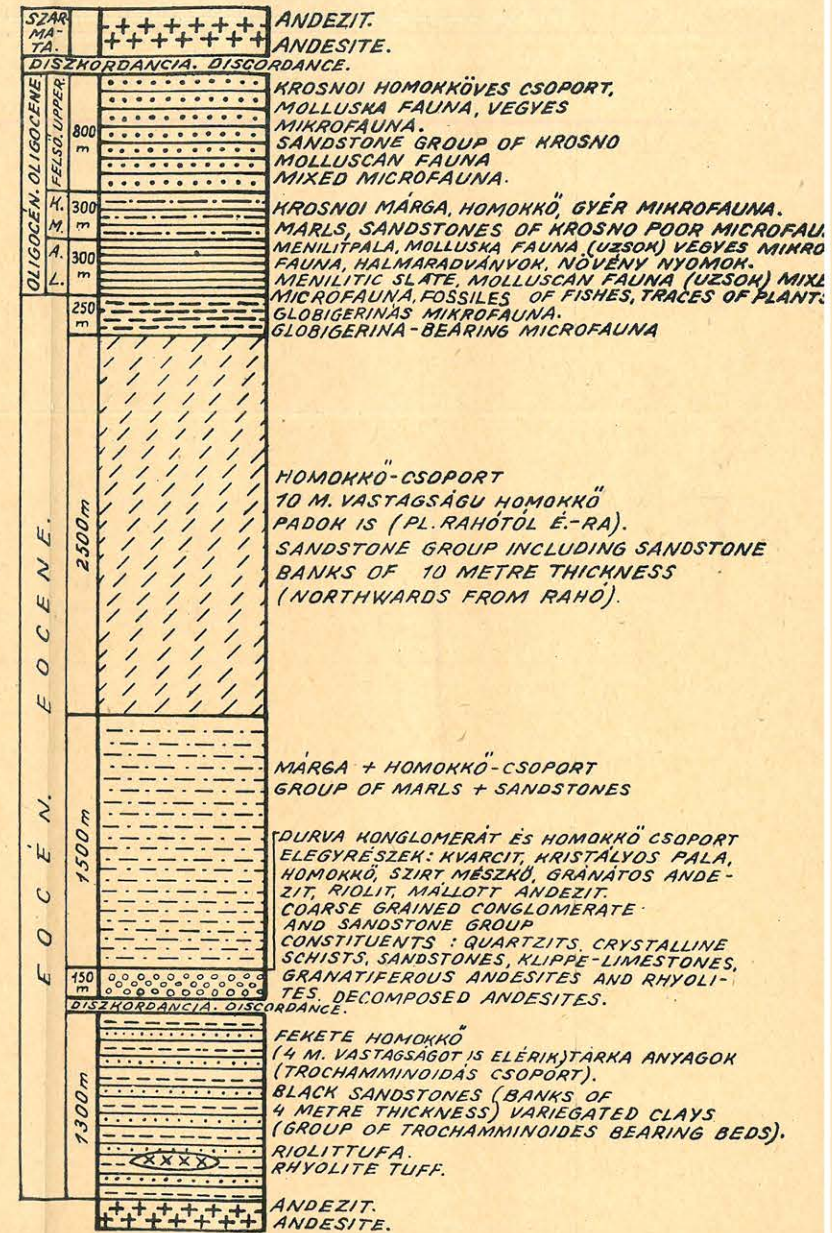
³ A harmadkori kárpáti geoszinklinális középső szakasza. E fogalmakat megvilágítja (41.) munkám 3. ábrája.

I. CENTRALIDA. CENTRALIDS



1. ÁBRA. AZ ÉSZAKKELETI KÁRPÁTOK IDEÁLIS RÉTEGSZELVÉNYE.
 FIG. 1. THEORETICAL SECTION OF THE NORTHEASTERN CARPATHIANS.

II. EXTERNIDA. EXTERNIDS.



4772/4 lap széléhez közel, ott ahol a Fekete Tisza hurkot alkot, jutnak felszínre. Illetve itt találjuk a K-i Kárpátok nyúlványaként megjelenő kristályos képződmény legészaknyugatibb felszíni előjöveteleit. E ponttól a Fekete Tisza megszakításokkal, Trebusa D-i határáig kristályos palákat tár fel, majd újból a flisbe vájja medrét, majd pedig Bocskótól DNy-ra eléri a felsőtiszai miocén medencét.

A most körülírt területtől Ny-ra a kristályos palák a mélybe sülyedtek s innen ÉNy felé újból csak Kassa vidékén láthatók a felszínen. Ez utóbbi helyen is hatalmas vetődések mentén mélybeszakadt a kristályos pala. A most említett két szerkezeti vonal a Kárpátokon belüli medenceterületeken, csak úgy mint a Kárpátokon kívül eső területeken is tovább nyomozható. Így mind a magyar medence, mind az ÉK-i Kárpátok, mind ez utóbbiaktól É-ra eső most megjelölt terület fejlődésmentére e szerkezeti vonalak kialakulása rányomja bélyegét. Hogy ez a kristályos pala az imént említett két szerkezeti vonal által határolt területen belül megvan a mélységben, az nem csupán elméleti megfontolásból adódik, vannak ugyanis részlet-megfigyeléseink, amelyek a kristályos tömegek mélyben való jelenlétére utalnak. E kérdésre még a szarmata, vulkánosság tárgyalása során visszatérek.

2. Mezozóos képződmények

Rahó környékén megfigyelhető néhány, a kristályos palával közvetlen kapcsolatban álló képződmény. Ezek: egy idősebb konglomerát, homokkő, agyapala és az alsó triásznak tekinthető mészkő, a diabáz, valamint fiatalabb mezozóos kori (Callov.-Oxford-Kimmeridge, titon) képződmények.

TRIASZ

? Alsó triász konglomerát és homokkő

E képződményt *Posewitz* permnek, *Szádeczky* alsó triász korinak tekinti. Ezt zöldes, többnyire mészmentes, csillámos kvarcos kötőanyagba ágyazott, főleg borsó-mogyorónyi csillámpala és fehér, szürke kvarcitszemekből álló konglomerát építi fel. Ez mindig a kristályos palára települ.

A konglomerátcsoporthoz számíthatjuk *Szádeczky* szerint azt a szürkés, vagy zöldes *homokkővet*, mely rendszerint a konglomeráttal együtt jelenik meg s e kettő együtt többnyire a kristályos pala és a később tárgyalandó mezozóos (alsótriász) mészkő között foglal helyet.

Itt kell megemlékeznem a vörös agyapaláról, melybe homokkő is települ, ez nem kapcsolódik olyan szorosan az előbb tárgyaltakhoz, mint azok egymáshoz, minthogy azonban az előbb említettek, valamint a később tárgyalandó alsótriász kori mészkő között foglal helyet, feltételezhető ennek werfeni kora. E képződményt magam is megfigyeltem Rahótól D-re, az út mentén.

Evvel kapcsolatban is *Szádeczky*-re (39.) hivatkozom, aki szerint ez a kristályos vonulat külső szélén a konglomerátos homokkőves csoportra helyenként konkordánsan települ. Részben lemezes, többnyire sötétszürke (néha dolomitos) mészköveket *Szádeczky* a vonulat D-i folytatásába eső analógiák nyomán campili-nek tekinti. Az erre települő tömöttebb, sötétszürke, dolomitos mészköveket már esetleg közép triászkorinak gondolja.

Az alsó triász vulkánosság

Ez időben jutnak *Andrusov* (2. p. 58.) szerint felszínre a diabázok. Ezeket sokhelyütt a szirtekhez tapadva figyeltem meg.

A következőkben tárgyalandó képződményeket általában csak mint szirteket ismerjük. A Rahó környéki kristályos palán azonban több helyen kristályos palára települve, abba belegyűrve megfigyelhetők üledékek, amelyek fáciológiaiilag és sztratigráfiaiilag azonosak, a szirtképződményből ismert előfordulásokkal. Ezeket itt e helyen autochtonoknak tekintem. Callov.-Oxford Radiolarit, Oxford-Kimmeridge mészkövek, titon rózsaszínű és dolomitos tarkamészkő tartoznak ide.

JURA

Callov.-Oxford Radiolarit

E képződményt *Szádeczky* (39.) ismeri fel Rahó környékén, a Rahó-bányában, a Ples-bányában, valamint a Nagybánszky-bányában. A Keleti Kárpátokból ismert radiolaritek analógiájára a Callovien, illetve Oxford szintbe tartozónak tekinti.

Ez a képződmény esetleg a piennin fáciesbe tartozó malmkori radioláriás taggal azonosítható.

Oxford-Kimmeridge mészkövek

Ezek fehéres, vagy világosszürke és világoszöldes, gyakran csillámásványokat is tartalmazó mészkövek, többszázméteres vastagságú lencséket alkotva települnek a kristályos palára. Ebből a mészkőből előkerült a *Perisphinctes breviseps* *Quenst.* és a *P. aff. stenocycloides* *Siem.* Ezek nyomán koruk meghatározható. Ezek a mészkövek kristályosak, kristályosodásuk a tektogenezis következménye.

? *Titon rózsaszínű és dolomitos tarka mészkő*

E képződmény a Rahó környéki Kamenkliva-csúctól DNy-ra 0.3 km-re, a kristályos palára települve figyelhető meg.

EXTERNIDA

1. MAGURA-TAKARÓ

Szirtek¹

JURA-NEOKOM

A szirteken belül megkülönböztethető a szubpiennin és a piennin fáciés. Ez a megkülönböztetés Szolyva környékén szépen keresztülvihető. A területen a szubpiennint a malmkori rózsás és csomós mészkövek, továbbá a felsőmalmkori rózsás és veres crinoideás mészkövek képviselik. A piennin fáciest az 1. alsó liasz kori meszescementű, világossárga vagy fehér, középszemű, helyenként nagyobb kvarszemekből álló homokkövek; 2. felsőliász, doggerkori, márgás, sötét-szürke, részben foltos mészkövek, melyek váltakoznak sötét, márgás palákkal (posidonomyás rétegek); 3. malmkori tarka, főleg vörös radioláriás és szürkészöldes, vagy vörös mészkövek; 4. titon és neokomkori mészkövek és világosszürke, fehéres, tömött, gyakran kékes-szürke vagy fekete tűzköves márgás mészkövek képviselik. A felsoroltakon kívül Szolyva környékén megfigyelhetők, sárgásbarna, valószínűleg a doggerhez tartozó durván mészpátos mészkövek, crinoideákkal.

Az Ung völgyétől a rahói kristályos tömeg területéig sokhelyütt megtalálhatók a belső szirtöv tagjai.

Ugyanekkor a külső szirtöv képviselőit csupán Kőrösmező környékén figyeltem meg. Ezekből előkerülő fauna alapján megállapítható, hogy itt dogger-, illetőleg titonkori képződményekről van szó.

A szirtek mind a belső, mind a külső övben gyakran diabázok társaságában jelennek meg.

Összegezésképpen leszögezhető, hogy a szirtek a jurában, illetőleg a neokomban szedimentálódott képződményekből állanak. A szubpiennin és a piennin fáciés tagjait ma gyakran együtt találjuk. A belső szirtövet *plis diapirs* módon keletkezettnek tekintem. A külső szirtöv tagjait a takarók hozhatták magukkal.

SZENON

Szirtburok: Púchovi márga. E képződmény összvastagsága 250—300 m. Néhány feltárásban Szolyva környékén térképeztem. *Wein* az Ung völgyéből írja le. A púchovi márga Szolyva környékén a

¹ A szirtek a centralidákról szakadtak le. Ma tektonikailag az Externidákhoz tartoznak.

Kvasni patakban, 4570/3 lap déli és 4670/1 lap északi szélén, az 5 cm-es teresztrikus barnássárga agyagmárgára s ez a crinoideás szirtmészköre települ.

Az EK-i Kárpátoktól Ny-ra megvan az Upohlavi konglomerát, amelyet *Andrusov* (2.) felső santoniennek, az erre települő világoszürke márgákkal, homokos mészkőpadokkal jellemzett tengeri üledéket pedig, campaniennek határozza meg. Erre települ azután a púchovi márga, amely *Andrusov* (2. p. 89.) szerint a maestrichtienbe ülededett le. *Majzon* (17. p. 24.) szerint a púchovi márga kialakulása a santonienben már megindult s a maestrichtienben még tartott.

Bármint álljon azonban a helyzet, minthogy az ÉK-i Kárpátok területén hiányzik az upohlavi konglomerát, valamint Andrusov említette, ennek fedőjébe települő képződmény, ezeket itt az említett 5 cm-es, teresztrikus, barnássárga agyagmárga helyettesíti, megállapítható, hogy az ÉK-i Kárpátok megsüllyedése később indul meg, mint az ettől Ny-ra fekvő területé. E körülmény is e terület szerkezeti különállásának következménye.

Wein (49. p. 57.) azt írja: valószínű, hogy a púchovi márga fedőjében, de esetleg részben ekvivalens fáciesként fejlődött ki az inoceramusos rétegesoport. Alsó padjaiban zöldesszürke széttöredező agyagmárgák, hieroglifás homokkő közbetelepülésekkel és fekete palás márga rétegekkel váltakoznak. Feljebb a hieroglifás homokkő közbetelepülések gyakoriabbak lesznek. E képződményben *Wein* két helyen közelebből meg nem határozható *Inoceramus* maradványt talált. Minthogy mind a púchovi márgából, mind *Wein* inoceramusos márgájából ugyanazon globotruncanás mikrofauna került elő, s mivel az alpesi és a pireneai „couches rouges“, valamint a délalpesi és apennini „scaglia“ rétegek faunája, melyekben *Inoceramusok*, *Bellemitések*, *Globotruncanák* találhatók, megegyező a most említett inoceramusos képződmény faunájával, s egyúttal azonos a púchovi márga faunájával is, nem látom indokolttnak *Wein* inoceramusos rétegeinek a púchovi márgától való különválasztását. E képződményből előkerülő mikrofaunát, minthogy azt *Majzon* (17.) terjedelmes munkájában leírja, nem sorolom fel.

Paleogén vulkánosság

A később tárgyalandó *sulovival* azonosnak vehető konglomerátumok anyagában andezit és gránátos riolitos lávakavicsok találhatóak. Ugyancsak a később tárgyalandó trochamminoideses képződményben több helyen riolitos tufa betelepülések láthatók. Így a bercsenyifalvai kaolin is riolitos tufa mállási terméke. Ez adatok nyomán *Wein* (49. p. 62.) megállapítja, hogy ezen a területen a kréta, paleocén időben erős vulkánizmus zajlott le.

Ezek az adatok azt mutatják, hogy az ÉK-i Kárpátokig felhúzdik az a paleogén vulkáni lánc, amelynek nyomai a Parád melletti Lahóca hegyen, Cserhát, Mátra, Szentendre-Visegrád, Budai hegy-

ség területén is megtalálhatók, sőt feltevésem szerint a Velencei hegység andezitje is e vulkáni sor képviselője (40.), épúgy, mint *id. Lóczy* (15.) említette Fejér, Tolna és Veszprém vármegyék összeszögellésén álló egykori andezit vulkán is. Ekkor az alpesi orogén területén mástutt is élénk vulkáni tevékenység folyt, amint arról *Niggli* (20. p. 170.) ad számot.

Az alpesi orogén időben három jelentős vulkáni szakasz különböztethető meg. Az óharmadkori, a középső harmadkori és a fiatal pliocénkori. Legjelentősebb e három közül a középső, ekkor a hegységképző mozgások is legerőteljesebbek. Ennek azonban a hegységképződés ütemének megfelelően megvannak az előhullámai és az utórezgésai is: az ó- és a fiatalharmadkori vulkánok képviselik ezeket. E vulkánosság kialakulása a felső krétában, illetőleg az eocén elején indul meg s működése az alsó, ill. a középső oligocénig tart. E vulkánikus képződmények adják a Fruskağora területéről ismert felső krétakori trachittal együtt a Kárpáti-medence legidősebb andezit, trachit, riolit közeteit. A hegységképződés ütemének megfelelően az óharmadkoriak a legsavanyúbbak, a pliocénvégi erupciók a legbázikusabbak.

EOCÉN

A) *Fekete palákból, kovás homokkövekből és tarka agyagokból álló csoport:*

Bevezetőül említem, hogy a fekete palák stb.-ből álló képződmény magasabb szintjei tarka agyagokkal váltakoznak. Először *a fekete palákkal stb.* foglalkozom: Ez a képződmény nem egységes kifejlődésű. Hol a palás, hol a kovás homokköpadok szabják meg a feltárások jellegét, máskor meg — lehet, hogy ez utóbbi esetben csupán a magasabb szintekbe tartozó tagokkal van dolgunk — a vastagpados, nem feketeszinű és kevésbé kovás homokkövek jellemzik a feltárásokat. Szolyva környékén főleg palákból áll ez a képződmény. A palák itt főképpen sötétszinűek, szürkésfeketék, agyagosak, vagy gyengén márgásak, szilánkosan, kagylósan törnek, elmállva sárgásbarna, vagy világossárga színűek. Gyakoriak bennük a pirit szemcskék. Tartalmaznak kovás homokkő betelepüléseket. Ezeknek jó feltárásai láthatók Sztrojnától É-ra a Szolyva patak medrében, Kistibavától D-re az országút mellett.

Az imént jellemzett képződménybe barnásszürke agyagmárgák, fekete palák, vékony homokköpadok is települnek. Ennek tanulságos feltárásai láthatók a 4570/4 lap Ny-i szélén a Szvalova felírás második „a” betűjétől É-ra, a 263. m/p-től ÉK-re. Továbbá Sztroinától Kistibava (Martinka) felé vezető úton a Szolyva patak balpartján, a Vesza Ny-i oldalában.

A körösmezői feltárások nyomán e képződmény a következő módon jellemezhető: tömött kovás homokkövekből és ezek közé települő

fekete palákból áll. A homokkövekre általában jellemző azok fekete színe, de vannak rozsdabarna, acélszínű szürke tagjai is e sorozatnak. *Kozmiescsektől Forescik* felé haladva a Lazescina jobbspártján, a 840 m/p-től K-re a patak meredek oldalában együtt találjuk e homokkő mindkét féléseit. A homokkőpadok közé települő egy-egy zöldes, fekete és szürke palás tag együttes vastagsága 5 cm és 250 cm között váltakozik. A 848 m/p-től É-felé, a patak balpártján kis vastagságú hieroglifás, hieroglifa nélküli és kovás tagokból, valamint közjük települő palákból álló képződmény látható. Négy egymásra pikkelyezett redő szabja meg a feltárás jellegét, e feltárás egyik nevezetességét ezek a pikkelyek (42. p. 339.), a másikat pedig a sajátos módon kifejlődött hieroglifák adják. (42. p. 331.)

E képződmények igen szép feltárását tanulmányozhatjuk Svidovectől D-re a vasúti sínek mellett. (42. p. 333.)

A fekete palákból, kovás homokkövekből álló képződményből *Wein* (49. p. 61.) néhány halpikkelyt gyűjtött (*Clupea* és *Cycloid*). *Clupeák* a felső krétától a pliocénig értek, *Cycloid* pikkelyeket viszont csak a felső krétakori rétegekből ismerünk. A *Cycloid* pikkelyeknek tekintett maradványoknak nem tulajdoníthatok akkora jelentőséget, hogy ezek alapján e képződmény eocén korára vonatkozó, sok oldalról alátámasztott felfogásomat megváltoztassam.

Meg kell említenem, hogy ez az a képződmény, melyet *Audia*, *Szipot*, *Lgota*, vagy *Ligotta* néven ismer az irodalom s a Kárpátok más részein a barrembe, az aptikumba, sőt részben az albien alsó részébe osztják. Az előadottak nyomán, illetőleg a következőkben még ismertetőndő *Trochamminoides* tarka agyagokból előkerült fauna alapján megállapítható, hogy e képződmény barrem stb. korára vonatkozó felfogás helytelen s ez csak a senón után alakulhatott ki.

A *Trochamminoides* tarka agyagról a belőle való *foraminiferák* nyomán megállapítást nyert, hogy az az eocén elején alakult ki. A feketepala stb. magasabb szintjei váltakoznak a *Trochamminoides* tartalmazó tarka agyagokkal, így tehát ezek is eocén eleji képződmények. E csoport, mélyebb tagjait az újabb szerzők (49.) a púchovi márga ekvivalensének tekintik. Magam is korábbi munkáimban a felső senón legmagasabb szintjében keletkezettnek véltem. *Tekintve e képződmény magasabb szintjeinek bebizonyítottan eocén korát, továbbá a púchovi márga felső senón korát, valamint azt, hogy a púchovi márga részvesz egy mozgásban, mely ezt már nem érte, e képződményt nem tekinthetjük a púchovi ekvivalensének, ez annál fiatalabb. Az eocénben keletkezettnek tartom.* E képződmény szemikrisztallin jellegét, azt tehát, mely e kőzetet idősebb korinak mutatja, a rátelepülő 4000 m vastag magura homokkő és pala okozta nyomásra, valamint azon mozgások hatására, melyekben ez résztvett, vezetem vissza. A magasabb eocén — a magura homokkő is igen gyakran szemikrisztallin. E jelleg ugyancsak a mozgások következménye.

A most tárgyalt képződmények csapásában helyezkednek el *Sujkowski* (36.) leírta izoklinás antiklinálisokban levő *Szipot* névvel

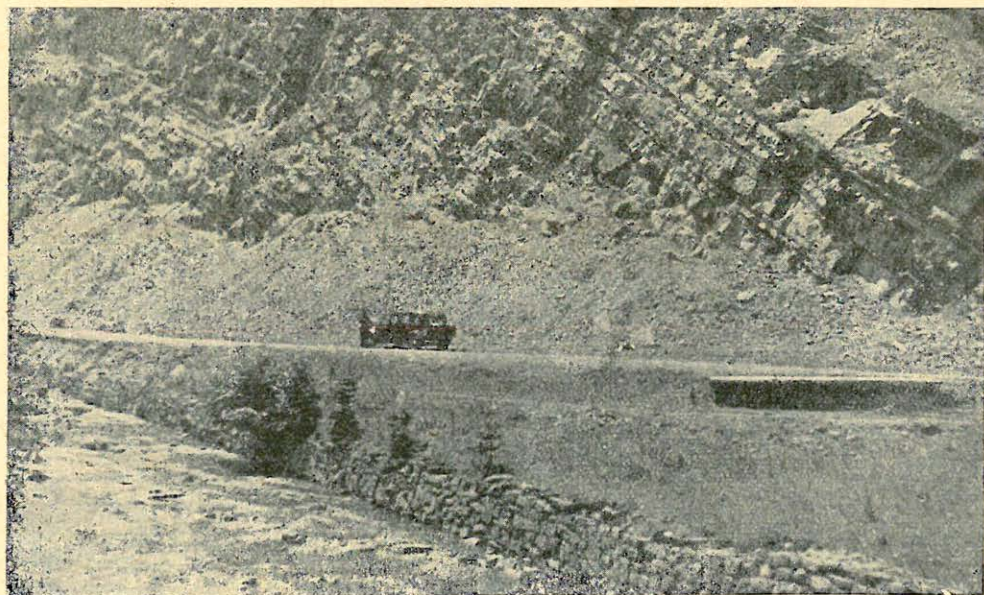
jelölt üledékek. E képződményt *Sujkowski* négy szintre osztja 1—4-el jelölve ezeket. A most ismertetett képződmény azonos Szipot 2-vel, a Szipot 3-mal jelölt tag azonos a következőkben tárgyalandó tarka agyagmárga sorozattal, mely eocénkori.

Tarka agyagok, Trochamminoidesek szintje. E képződményt, minthogy benne nagyszámban Trochamminoidesek találhatók, Trochamminoideses képződménynek is nevezhetjük. A következőkben ismertetendő rétegsor, mely e szint legmélyebb tagjaként fogható fel. Királymező és Brusztura között tanulmányozható.

A fektől a fedő felé a rétegsor itt a következő:

1. Tarka agyag, pala, homokkő.
2. Vastagpados homokkő (homokkő vastagsága 4 m).
3. Tarka agyag.
4. Vastagpados homokkő (homokkő vastagsága 4 m).
5. Vékony homokkő s vele azonos vastagságú fekete márga.
6. Kovás homokkő, homokkő padok között zöld agyag.
7. Vastagpados homokkő (homokkő vastagsága 4 m).
8. Konglomerát.
9. Tarka agyagok és homokkövek (homokkő vastagsága általában 1 m alatt marad).

A tárgyalás alatt álló képződménynek szép feltárásai láthatók több helyen a Taractól ÉNy-ra is. Egy ilyen szép feltárás az, amelyet



2. ábra. Trochamminoideses képződmény Ripinyétől ÉNy-ra.
Fig. 2. Exposure of the Trochamminoides beds on the northwest of Ripinye.
(Phot.: dr Udvarehelyi K. 1943.)

Volovetól ÉNy-ra, illetőleg Ripinyétől ÉNy-ra, ott ahol a Ricska felől folyó patak torkollik a Repianka patakba, a 496 m/p-nál figyelhető meg. (2. ábra.) E feltárásban a fedőtől a fekü felé haladva a következő tagok választhatók külön.

1. Fekete, zöld agyag, ezen homokkő törmelék. (Vastagság 1 m.)
2. Homokkő, felső részben laza csillámos, alsó része keményebb, hieroglifák a fekülapokon. (Vastagság 50 cm.)
3. Fekete zöld agyagpala, vékony hieroglifás homokkő betelepüléssel. Hieroglifák a fekülapokon. (Vastagság 40 cm.)
4. Hieroglifás homokkő, hieroglifák a fekülapokon. (Vast. 70 cm.)
5. Vastagpados durvaszemű homokkő. (Vastagság 200 cm.)
6. Pala 5 cm vastagságú homokkő padokkal, hieroglifák a fekülapokon. (Vastagság 52 cm.)
7. Kovás homokkő fekülapokon hieroglifák. (Vastagság 28 cm.)
8. Pala. (Vastagság 1—2 cm.)
9. Kovás homokkő, alján itt-ott breccsia, hieroglifák a fekülapokon. (Vastagság 60 cm.)
10. Pala. (Vastagság 15—20 cm.)
11. Pala. (Vastagság 15—20 cm.)
12. Pala, fekülapokon hieroglifák. (Vastagság 38 cm.)
13. Kovás homokkő, fekü- és fedőlapokon hieroglifákkal. (Vastagság 20 cm.)
14. Laza homokkő palával. (Vastagság 10 cm.)
15. Homokkő. (Vastagság 130 cm.)
16. Homokkő. (Vastagság 7—8 cm.)
17. Kovás homokkő. (Vastagság 10—12 cm.)
18. Pala. (Vastagság 18—20 cm.)
19. Homokkő. (Vastagság 20 cm.)
20. Pala. (Vastagság 20 cm.)
21. Homokkő, fekülapokon hieroglifákkal. (Vastagság 120 cm.)
22. Pala. (Vastagság 28—30 cm.)
23. Homokkő, fekülapokon hieroglifákkal. (Vastagság 150 cm.)
24. Pala. (Vastagság 5—10 cm.)
25. Vékonypados homokkő. (Vastagság 140 cm.)
26. Pala. (Vastagság 20 cm.)
27. Homokkő. (Vastagság 280 cm.)
28. Pala. (Vastagság 10 cm.)
29. *Glaukonitos* homokkő. (Vastagság 300 cm.)
30. Pala. (Vastagság 5 cm.)
31. Homokkő. (Vastagság 20 cm.)
32. Pala. (Vastagság 15 cm.)
33. Homokkő. (Vastagság 70 cm.)
34. Pala. (Vastagság 20 cm.)
35. Homokkő. (Vastagság 30 cm.)
36. Pala. (Vastagság 38 cm.)
37. *Glaukonitos* homokkő. (Vastagság 60 cm.)

38. Pala. (Vastagság 20 cm.)
39. Vastagpados homokkő. (Vastagság 350 cm.)
40. Pala. (Vastagság 30 cm.)
41. Homokkő. (Vastagság 110 cm.)
42. Pala. (Vastagság 5 cm.)
43. Homokkő. (Vastagság 600 cm.)
44. Pala. (Vastagság 70 cm.)
45. Homokkő. (Vastagság 340 cm.)



3. ábra. Trochamminoides képződmény Óholyától EK-re, a Rig DK-i oldalában.
 Fig. 3. Exposure of the Trochamminoides bearing beds of the northeast of Óholyatin.
 (Phot.: dr Udvarhelyi K. 1943.)

A tarka pala, agyagmárga előfordulások megjelenési formái, amint az már az eddgiekből is kiténik, különbözők. Hogy ezekről lehetőséghez képest teljes képet fessek, a következőkben a Körösmező környékieket jellemzem. Ezek viszonyai jól láthatók a Boikovec 833 m/p-től DNY-ra a Lazescinában. Ezek itt zöld, gyakran fekete és vörös palák váltakozásából állanak. Kovás homokkövek is települnek közéjük. Másutt, így Szolyva környékén ez a sorozat veres, palás, márgás, világosszürke, muszkovittartalmú palákból, erősen csillámos, piszkos zöldszínű, hieroglifás homokkövek váltakozásából áll.

Ezek a tarka agyagpalák, ha színre mindig nem is, de egyrészt tektonikai helyzetüknél fogva, másrészt mikrofaunájuk nyomán jól megkülönböztethetők a már tárgyalt Globotruncanás rétegektől. Wein

az Ung völgyében megfigyelte (49. p. 58.), hogy a Trochamminoides képződmény az Inoceramusos rétegek fedőjébe települ. Itt nyilván transzgresszív településről van szó.

Terepmunkánál nagyon fontos e szinteknek felismerése. Ugyanis a Flis-Kárpátok kövületszegény világában ezek azok, amelyekből foraminiferák bőségben kerülnek elő, ilymódon ezek a nagy rétegtani bizonytalanságban szilárd bázisként szolgálnak. Felismerésüket színük megkönnyíti.

Az előkerült foraminiferákat *Majzon László* határozta meg. Ezeknek jegyzékét megtaláljuk *Horusitzky* és *Wein* (11.) *Szalai* (4., 42., 43.) *Szalai* és *Szentes* (44.) *Wein* (49.) munkájában. Az e munkákban fel nem soroltakat most közlöm:¹

Ripinyétől ÉNy-ra, az 511 m/p-től ÉNy-ra:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Volovetől ÉNy-ra, ott, ahol a Ricska felől folyó patak torkollik a Répianka patakba a 496 m/p-nál látható feltárás területéről a 44. számmal (lásd előbb) jelölt rétegből.

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Trochamminoides cf. ammonoides (GRZYB).

Ammosphaeroidina sphaereoidiniformis (BRADY).

Ripinye melletti Kul-tól DK-re:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Haplophragmoides lóczyi MAJZON.

Cyclamina subcarpatica MAJZON.

Volovetől ÉK-re: a Kvasovec p. torkolatától felfelé cca. 630 m-re:

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Ammosphaeroidina sphaereoidiniformis (BRADY).

Volovei Hradovec p. torkolatánál:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Trochamminoides sp.

Cyclamina subcarpatica MAJZON.

Az előbbieken felsoroltak a Volove körüli tektonikai rögökön fekszenek.

Volovetől ÉK-re a Volovec p. mentén 260/70 dőlésértékekkel jelölt helyről:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Glomospira charoides (JON.-PARK.).

Trochamminoides sp.

¹ A kövületek felsorolásánál a csapás szerinti viszonyokat vettem tekintetbe.

Haplophragmoides lóczyi MAJZON.
Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).
Saccamina sp.
Reophax sp.

Királymező Brusztura környékén a Mokránka mentén: a Bustul torkolatától ÉNy-ra cca. 200 m-re,

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Sandorek „an“ betűjétől Ny-ra:

Placentamina placenta (GRZYB).
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).
Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

A Mlacska „k“-tól K-re:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Placentamina placenta (GRZYB).
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

A Janovec mentén: a régi gáttól D-re cca. 500 m-re:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).
Placentamina placenta (GRZYB).
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

A Janovec mentén a 795 m/p-től DNy-ra:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Glomospira charoides (JON.-PARK.).

A Teresulka Rika mentén:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Placentamina placenta (GRZYB).

A Bisztrik p. torkolatától cca. 175 m-re, a patak baloldalán szedett mintákból:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Ammodiscus angusta (FRIEDB.).
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).
Ammoglobigerina globigeriniformis (PARK.-JON.).

A Bisztrik patakban a 859 m/p-től D-re:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Reophax sp.
Trochamminoides ammonoides (GRZYB).
Cyclamina subcarpatica MAJZON.

A Turbát torkolatától DNy-ra cca. 400 m-re a patak balpartjáról:

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

A Turbát mentén a Turbát torkolatától cca. 250—300 m-re:

Glomospira charoides (JON.-PARK.).

Haplophragmoides lóczyi MAJZON.

A Turbát torkolatától cca. 2 km-re a patak balpartján.

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides irregularis WHITE.

A Turbacíltól a Turbát mentén felfelé a Turbát „a”-tól Ny-ra az út kiszélesedése előtt:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

A Nagy Tarnicsin jobboldalán húzódó hegyhát 1100 m magasságából:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

A Turbát gáttól ÉNy-ra:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Ammodiscus angusta (FRIEDB).

Glomospira charoides (JON.-PARK.).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Okolski patak torkolatától felfelé haladva 1500 lépésre:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides sp.

Ammodiscus sp.

Tatulskától D-re:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Nagyág mentén Volovetől DK-re, a 4671 lap É-i szegélyén szedett mintából:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Glomospira charoides (JON.-PARK.).

Trochamminoides sp.

Cyclamina.

Haplophragmoides lóczyi MAJZON

Cyclamina subcarpatica MAJZON.

Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

Saccamina sp.

Lipcsemező D-i kijáratánál:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

A Nagyág mentén Bereznán:

Globigerina sp. került elő.

A Trochamminoideses szintbe tartozó homokkövek egyikén Turbacil torkolatától a Turbát mentén felfelé 2898 m távolságban Pa-

laeobullia kúszási nyomát figyeltem meg kb. $\frac{1}{2}$ m² nagyságú kőlapon. E leletnek palaeontológiai értéke mellett sztratigráfiai jelentősége is megvan, ugyanis ez a wienerwaldi flisben többhelyütt előfordul s annak korát *Götzinger-Becker* (10.) és *Abel* (1.) eocénnek határozza meg. Megemlítendő, hogy *Andrusov* és *M. Kuthan* (4. p. 124.) Bulliát az albiéből említi. (4. ábra.)

Szolyva környékén, Duszinától D.Ny-ra torkoló patak felső szakaszában és Körösmező környékén, a Pietroszul K-i meredek oldalában is megtaláltam a *Palaeobullia* kúszási nyomát.



4. ábra. *Palaeobullia* sp. kúszási nyoma. Körösmező, Turbát mentén.

Fig. 3. Creeping traces of *Palaeobullia*.

Phot.: Dömök T.

Itt emlékezem meg Körösmezőtől D-re, a Svidovec torkolatától D.Ny-ra, 850 m magasságban, a Trofanecre vezető úton falált, meg nem határozható Venus v. Lucina töredékről. Ezt a Trochamminoides szint egyik kováshomokkővéből való törmelékben ismertem fel.

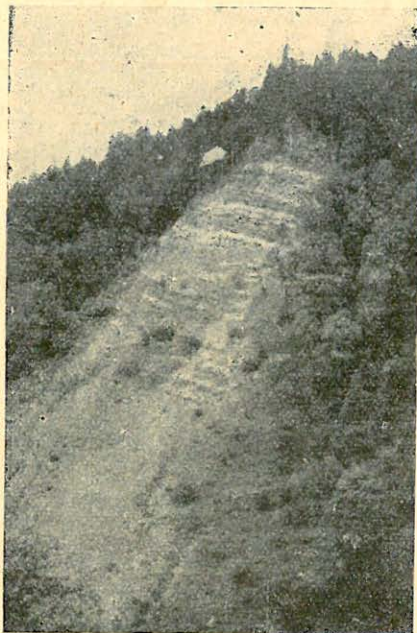
B) *Durva konglomerát és homokkőcsoport* (eocén? 150—200 m). Ez a Trochamminoides rétegekre települ. Elegyrészek: főleg kvarcitok, homokkövek, krinoideás mészkő, mállott gránátos-riolitos kőzet, mállott augit-andezit és egyéb mállott andezit fajták.

A konglomerát néha fej, sőt annál nagyobb darabokat is tartalmaz. *Wein Gy.*, aki a képződmény kárpátaljai előfordulásának felismerője és leírója, egy helyen több mázsás jura mészkövet talált ben-

ne. Ez Uhlig V. eocénnek vett sulovi konglomerátumával azonos, „tekintve azt — írja Wein (49. p. 59.) — hogy a szirtmész-kő durva anyagát is tartalmazza, azonkívül azt, hogy a tibaváraljai szirtben az egyik fehér tűzköves mészkődarabon fűrókagyló nyomokat találtam, arra kell gondolnunk, hogy itt is egy szedimentációs hézag után bekövetkezett eocén transzgressziós konglomerátummal van dolgunk“.

C) *Márga-, homokkőcsoport* (eocén? 1500 m)

Agyagpalából, márgából, középük települő, rendszerint vékony



5. ábra. *Márga-, homokkő csoport* Kőrösmező Torchna Velkitől É-ra az út mellett.
Fig. 5. Exposure of the group of marles and sandstones on the north of Torchna Velki along the road (near Kőrösmező).

homokkőpadokból áll. A homokköveken gyakoriak a hieroglifák. Az imént említett Duszina környéki *Palaeobulliat* e képződményen találtam meg. (5. ábra.)

D) *Homokkőcsoport* (eocén? 2500 m).

Ez a képződmény vastagpados, csillámos, barna, zöldesszürke, acél-színű, szenes maradványokat, fillitzárványokat tartalmazó homokkövekből áll. A homokkőpadok a 2.50 m vastagságot is elérik. A homokkőpadokat egymástól vékony palabetelepülések választják el. E képződmény rétegtani helyzetét Sztrojnától Ny-ra látható feltárás nyomán határozom meg. Lásd vonatkozó munkámban (43.) 218°—38° irányú szelvényt. Minthogy az előbb tárgyalt márga-homokkőcsoportra konkordánsan települ, annál fiatalabbnak veszem. Pontos korát azonban kövü-

letek hiányában nem állapíthatom meg. A Fehér és Fekete Tisza összefolyásától a Fekete Tisza mentén felfelé haladva, a Duohi felírástól kissé É-ra eső pontig törések mentén árkosan beszakadt területen több feltárásban 4—10 m vastagságú homokkőpadok s ezek közé települő sötét palák figyelhetők meg. Ezeket is e csoportba osztom.

2. CENTRÁLIS DEPRESSZIÓ

FELSŐ EOCÉN

Az Ung völgyében Viharos környékén *Wein* (35. p. 64.) megfigyelt egy tarka palacsoportot, amelyből előkerült a *Globigerina triloba* Kss., a *Globigerina bulloides* D'Orb. E képzőményt *Wein* a felső eocénba sorolja.

A Volovec Mály patakba (ez a körösmezői vasúti nagyállomástól DNy-ra cca. 2 km-re torkollik a Fekete Tiszába) megfigyeltem egy tarka agyagpala előfordulást, amely látszólag a menilitpala fekéjében helyezkedik el. Ebből a képzőményből e helyen foraminifera nem kerültek elő. Ez a képzőmény azonosnak látszik az imént említett Viharos környéki tarka agyagokkal.

ALSÓ OLIGOCÉN

A menilitpaláknak talán legszebb előfordulása az, amely a királymezői sóstórrás környékén figyelhető meg. E menilitpala előfordulás csapásban ENy felé a majdánkai 526 m/p-vel jelölt területig követhető. A most megjelölt terület hossza mintegy 50 km. Ezen a területen több igen szép feltárás látható, amelyek közül a Nagyág balpartján a 470 m/p mellett fekvőre külön felhívom a figyelmet.

A menilitpala a fektől a fedő felé a királymezői sósforrás mellett a következőképpen színtezhető: lazább homokkővek — az ezekben látható egyik repedésből jut felszínre a NaCl-os víz, — menilitpala, homokkő, szürke pala, homokkő, menilitpala, homokkő, menilitpala, laza homokkő. E menilitpalából, az e palára jellemző halmaradványok kerültek elő, így tehát a képzőmény korát illetőleg, azaz, hogy itt valóban menilitpalával van dolgunk, kétségeink nem lehetnek. E képzőmény összvastagsága 300 m.

Figyelemreméltó feltárását láthatjuk e képzőménynek a Turbátgát környékén. Ez csapásban ENy-i irányban a törési vonalig, DK felé pedig az Apsinec patak 1007 m/p-ig követhető.

Menilitpalának figyelemreméltó feltárása az is, amely a körösmezői Dosina patakban található. Ott, ahol a patak középső szakasza K felé elhajlik a *Douzenec* felírás „n” betűjétől DK-re tanulmányozható ez a feltárás.

A következőkben még néhány menilitpala előfordulásról emlé-



6. ábra: Menilitpa.a a Nagyg balpartján.
Fig. 6. Menilitic shales on the left shore of the Nagyg river.
(Phot.: dr Udvarhelyi.)

kezem meg. Ezeket egy előzetes jelentésemben (41.) tévesen felsőkréta fekete paláknak tartottam: Az Apsinec gát, a Tiscora gát, a Lazescina jobbspartján a gáttól E-ra cca. 500 m-re, a Mencsilor gerincen az 1405-ös m/p-től DNy-ra, Trojaska, Tatulska, Stik csúcsokat összekötő gerincen: Trojaska „T” betűjéhez közel, attól Ny-ra, a Stik csúcsától ENy-ra cca 2 km-re, valamint a Stiktól K-re a Grun Dragóbráton „G”-től kissé Ny-ra találjuk ezeket.

A menilites szintet fekete, sötétbarna, agyagos, kissé meszes, vékony leveles, bitumenes palák, szilikátos homokkő, sötét szarukő, kvarcit betelepülések jellemzik. E képződmény sokhelyütt apró darabokra esik szét.

A Dosina pataki menilitpalában lévő, szarukőnek látszó betelepülésből készült vékonycsiszolat *Jugovics Lajos* vizsgálata szerint mikroszkóp alatt, erős nagyítás mellett a következőket mutatja: főtömege kriptokristályos kvareshemecskéből áll. Ezek között kevés szericit lemezke található, melyeket rozsdabarna, rétegesen ismétlődő színeződés tesz elmosódottá. Szerves eredetűnek látszó, barnásszürke, meghatározhatatlan, pettyes foszlányok láthatók benne.

E képződményben több helyen találtak már kövületeket, s ily módon e képződmény korának pontos meghatározása lehetővé vált. Az ÉK-i Kárpátok területén legújabbán *Horusitzky* és *Wein* (11.) Luh vidékén ismer fel e képződményben szép faunát. A faunát még nem dolgozták fel.

KÖZÉPSŐ ÉS FELSŐ OLIGOCÉN

A centrális depresszió területén leülepedett képződmény zömét az irodalom krosnoi rétegek néven jelöli. A krosnoi rétegeket hol két, hol három, hol meg négy tagra osztják. A menilitpala és a tulajdonképpeni krosnoi rétegek között egy márgás átmeneti tagot különböztetnek meg, melynek vastagsága kb. 300 m. Ennek fedőjébe a homokköves csoport települ, míg feljebb újból a márgás tag lép fel. Ez a beosztás a krosnoi rétegek egész területén nem vihető keresztül. A Magyar Állami Földtani Intézet tagjai tanulmányozta területen csak két tag látszik különválaszthatónak. A mélyebb tagban menilitpala betelepülések figyelhetők meg. Ez a mélyebb tag főleg sötétszürke, agyagos, csillámos, kemény palákból, bitumenes agyagpalákból, szaruköves, bitumenes homokkövekből, kalciteres, bitumenes, kissé meszes homokkövekből, hullámbarázdás, palás, meszes homokkövekből áll. A palás, homokköves rétegeken gyakoriak a hieroglifák. Ezekről *Majzon* (17. p. 9—10.) ábrákat közöl. E képződményből *Majzon* a Peltovaty patak (Kőrösmező) felső részén, a fahídnál, a patak bal-oldalán fekvő sárgásszürke, csillámos, homokos agyagban, a rupélienre utaló

Cyclamina placenta Rss.

fajt határozza meg.

A Tatárhágó felé vezető szerpentinén felfelé haladva, a harmadik kanyarulatban, a baloldalon fekvő kékesszürke agyagból *Majzon* a

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

fajt határozza meg. Ez a faj szerinte az oligocén magasabb szintjére utal.

Ezek az adatok támogatják *Matejka és Zelenka* (18.) e képződmény korára vonatkozó felfogását, mivel ők is e tagok paleogénnek tartják.



7. ábra: Előtérben a krosnoi, a háttérben a magura üledékek alkotta térszín.

Fig. 7. Morphological appearance of the Krosno and Magura beds.

(Phot.: dr Udvarhelyi K.)

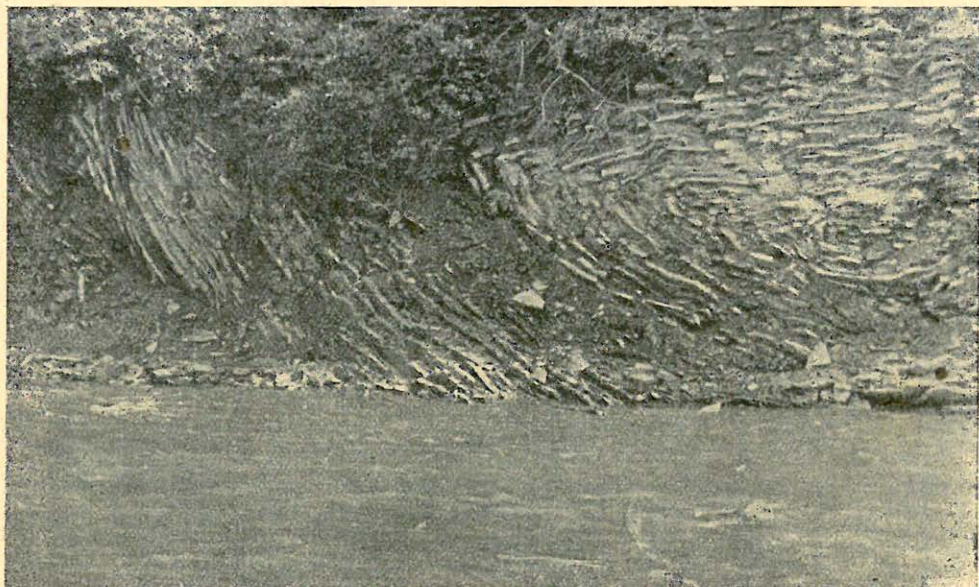
A magasabb tag homokkövekből áll, ennek egyik szép feltárása a Tatárhágó felé vezető út kőbányájában tanulmányozható. Innen *Böckh H.*¹ szerint apró nummulinák és orbitoidák kerültek elő. Ez a magasabb tag esetleg átnyúlik a felső oligocénbe is. Ez feltehető, mivel a márgás tagokból való foraminiferák e képződmény középső oli-

¹ Lásd: Böckh-nek a kolozsvári M. kir. Kutató Bányahivatal 1914. évi 2084. számú átiratára a körösmezői I. sz. stebnai fúrással kapcsolatban adott szakvéleményét. Megemlítem, hogy a Nummulinák a Maestrichtientől a felső oligocénig, az Orbitoidák egyik csoportja a Discocyclina-k a kréta végétől a felső eocénig, a többi csoport azonban a felső krétától a középső miocénig él. (Senn, A. Strati-graphische Verbreitung der Tertiären Orbitoiden. Eclogae Geol. Helv. Vol. XXVIII. 1935. Basel.)

gocén korát igazolják. Ezek fedőjébe települő homokkő tehát fiatalabb.

Posewitz (33. p. 47.) Volosanka és Uzsok közt a hegyoldalba lévő alagút építéskor előkerült faunáról számol be, felsorolva innen:

Potamides margaritaceum Br.
Corbicula semistriata Desh.
Corbicula Brongiarti Bast.
Cardium cfr. cingulatum Goldf.



8. ábra. Krosnoi feltárás. Iszka község.
Fig. 8. Exposure of the Krosno beds near the village Iszka.
(Phot.: dr Udvarhelyi K.)

fajokat; ugyancsak erről a környékről Kincsik Bukovsky DK-i lejtőjéről Vacek M. (47. p. 202.) a következő fajokat sorolja fel:

Eburna Caronis Brong.,
Melania striatissima Zitt.,
Natica crassatina Lk.,
Cardium fallax Micht.
Meretrix incrassata Sow.
Meretrix cfr. soror Desh.
Corbicula semistriata Desh.
Panopea cfr. augusta Nist.

A felsoroltak között az Eburna caronis eocénkori alak, a többi azonban az oligocén időben élt.

A krosnoi képződmény a Magura takaró ÉK-i oldalán jelenik meg. A Magura területén ez csak a tektonikai ablakokban jut felszínre. A belső flis területén is megvan.

Megemlítem: mindenütt, ahol krosnoi rétegek alkotják a térszint, az hepehupás, suvadásos, vonalai lágyak. Ott viszont, ahol a Magura a térszin alkotó, a vonlak merevek. (7. ábra.)

PANNONIAI ANDEZITEK

Az ÉK-i Kárpátoktól DNy-ra húzódó andezitekkel kapcsolatban *Kulhay Gy.*-nek (14.) vannak újabb megfigyelései, aki szerint a Hátmeghegység, a Szinyák, a Gyil területén található andezitek kitörése a szarmata utáni időbe helyezhető. Ezekhez agglomerátumok és tufák is kapcsolódnak.

Több helyen a Magura takaróját andezitek törik át. A kereckei Kicsera 601 m/p-től É-ra kb. $\frac{3}{4}$ km távolságra az útmentén látható egy andezit-kúpocska, melynek lávája a Magura takarón tört keresztül. Az e helyről származó anyagról a csiszolatot *Ferenczi István* volt szíves megvizsgálni. Megállapítja, hogy augit (hipersztén) andezit alkotja e kúpot. Alapanyaga gyengén folyásos, kissé bomlóban lévő, pilotaxitos, egy-két undulált kioltású, idegen kvarczárvány (kristályos pala? homokkő?) látható benne. Több csiszolatból megállapítható az andezit elkovásodott állapota. Ebből posztvulkánikus jelenségre következtethetünk.

E kérdéssel újabban *Wein* (49.) is foglalkozik. Ő a következő megállapítást teszi:

A DNy-felé visszaredőzött belső szirtövre diszkordánsan települnek (reáfolynak) a felső szarmáciai-posztzarmáciai korú andezitek és a velük kapcsolatos andezit-agglomerátumok és tufák. Perecsénytől K-re, a Szinatória (794 m/p) É-i oldalán több szelvényben 400 m vastag az andezittakaró, legmélyebb tagja andezittufa és agglomerátum, mely alatt egy helyen idegen jellegű, világos, mállott riolitos lávadarabokat figyeltem meg törmelékben. Az andezittufa felett települő andezittakaró különböző típusaiból gyűjtött minták, vékonycsiszolataik alapján, mind piroxéndezitnek határozhatók meg. Alulról felfelé a következő változatok figyelhetők meg: 1. Szürke, kissé mállott piroxéndezit. 2. Zöldeszürke, zsíros fényű, tömött piroxéndezit. 3. Tömött, finomszemű, szürke, helyenként vöröses, foltos piroxéndezit. 4. Barnászürke, kissé mállott piroxéndezit. 5. Tömött, szürke piroxéndezit. Helyenként az 1., 2. és 5. csoportokban vöröses, égetett, lyukaesos andezitfajtákat is megfigyelhetünk.

A terraszok e terület legfiatalabb képződményei. Ezeknek legszébb feltárásait Szolyva környékén láttam, ahol 5 terrasz különbözethető meg.

A Felső Tisza, a Tarac mentén *Kéz* (12.), a Nagyg, Talabor és a Tisza mentén *Bulla* (7.) számol be jelenlétükről. *Kéz* szerint az I. sz. terrasz az óalluviumban, a II. sz. a jégkor végén, a III. sz. a jégkor közepén, a IV. sz. a jégkor elején, az V. sz. a pliocén végén kavicsolódik fel. Ugyancsak a pliocénben kavicsolódik fel a *Kéz* kimutatta VI. sz. terrasz is. *Bulla* jégkorvégi mozgásokról is beszámol s ezekkel hozza kapcsolatba az egyes patak völgyek kialakulását.

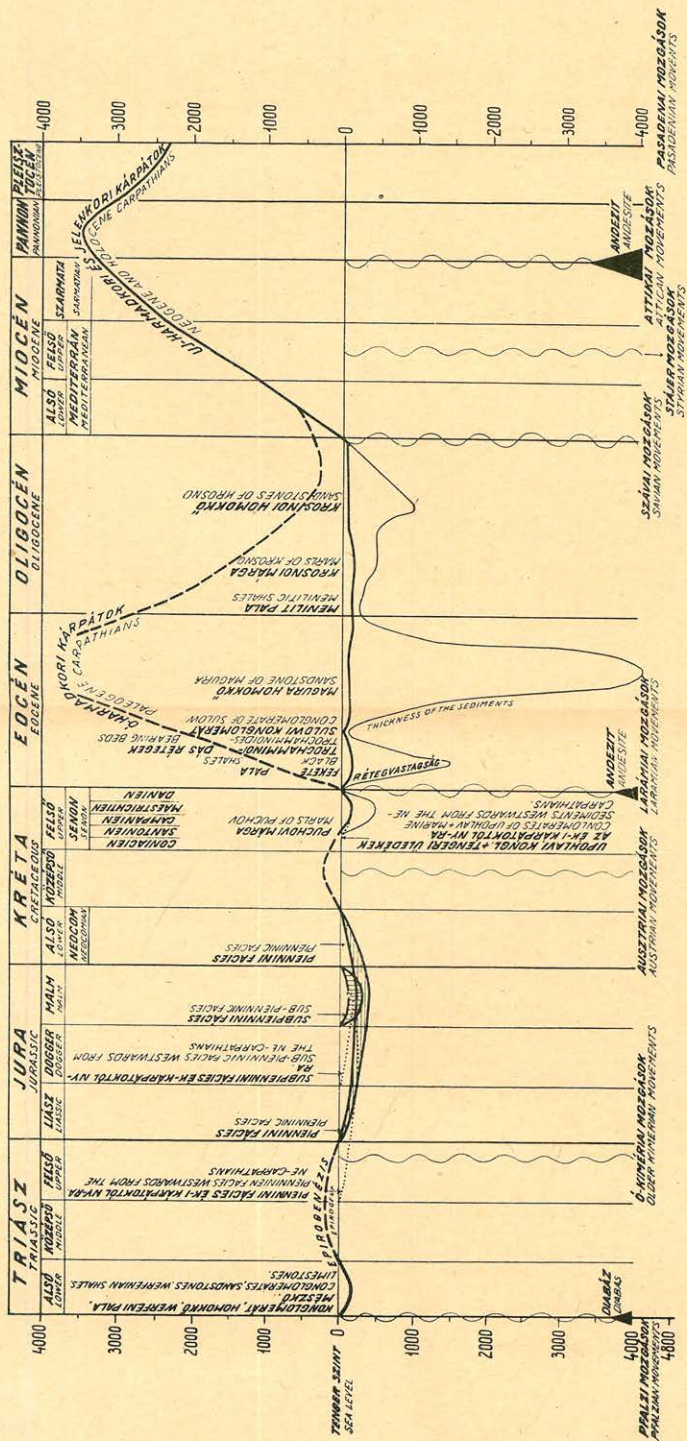
A TERÜLET FEJLŐDÉSMENETE

A legidősebb kőzetek csillámpalák és a gneiszek. Ezekre települ a permii, vagy alsótriaszkori *konglomerát*, egy *szürkés*, vagy *zöldes homokkő*, a veres, esetleg *werfeni* agyagpala, valamint egy *mezozoós mészkő*. Ezeket éppúgy mint magát a csillámpalát és gneiszt is felszínen az általam ÉK-i Kárpátok névvel jelölt területen kívül találjuk. A legidősebb kőzetek egyike a diabáz is. *Andrusov* szerint ez itt a Kárpátokban csakúgy, mint a többi bázikus kőzet is az alsótriaszban keletkezett. Tektonikai megfontolások is azt mondják, hogy ez ősi „bazaltok” a variszkuszi orogénhez kapcsolódhatnak. A csillámpalákra és gneiszekre települő s a szirtekkel faciologaiilag és rétegtanilag megegyező képződmények nyomán megállapítható, hogy a szirtek anyaga diszkordánsan települ az alaphegységre.

A szirtek, amint köztudomású, szubpiennin és piennin fáciesben ülepedtek le. *Andrusov* (3.) szerint a mezozoós kárpáti geoszinklinális kiemelkedettebb szakaszában leülepedő képződményből keletkeztek a szubpiennin szirtek. A geoszinklinális mélyebben fekvő részeiben leülepedő képződményből pedig a piennin szirtek alakultak ki. *Szerinte a szubpiennin szirtek anyagának üledékképződése az alsó doggertől a felső titonig tart.* (3. p. 164.) Az ÉK-i Kárpátok területén a szubpiennin anyaga a malmban ülepedik le.

Andrusov szerint (3. p. 164.) az ÉK-i Kárpátoktól Ny-ra eső területen a piennin sorozat tagjai a keupertől a felső neokomig alakultak ki és ezek rétegsora általában véve mélyebb tengeri kifejlődést mutat. Az ÉK-i Kárpátok területén a piennin fácies tagjai, az alsó liásztól a neokomig ülepedtek le.

Ez adatok nyomán feltehető, hogy az ÉK-i Kárpátok területe a triász végén még szárazon állott s ennek besüllyedése csak a liással indul meg, a neokom végén azonban újból szárazra kerül ez a terület.



9. ábra: Az északkeleti Kárpátok földtörténeti fejlődésének mozzanatai. Fig. 9. Graph representing the epirogenic and orogenic evolution of the Northern Carpathians.

A szubpiennin fácies későbbi kialakulása is arra utal, hogy e terület fejlődésüteme különbözik a tőle Ny-ra fekvő területtől.

Ennek a kiemelkedett területnek tengerrel való újbóli elborítása a szenonban történik, amikor az imént említett mezozoós mészkövek, mint valódi szirttek állanak ki a transzgresszív tengerből. Ezeket a kiálló mészköveket a körülvevő szirtburok később teljesen elborította, amire a szirtburok mai köpenyszerű helyzetéből következtethetünk. A maestrichtienben, vagy esetleg már a santonienben megindult ennek a területnek a süllyedése. Az É-i Kárpátok süllyedése azonban, amint az azon a területen a púchovi márga fekéjébe települő tagokból (upohlavi konglomerát stb.) következik, korábban kezdődik. *Ugyanazt látjuk tehát, amit már a szirttek leülepedésével kapcsolatban említettem, hogy itt az üledékképződés megint később indul meg, mint az ÉK-i Kárpátoktól Ny-ra eső területen.* E terület fejlődésmenete tehát újból különbözik a szomszédos területétől. A púchovi márga lerakódása után játszódik le a *larámiai hegyképződés*. Rövid időre szárazra kerül ez a terület. Indokaim: *E területen a szirttek anyaga a piennin, a szubpiennin fáciesű képződményekből, a diabázból és a púchovi márgából áll. Ezek ütik át a magasabb magura tagokat.¹ A fekete palák és a Trochamminoideses tag azonban sehol sem szirtjellegű. A szirtjellegű és az utóbbi képződmény időben egymást követi. A púchovi márga leülepedés után tehát e területen, de legalább is ott, ahol az rakódott eddig le az üledékképződés folytonossága megszakadt — Majd később az előtér felé tolódva újból süllyed a terület, leülepszik a fekete pala-Trochamminoideses csoport. Majd egy újabb, legalább is részleges kiemelkedés tételezendő fel a sulovi konglomerátok alapján. E mozgás az eocén elején játszódik le. Majd újból megsülylyed a terület, de most már megsüllyed a területnek az a szakasza is, ahol korábban, legutóbb a púchovi márga üledett le. Most alakult ki az egész synklinális területén a márga homokkőcsoport, majd a homokkőcsoport. Ez üledék összvastagsága 4000 m. Az összsüllyedés tehát, amint az a szedimentpetrográfiai megfontolásokból adódik, 4800 m-re tehető.² E hatalmas süllyedésbe — mely az őt határoló ősmasszívumokhoz képest keskeny területen ment végbe — lerakódó üledékek a masszívumokra ellennyomást gyakorolnak. *E nyomás, ellennyomás bizonyára szerepet játszik a szávai, ill. stájer hegységképződés idejében. A most meginduló süllyedés az oligocén közepéig ill. esetleg az oligocén végéig tart. Ez a süllyedés nem egyenletes. Egyenlőtlenésre utalnak a különböző fáciesű üledékek. (Most említett Magura fáciesek, majd menilitpalák és krosnoi képződmények.) A képződmények minél fiatalabbak, leülepedésük helye annál inkább kifelé tolódik.**

Ezek az adatok olyan mozgásokról győznek meg, melyek tekin-

¹ Lásd p. 11.

² Piggot és Urry: Relations in Ocean Sediments. Bull. Geol. Soc. of Amerika. 53. K. 1942.

tehetően az ÉK-i Kárpátok különböznek a tőlük Ny-ra fekvő területektől. De különböznek a K-i Kárpátoktól is. Így tehát arra utalnak, hogy az Alpesi időkben vannak szakaszok, amikor a kárpáti ív nem teljes.

Fáciológiaiilag a fekete palák, amelyek kialakulása az eocén elejétől a középső oligocénig bezárólag többször ismétlődik, sekély partközeli, oxigénben szegényvízű tengerre utalnak. Jelentős vastagságú bitumenes kőzetek olaj anyakőzetnek vehetők. Polena környékén Wein (48. p. 64.) olajnyomokat is talált bennük.

Az említett feketepalák között legfontosabbak az eocénkoriak, valamint a menilitpalák. A Trochaminoideses fauna nyílt és oxigénben gazdag tenger üledéke. E tarka agyagok közé települő homokkövek azonban a partközelségre utalnak.

A durva konglomerátok és homokkőrétegek, amelyek a Trochaminoideses képződményre települtek, csakúgy, mint az a hatalmas homokkőcsoport, amely a hegyek legnagyobb részét alkotja, s amely körülménynél fogva ezt kárpáti homokkő néven is szokás emlegetni, ugyancsak sekély tengeri üledékképződésre vall. Bár a sekély tengeri üledékek közé valamivel mélyebb, illetőleg part-távolban leülepedett, agyagos, márgás képződmények is települnek.

A partközelségre mutató hatalmas eocénkori homokkőcsoport, állandó süllyedésre és állandó gyors feltöltődésre, tehát a krétavégi eocéneleji orogenezissel kapcsolatos területek gyors letarolására mutat.

E képződmény lerakódását követően még mindig a partközeli üledékekre valló menilitpalák, majd a fokozottabb süllyedésre utaló krosnoi rétegek lerakódása következett.

Az oligocén közepétől ill. végétől szárazon áll és emelkedik ez a terület. A legnagyobb magasságot a pannonban éri el, amire a magyar-medence 2400 m vastagságot is elérő pannoniai rétegsorából következtethetünk. (47. p. 19.) Majd a letarolás süllyeszti a térszint. Kialakul a mai morfológia, a mai vízhálózattal. A mai vízhálózatra vonatkozó legrégebb adatok mellett a pliocénkori kavicsterraszok tanuskodnak.

Végigtekintve a terület fejlődésmenetén a következő kép bontakozik ki: középső- és felsőtriászban epirogén emelkedés, liásztól neokomig bezárólag epirogén süllyedés, neokom után epirogén emelkedés. Santonienben újabb epirogén süllyedés, a kréta végén rövid ideig tartó vulkánossággal egybekötött feltétlenül orogén jellegű kiemelkedés. Röviddel utána epirogén süllyedés, majd újból orogén jellegű kiemelkedés (sulovi konglomerát). Majd lassú süllyedés, s a középső oligocén ill. a felső oligocén végén kiemelkedés, mely kulminál a pannonban. Orogén-jellegű mozgások a miocénben.

SZERKEZETI VISZONYOK

Szerkezeti vonalak, törések, litoklázisok, áttolódás, pikkelyek, tektonikai ablakok, és félablakok.

A terület fejlődésmenetével kapcsolatban említettem már mozgásokat, amelyek folytán az ÉK-i Kárpátok üledékképződése különbözik a tőlük Ny-ra eső területekétől. Már a bevezetőben említett, két hatalmas szerkezeti irányra, mint olyanokra, amelyek a terület kialakulása szempontjából a legnagyobb jelentőségűek, kell újból a figyelmet felhívnom.

Itt két ősi szerkezeti irányról van szó, az egyik *Kumasi—Tripoli—Novaja Zemlja vonal* (I.) Novaja Zemlja ÉNy-i partvidékétől követhető DNy-i irányban. Érinti a fennoskandináviai tömb DK-i szegélyét, a kárpáti bérceket a Dosina patak mentén keresztezi, Rahótól illetőleg Kabolapolyánától Ny-ra halad, majd a Bükk és Réz hegység mentén húzódik, majd a Krassó-Szörény hegység Ny-i szélét érintve hagyja el a kárpáti medence területét. Ennek csapásába esik az a szerkezeti vonal, mely Afrikát Tripolitól és Kumasitól Ny-ra keresztezi.

Így tehát egy igen hosszú Afrika és Európa testén végignyomozható szerkezeti irány adódik.

A másik szerkezeti irány a *Tiszatörés* (II.); legészakibb szakaszát a Spitzbergák Ny-i határa mentén tételezhetjük fel. Innen D-i irányba haladva átvágja a Skandináv félszigetet, a Botteni öböl, a Keleti Tenger K-i partját érintve húzható meg folytatása, majd átlépve a kárpáti bérceket Kassától K-re vonul, tovább D-re *id. Lóczy* megjelölte helyen, a Tiszától K-re húzódik, Belgrádot érintve követhetjük tovább D-i irányba, s mintha Afrika testére lépne Bengázitól Ny-ra, s mintha Abeshr körül is kimutatható volna. E két vonal mentén süllyedtek mélybe az ÉK-i Kárpátok területén azok a kristályos kőzetek, melyek a Kárpátok e szakaszától K-re és Ny-ra a felszínen is megvannak.

E szerkezeti vonalakat metszik a következők: *Teisseyre* kimutatta *Visztula törés* (III.).

Továbbá ugyancsak *Teisseyre* leírta *Gologóry—Krzemieniec* (IV.) vonal, ez a Kárpátokon belüli területen nyomozható: a Vihorlát ÉNy-i oldalán, majd tovább DNy-felé a Bükk, Mátra, Cserhát, Börzsöny, Budai hegység, Velencei hegység, Balaton mentén követhető Nagykanisáig. A paleogén vulkáni lánc e mellett helyezkedik el.¹

Id. Lóczy leírta *Dunatörés* (V.)

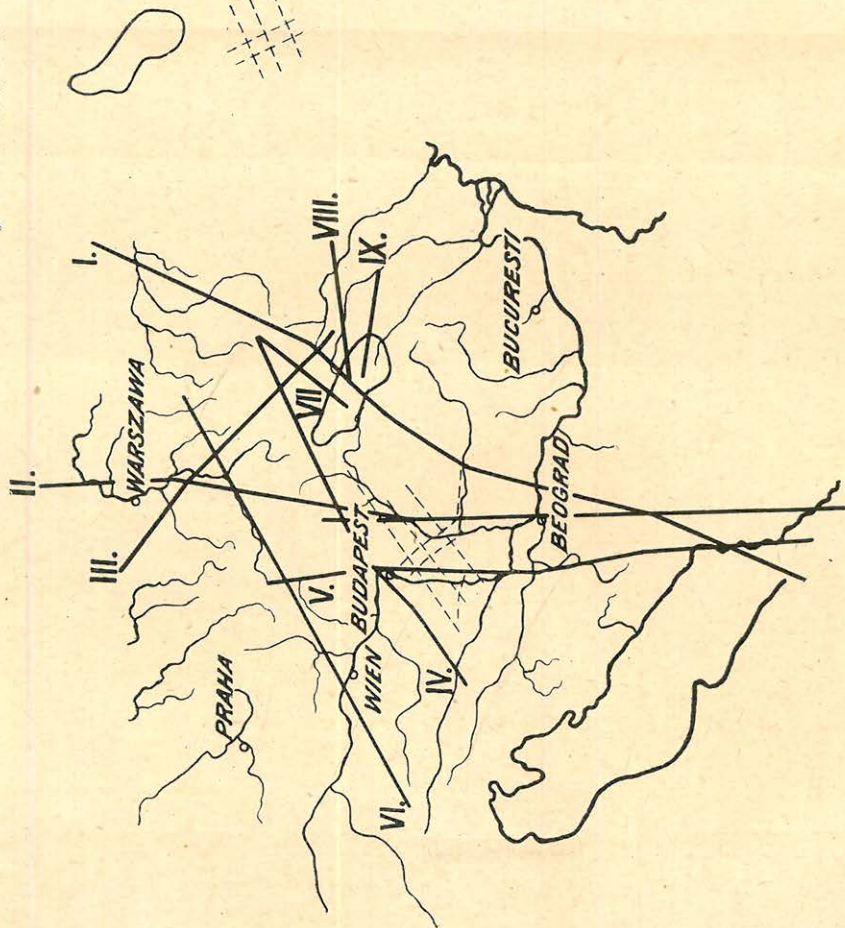
Teisseyre leírta *Berdo—Naral törés* (VI.)

A következőkben ismertetendő vonalak az I. és II.-es vonalakat már nem metszik. Ezek:

Teisseyre leírta *Kowalowka—Smykowce* (VII.) vonal, ennek Kárpátokon belüli szakasza Durny, Podpula, Tempa csúcsoktól Ny-ra

¹ Lásd p. 8.

10. ábra. Szerkezeti vonalak.
Fig. 10. Structural lines.



a rétegdőlési adatokból állapítható meg. Az imént említett hegycsúcsok környékén nyert mérési adatok¹ éppúgy, mint a vonal kétoldalán a képződményeknek stratigráfiai és tektonikai különbözősége bizonyítja e szerkezeti irány jelenlétét.

Tsisseyre kimutatta *Czernowitz—Perkopce* (VIII.) vonal kárpáti szakaszon belül fekvő folytatását a Fekete Tisza mentén fekvő Douhi felírás környéke és Hoverla vidéke között kimutatom.

A *luhi törés* (IX.) Kabola-Polyánától É-ra a kistályos maszszívum mentén, valamint Rahótól É-ra a Fekete Tisza mentén, továbbá Luh körül nyomozható s torkollik a *Sujkowski* kimutatta vonalba.

Az I. és II.-es szerkezeti vonallal kapcsolatosan a következőket adom elő: hatalmas méretű, Laurázia és Gondwana testét átszelő szerkezeti elemekről van itt szó, amelyek az ÉK-i Kárpátok kiterjedését is megszabják. Ezek mind a Kárpátoktól É-ra, mind azoktól D-re eső terület fejlődésmentére messzemenő módon kihatással vannak. A II-es vonal első kialakulása lehet, hogy a paleozoikumban történik, az azonban bizonyos, hogy ez a felső triász megelőző időkből már megvolt. Erre abból következtettek, hogy a piennin fácies az ÉK-i Kárpátok területén, csak a liászból jelenik meg. Ettől Ny-ra pedig megvan már a felső triászban. E szerkezeti vonal újraéled az ausztriai mozgás által. Erre abból következtettek, hogy ide a felső senon transzgresszió később érkezik, mint az e területtől ÉNy-ra eső szakaszra. Majd a larámiai mozgás kiemeli e területet, a későbbi szirték anyaga szárazulat, majd újból megsüllyed az. Ez a mélybesüllyedés, mivel a kristályos palákat s az ezekhez kapcsolódó későbbi szirték anyagát viszi magával, már újból a szóbanforgó vonalak mentén játszódik le. De még később az áttolódás idejében, részben azonban utána, újraélednek e vonalak, amint az a Dosina patakban a Maguta tagon mért rétegdőlési adatokból kitűnik.

A VIII. és IX. vonal közötti terület egyrésze, valamint az I. és VII. vonalak közti terület árkosan beszakadt.

Az I. és VIII. közti terület fennmaradt rög.

Az árkosan leszakadt területeken sem a külső, sem a belső szirtöv tagjai nem találhatóak meg a felszínen. A szirteknek ez árkosan besüllyedt területen való hiányuk arra utal, hogy az erozió itt nem tártá fel őket.

Megemlítem, hogy az I. és VII. határolta szakaszon Máramaros-szigettől ÉNy-ra *Schäffer* geofizikai méréseiből is kitűnik e terület árkos beszakadása.

Az I. és IV. vonal közötti területen hét szaggatott vonal jelzi *Simon* (35.) földrengési térképén feltüntetett törési vonalakat. E törési vonalak utalnak az alföldi területek szerkezeti képezére. Az Alföld legfiatalabb időben kialakult tektonikáját *Sümeghy* (37. p. 155.) tömbszelvénye rögzíti.

¹ A mérési adatokat csak ott vittem fel a esatolt térképre, ahol ezt tektonikai szempontokból fontosnak tartom.

A szerkezeti vonalak az áttolódással egyidejűleg részben utána következő időben jönnek létre. A Máramarossziget környéki miocén képződményeken nem követhetők, így tehát ezek leülepedése előtt vagy legalább is az itteni gyűrődéses tektonika kialakulása előtt keletkeztek. Megemlítem, hogy e miocén képződmények nagyjából Szentés (46. p. 7.) szerint a helvéci emeletbe osztható. A medencében a főmozgás pedig (46. p. 12.) a tortoniai emeletnél fiatalabb.

Litoklázisok

A térképen feltüntettem a litoklázisokat is. Ezekkel kapcsolatban csupán a Szolyva környéki az andezitek mérték nyomán azt kívánom megemlíteni, minthogy a szóbanlevő andezit posztszarmata korú, ezeket a litoklázisokat szarmata után keletkezettnek kell tekinteni. Hogy ezek a litoklázisok nem az andezit kihűlésével kapcsolatban keletkezett repedések, arra ezek csapási irányából, mely irányok tökéletesen megegyeznek a Magyar Medence belső részein, valamint a kárpáti területek más pontjain mért litoklázisok irányával, következtethetünk.

Pikkelyek, tektonikai ablakok

A legdélnyugatibb krosnói magvu pikkelyt Királymező körül találjuk (királymezői pikkely). Ezt már a rétegtani részben megadott menilít-pala mellett nyomozhatjuk. Hasonló a Brusztura körüli pikkely is (bruszturai pikkely). Ezek ÉNy-felé nyitottak. Brusztura és Királymező közt is felbukkanik egy krosnoi magvú antiklinális (jablonikai pikkely). Ez DK-felé Jablonika-patakban, a patak torkolatától cca 2½ km-re zárul. Az ÉNy-i záródást nem állapítottam meg, valószínűleg a Douha 1723 m/p-től DK-re fekszik az, így tehát feltételezem, hogy ez zárt. *A most említett ÉNy-i irányban nyitott pikkelyek következtében ezeken a területeken a Magura testből részek újszerűleg mélyen benyúlnak a centrális depresszió területére. A jelentős tektonikai igénybevételt az is mutatja, hogy a Magura testből elvált foszlányok, tektonikai rögök is láthatók e szakaszon: Ökörmező vidékén a krosnói képződményre települve.*

E rögök az előnyomuló Magurára kifejtett ellenhatás folytán szakadtak le a takaróról. Itt hasonló jelenség játszódik le, mint aminőt megfigyelhetünk a Duna jegén, amikor az a híd pilléreihez ütődve törést szenved, s leválnak róla jégtáblák.

Az említett törések egyrésze bizonyára a Magura előnyomulásával egyidőben keletkezett. A kontinensek testét átszelő törések azonban helyi okokkal, aminők tehát a rögök kialakítói, s az azokkal egyidőben keletkező töréseké, nem magyarázhatók.

Királymezői pikkely ÉK-i szárnya erősen összehérselt, e pikkely DNy-i szárnyán a hieroglifák a réteglapok fedőjében figyelhetők meg.

Jablonikai pikkely DNy-i szárnyán mindenütt a hieroglifák, a réteglapok fedőlapjain helyezkednek el. Királymezőtől, a Tereszulka mentén felfelé haladva, tanulmányozható e szárny rendkívül szép feltárásokban. E pikkely ÉK-i szárnyát épúgy, mint a bruszturai pikkely DNy-i szárnyának nyomait a 864—865. és a 609—608. körök megszabta kockában Tereszulka partjától 250 m-re figyelhetjük meg, itt a hieroglifák a fekülapon (jablonikai), illetve a bruszturai pikkely szempontjából, ha e szárnyroncsot légnyeregként egészítjük ki, úgy annak fedőlapján helyezkednek el.

E helytől ÉK-i irányban haladva újból a krosnoi képződmény látható a felszínen (bruszturai pikkely), majd pedig a 4672/3 lap É-i szegélyén megint a Trochamminoideses rétegek láthatók a felszínen. Itt a hieroglifák azonban a réteglapok fekülapján helyezkednek el. E képződménynek e helyen ugyanolyan szép feltárásai figyelhetők meg, mint aminők a jablonikai pikkely DNy-i szárnyán is láthatók. Ha a krosnoi képződményt nem szakítaná meg a jablonikai pikkely ÉK-i és a bruszturai pikkely DNy-i szárnyának roncsa, az imént említett körök között fekvő Magura, úgy itt egy gyönyörűen feltárt teljesen épszárnyú pikkelyről volna szó. Mivel azonban itt megvan a Magura, kétségtelen a két pikkely jelenléte, amelynek érintkező szárnya összehesztődtek.

Az ismertetett helyzet alapján nem vitás, hogy a pikkelyek magjában jelenik meg egy képződmény, amelyet már eddig is krosnoi névvel jelöltem. Ezek után felmerül a kérdés, hogy e képződményről bebizonyítható-e ennek a krosnoival való azonossága. Azaz joggal jelölöm-e krosnoi névvel? E pikkelyek krosnoi képződményéből fauna sehonnan sem került elő. Így tehát e képződményt csak petrográfiai jellege, tektonikai megjelenési módja és helyzete nyomán tekinthettem krosnoinak mindaddig, amíg a királymezői pikkely területén a menilitpalákból, amelyekre ez a képződmény települ, a menilitpalára jellemző halmaradványok elő nem kerültek. E halmaradványok most már rétegtanilag is meggyőző bizonyítékokhoz juttattak, amelyek révén az imént feltett kérdésre a leghatározottabb igennel válaszolhatók.

A hieroglifák említett módon való elrendeződése, valamint a pikkelyek magjában fekvő krosnoi képződmények kétségtelenül bizonyítják, hogy ez utóbbiak a Magurának a krosnoin való előnyomulása során csípődtek a Magura közé és jutottak azon keresztül a napszínre.

Egyéb krosnoi magvu pikkelyek: a turbátgáti pikkely. Ez a Turbát-patak mentén a Turbát-gáttól D-re, az 1063 m/p körül látható. Az itt felszínre jutó krosnoi képződmény csapásmenti elterjedését a turbátgáti — a rétegtani részben tárgyalt — menilitpala mentén nyomonhatjuk. Ezt ÉNy-on a Kowalovka—Smykowce (VII.) vonal vágja el.

Körömező körnvékén is találunk egy ilyen pikkelyt (Lopusankai pikkely): a Lopusanka patakban a 4773/1 lap É-i szélétől D-re 625 m-re, valamint a Studena-patak jobbpartján. Ezek csapásban feksze-

nek. E pikkelyt a csatolt térképen technikai okokból nem tüntetem fel. Ennek Lopusanka körüli szakasza a térképen feltüntetett kénes forrástól É-ra 250 m-re látható a felszínen. A lopusankai pikkelynek a megjelölt helyen egy valószínűleg lokális ránc az, amelyet felszínen találunk. Ez előforduláson a fedőtől a fekü felé a következő tagok tanulmányozhatók: szürkészöldes agyagpala, homokkő, szürkészöldes agyagpala, kovás réteg, sötét pala.

Az erős tektonikai igénybevétel folytán a flis szerkezete általában véve izoklinális jellegű. E szerkezet adja magyarázatát, az üledékek vastagságának is. Néhol azonban a normális redőkre való áthajlások, a visszaredőzések is megfigyelhetők. Ilyen visszaredőzésről tanuskodnak a bemutatott szelvények is.

Körösmezői tektonikai félablak

A most ismertetett pikkelyek tektonikai ablakokban, illetőleg félablakokban láthatók. Még a körösmezői tektonikai félablakról kívánok megemlékezni. Ugyanis a Haurilec-patakban megtaláltam a kovás homokkövet és a tarka agyagot. A Haurilec-pataktól ÉK-re pedig a Czapek Grun-on is megállapítottam a tarka agyag jelenlétét. A most említett eocén DK-i csapásában e képződményeket Körösmezőtől DK-re fekvő területen is térképeztem. E két terület között a Fekete Tisza eróziós völgyében hiányoznak ezek a tagok. Ez utóbbi helyen a krosnoi képződmények láthatók a felszínen. Megállapítható tehát, hogy Körösmező község területén a Magura takaró, az erózió áldozatául esett s így tektonikai félablak keletkezett. E tektonikai félablak D-i határa Swidovec-patak torkolatától D-re cca $\frac{3}{4}$ km távolságra, Ny-i határának legtávolabb eső pontja pedig Tiscoragát körül fekszik.

E tektonikai ablakoknak és félablakoknak különösebb fontosságot kölcsönöz, hogy eddig az áttolódás ablakokkal, csak Gorlice, Jasló közti területen (38.), valamint Kleczány (21.) vidékén volt kimutatva.

Áttolódás

Az ÉK-i Kárpátok fejlődésmenete a púchovi márga leülepedésének kezdetétől már alig különbözik, az É-i és a K-i Kárpátok fejlődésmenetétől. Ennek következtében a fiatalabb üledékekkel kapcsolatban szerkezeti vonatkozásokban is, mind több és több a megegyezés, e terület és a szomszédos területek között. *E megegyezés a Magurák jelenléte, valamint ennek a krosnoi képződményre való rátolódásában jut kifejezésre.*

Az áttolódás méreteire vonatkozólag fontos adatok olvashatók ki az imént tárgyalt krosnoi magvú pikkelyből. Nevezetesen a legdélnyugatibb: a királymezői pikkely, a Magura legkülső határától dőlés

mentén mérve 18 km-re fekszik. *Megállapítható tehát, hogy a Magura a krosnoi legalább 18 km-es utat tett meg.* Az áttolódás mérete azonos tehát az alpesi áttolódások méreteivel. Ugyanis Svájcban az Externida, a Molaszra 20 km-es sávban tolódott rá.

Mínthogy a krosnoi képződmény a magasabb oligocénben ülepedett le, s mivel a Magura erre tolódott rá, áttolódási kora a magasabb oligocén utáni időre tehető, valószínűleg a stájermozgás hívta e jelentős szerkezeti változást életre.

Az ÉK-i Kárpátokban megállapítható a Centralidák mozgása is. Ez utóbbi egység mozgási méreteire vonatkozó tényleges megfigyelés csak annyit mond, hogy a Centralida az Externidán fekszik. Hogy milyen méretű volt ez a mozgás, arra nézve ezidőszert adatunk nincsen. Az áttolódás ténye megfigyelhető Rahó környékén (44.). A centralida mozgására Földvári (8.) is közöl megfigyeléseket.

Kéregmozgások

A legidősebb a pfalzi mozgás. Az alsó triász konglomerátókból, valamint a diabáz jelenlétéből következtethetünk erre.

Az ókimériai mozgást a jura transzgresszió nyomán tételezem fel. Az ausztriai, a larámiai mozgás jelenlétére utaló felfogásomat már előadtam. A krosnoi képződmény, amint láttuk, középső, illetőleg esetleg felső oligocénkori, az eocén Magura ezen fekszik, az áttolódást tehát oligocén utáninak kell tartani. Mivel ismeretes, hogy a flistakarók a sós agyagokon fekszenek (9. p. 36.), a sós agyagok pedig alsó miocének (9. p. 75.), az áttolódás alsó miocén utáninak vehető. Így tehát a *stájer mozgás az életrévívója. Igaz ugyan, hogy ez a megállapítás az előtér viszonyaiból adódik.* Lehetséges az is, hogy a tárgyalt áttolódás a szávai mozgással függ össze. Erre azért is gondolnunk kell, mínthogy a törések, melyek a flist az áttolódás után érik, Máramarossziget körül, a helvéci képződményeken nem figyelhetők meg.

A krosnoi képződmény alkotta kis antiklinális ráncok palás, márgás kőzetekből, kovás, homokkő-tagokból állanak. A kovasavval átitatott képződmények a hegyképzőerők hatására másképpen reagáltak, mint a többi kőzet. Így tehát e kovás betelepülések már a ráncok keletkezésekor megvoltak. E ráncok az áttolódás során keletkeztek. Az átková sodást pedig törések mentén feltörő hévizek hozhatták létre. E gondolat-sor a *szávai mozgás feltételezéséhez vezet.* Illetőleg, ha a főeltolódás ekkor következett be, úgy a helvét mozgásra kell gondolnunk.

Az attikai mozgásra a szármata, illetőleg posztzarmata vulkánosságából, pasadeni mozgásra pedig a pleisztocén terraszok elmozdulásából következtethetünk.

Azok a szerkezeti vonalak, amelyekről szóltam, s amelyek mint láttuk, a kontinenseket keresztülszelik s épp azért, mivel a kontinenseket szelik keresztül, keletkezésük helyi okokkal nem magyarázható, adatokat szolgáltatnak a pulzáció gondolatához. Ugyanis ezek a hegységképződéseket, áttolódásokat, olyan szerkezeti változásokat követőleg tehát, melyek a kontrakció következtében alakulnak ki, keletkeznek.

Mi történik itt voltaképpen? A kontrakció következtében hegységképződési folyamatok játszódnak le és e folyamatok során létrejövő mechanikai hatások ellenhatásaként jelentkezik a dilatáció. Felteszem, hogy a kontrakció során a Föld különböző fajsúlyú héjai különböző mértékben zsugorodnak. A külső héj zsugorodása az alatta lévő héjra nyomást gyakorol. E mechanikai hatás visszahatásáról van szó az említett törések kialakulásakor.

A hegységképződések ciklikusan váltakoznak, e változások *Kober* (13. a.) elmélete szerint a rádius rövidülésekor következnek be. Így tehát a dilatációnak is ciklikusan kell jelentkeznie. Ez így is van. A kréta végi — larámiai — orogenezist (kontrakció) a területen törések kialakulása követi (dilatáció). Majd újból — a szávai vagy a stájer mozgás — a harmadkori 4000 m vastagságú üledékek orogenezise (kontrakció) s ezt követően részben a korábbi szerkezeti vonalak újjáéledésével kapcsolatos törések (dilatáció) állapíthatók meg.

Ugyanezt a folyamatot írja le *Böckh* (6. p. 165.) Iránról írott tanulmányában s csakúgy, mint most e tanulmány írója, a pulzáció gondolatához jut.

Megemlítem, a pulzáció gondolatát megtaláljuk id. *Lóczy*-nál (16.) is. Foglalkozik e kérdéssel *Nölke F.*: *Geotektonische Hypothesen* 1924. *Joly*: *The Surface History of the Earth* 1925. *W. de Sitter*: *On the Rotation of the Earth and Astronomical Time*, *Nature* 1928. és mások.

KÉNES- ÉS SZÉNSAVAS FORRÁSOK, STB.

A tárgyalás alatt álló terület számos pontján felfakadnak ezek a források. E forrásokról összefoglaló térképet közöl *Wiesner*, (50.). Térképemen feltüntetett forrásokat, leszámítva kettőt, *Wiesner* térképéről vettem át.¹ Az általam felismert források közül az egyik szén-savtartalmú, ezt *Rahótól* D-re, a *Glinska* patak „p“ betűjének alsó végénél találtam. A másik kénhidrogénes, ezt a *kőrösmezői Lopusanka* patakban a 4773/1 lap É-i szélétől D-re 800 m-re figyeltem meg. Ez a forrás 250 m-rel D-re fekszik az e patakmederben jól látható *krosnoi* képződményekből álló pikkelytől.

¹ Ill. a Felső-Tiszaí miocén medence területén *Szentes* és *Wein* adatait használtam fel.

Minthogy ezek a források a tektonikával igen szoros kapcsolatban állanak, *Wiesner* adatainak felhasználását a későbbi tektonikai kutatások szempontjából is szükségesnek tartom. E területen a források a tektonika közötti kapcsolatokra először *Posewitz* (29.) mutatott rá.

A szénsavas és a kénhidrogénes források genezisével területünk egy részén legutóbb *Wein* (48.) foglalkozik. *Wein* felhívja a figyelmet arra, hogy a CO_2 és H_2S keletkezése szempontjából a fekete pala csoport a fontos. Ebben, valamint a felette települő képződményekben jelen vannak mindazon anyagok, melyek CO_2 és H_2S keletkezéséhez, valamint e vizekben meglévő oldott sók származtatásához szükségesek. A fekete pala, pirit és bitumentartalma a szénsav és kénhidrogén keletkezéséhez szükséges anyagokat szolgáltatják. *Wein* nagyon helyesen e területre vonatkoztatva elveti a vizek posztvulkáni eredetére vonatkozó felfogást, s ez ásványvizek keletkezését ma is bomló organikus és anorganikus anyagokkal hozza összefüggésbe.

A területre vonatkozó olajtermelési kérdésekkel egy korábbi munkámban már foglalkoztam (42.), így tehát erre a kérdésre újból nem térek ki.

A teljesség kedvéért megemlítem, hogy ez a terület vasércekre vonatkozólag is nyújt bizonyos lehetőségeket, ezekre vonatkozólag *Papp K.* (22.) valamint *Kulhay Gy.* (14.) munkáiban találunk adatokat.

A terület szénnel kapcsolatos lehetőségeire nézve hivatkozom *Vitális István* (47. a.) munkájára.

A területnek igen fontos értékesíthető nyersanyaga a só. Ezzel legújabban igen behatóan *Szentes Ferenc* (46.) foglalkozik.

FŐBB EREDMÉNYEK

1. A korábban *Audia*, *Sipot*, *Lgota*, v. *Ligotta* névvel jelölt barrembe, aptikumba, albiense sorolt fekete palák, épügy a *Trochaminoide*seket tartalmazó tarka agyagok alsó eocénkoriak.

2. A terület fejlődésmenetével kapcsolatosan megállapítom, hogy az a középső és a felső triászban szárazon állott. A piennin tenger transzgressziója a liászban kezdődik, tehát később, mint e területtől *Ny-ra*, ahol a transzgresszió már a felső triászban veszi kezdetét.

A szubpiennin fácies e területen csupán a malmban fejlődik ki.

A felső kréta transzgresszió is e helyen később kezdődik, mint e területtől *Ny-ra*.

E körülmények együttvéve az ÉK-i Kápatok rétegtani és szerkezeti különállására utalnak.

E különállás a jelen munkában ismertetett Európa, illetőleg valószínűleg Afrika területét is átszelő szerkezeti vonalak kialakulásának következménye.

A tárgyalt vonalakon belül fekszik a Nagy Magyar Alföld.

Az EK-i Kárpátok e szerkezeti különállása magyarázza, hogy a Kárpátok legrankásabb, legkisebb magasságokat elérő szakasza a Kassa-környéki és a Rahó-környéki szerkezeti vonalak közt fekszik. S ebből következik az ÉK-i Kárpátok és az Alföld fejlődésmentének közös vonása is. E szemlélet nyomán megállapíthatjuk: Alföldünk az EK-i Kárpátokon túli területen is folytatódik, s e két Alföldet az ÉK-i Kárpátok bércei választják el egymástól.

E szerkezeti vonalak kialakulásával kapcsolatos az a paleogén vulkánizmus, melynek nyomai az ÉK-i Kárpátoktól DNy felé a Magyar Középhegység mentén a Velencei hegységig követhető.

E szerkezeti különállás magyarázza azt is, hogy a K-i és a Ny-i Kárpátok fejlődésmentete különbözik egymástól. A fejlődés során többször e két területet nem választotta el küszöb, sokszor azonban megszakadt az összeköttetés az É-i és a K-i Kárpátok között.

3. Utalok a 4800 m-es epirogén süllyedésre. E süllyedés szoros kapcsolatban áll a későbbi áttolódással.

4. Megállapítom, hogy a Kowalowka—Smykowce és a Cernowitz—Perkowce vonal folytatódik e területen.

5. Krosnoi magvú pikkelyeket, tektonikai ablakokat mutatok ki. A pikkelyek jelenlétét határozottan bizonyítják a meñilitpalából való halmaradványok, valamint a szárnyakon megfigyelhető hieroglifák. E pikkelyek jelenléte bizonyítja, hogy a Magura legalább 18 km-es utat tett meg a krosnoi képződményen. Így tehát alpesi méretű itt is az áttolódás.

GEOLOGY OF THE NORTHEASTERN CARPATHIANS

BY T. SZALAI

The section of the Carpathian Arch lying between the Topolya-Ondava valley and the Borgó pass (1230 metre altitude above sea level) is called by the geographers Northeastern Carpathians. Taking geological structure and morphology as a base for dividing the Carpathian Arch, it is much more suitable to employ the name Northeastern Carpathians for the tract lying between the crystalline belt near Kassa and the one near Rahó. This tract is confined by two general structural lines, which had thrown down the range of crystalline schists and related Pretertiary formations lying between them.

The Northeastern Carpathians are built up by Postmesozoic sediments excepted the Klippes and their envelops. This tract of the Carpathian Arch is therefore geologically as well as geographically uniform, it is therefore reasonable to take it for an orographic unit. Notwithstanding author will not bind himself strictly in the following description to the limits of the unit. The territory lying between the Ung valley and the former frontier of the country (between the Kukul and Hoverla peaks) will be discussed. On this territory surveys of annual 3—4 months were accomplished by the members of the Hungarian Geological Institute is each year from 1939 until 1943 excepted the year 1941. During this period detailed geological mapping was carried out on several areas, while merely profiles were examined on others. These results help to sketch the geology of this geologic unit. Unfortunately newly mapped regions are connected by tracts, which were not surveyed at all during the last decades. The outlines of the formations could have been drawn here only hypothetically.

In this synthesis results of following authors were used:

F. Horusitzky and *Gy. Wein* (11.) referring to the region of Uzsok and Luh, *Gy. Wein* (53., 54.) about the Ung valley and the surroundings of Polena and Szolyva. *A. Matejka* and *D. Andrusov*

(20.) dealing with the area northwards from Polena. *L. Szabényi*'s (48.) report from the surroundings of Gánya and the monography of *F. Szentes* (49.) and *Wein* concerning other parts of the Miocene Upper Tisza Basin. The Miocene Basin is not dealt with particularly in this paper. In order to get a general oversight, it is however represented on the map.

In this paper no summary of previous literature is given as it has been published already in an earlier report of the author. (45.)

The Northeastern Carpathians include two sorts of structural elements: the *Centralids*¹ and *Externids*.** Stratigraphy will be discussed in the followings by structural units for the sake of the generalization intended. This manner can be held for unjustified because sediments were formed throughout the whole geosyncline (e. g. during the Upper Cretaceous and Eocene) previously to the orogenic stage which produced the structural units. Parts of the same sedimentation may be found now in the Magura zone belonging to the Externids as well as in the Central Depression underlying Oligocene beds or outcropping in the zone of the „*Skibas*“. The same formerly coherent stratigraphical formation is met with therefore in different structural units.

Theoretical section see Hungarian text fig. 1. anussed to p. 4.

STRATIGRAPHY

I.

CENTRALIDS

1. Crystalline schists

This group is represented by mica-schists and gneisses. The graphitic schists related by *E. Szádeczky* (42.) may belong to this group too. He reports, that these occur eastwards from Terebes at the mouth of the Fejér creek on the western margin of the Holy Vrch and in the Doharunya valley 1.3 kilometre above its mouth. *Szádeczky* supposes that the graphitic schists were Carboniferous corresponding to the Schelea-formation of the Southern Carpathians. *I. Athanasiu*

¹ Centralids are structural units built up by Palaeozoic and Mesozoic formations, which were thrust over the Metamorphids* and Externids.**

* The Metamorphids form the central zone of the Alpine orogenic system. In the Northeastern Carpathians they are entirely buried.

** The Externids are Flysch masses overthrust to the Molasse. In the Alps they form the outer zone.

All these terms were defined exactly by Kober. (13.)

declared the same opinion about similar members of the southern part of the crystalline range.

The crystalline schists appear on the surface southwards from Rahó on the southeastern slope of the Džel Rahovski and at the great curve of the Fekete Tisza on the margin of the map (1 : 25.000) 4772/4. These occurrences are the most northwest lying prolongations of the Eastern Carpathian crystalline. Farther to the south on the slope of the Pod Kamenom eastwards from Liszka alternating crystalline schists and Flysh beds were exposed by the Tisza. At Boesko the river reaches the Miocene Upper Tisza Basin.

On the western side of these outcrops the crystalline is buried and reappears only in the Kassa region. The eastern prolongation of this crystalline belt is similarly thrown down along a structural line. Both structural lines are manifested in the Inner-Carpathian Basin and on the Extra-Carpathian territories. These structural lines had influenced the development of the Hungarian Basin, of the North-eastern Carpathians and of the territories lying on the outer side of the Carpathian Arch. The presence of the buried crystalline within the two structural lines is not merely hypothetical. It is indicated even by several detail-observations of the field geologist. This question will be dealt later with respect to the Sarmatian volcanic activity.

2. Mesozoic formations

In the neighbourhood of Rahó following formations were observed as closely connected with the crystalline schists: Older conglomerates, sandstones, shales, probably Lower Triassic limestones, diabases and younger (Callovian-Oxfordian, Kimeridgian, Tithonian) deposits.

II.

EXTERNIDS

1. MAGURA NAPPE

*Klippes*¹

JURASSIC—NEOCOMIAN

In the Klippes two facies may be distinguished: the Sub-Pienninic and the Pienninic facies.

¹ The klippes were torn apart from the Centralids, actually they belong to the structural unit of the Externids

This separation was quite clearly brought about in the Szolyva region. Here Sub-Pienninic facies is represented by knotty pink limestones and Upper Malm pink and red crinoidal limestones. In the Pienninic facies following types were distinguished:

1. Medium to coarse grained light yellow or white Lower Liassic sandstones cemented by lime.

2. Upper Liassic and Dogger dark gray (partly spotty) marly limestones with shale intercalations. (Posidonomya beds.)

3. Malm limestones of variable development: red radiolarian limestones, grayey green or red limestones.

4. Tithonian and Neocomian limestones and light or blueish gray or black cherty marly limestones.

On the Szolyva region occur even Dogger yellowish brown coarsely spathic limestones.

Members of the inner Klippe zone are very numerous between the Ung valley and the crystalline belt of Rahó.

The outer zone of Klippes was observed only on the Kőrösmező area. The fossils collected here certify the Dogger respectively Tithonian age of the Klippes. Diabases are common both in the inner and outer zone of Klippes.

General characteristics: The Klippes are built up by Jurassic and Neocomian deposits. Members of the Sub-Pienninic and Pienninic facies are often coinciding. The inner Klippes are *plis diapirs*, while the outer ones were carried by the nappes.

SENONIAN

The envelop of the Klippes: Marls of Puchov.

The total thickness of this formation reaches 250—300 metres. Author studied its occurrences near Szolyva, where it appears in the Kvasni creek (on the southern margin of the map 4570/3 and on the northern margin of 4670/1) overlying brownish yellow terrestrial clayey marls of 5 centimetre thickness underlied by crinoidal limestones.

Farther to the west corresponding formations were studied by *D. Andrusov*. (2.) He describes the conglomerates of Upohlav as Santonian covered by Campanian sea-deposits including chiefly light marls and sandy limestone banks. These are overlain by the marls of Puchov held by *Andrusov* (2. p. 89.) for Maestrichtian. According to *Majzon's* view based on the micropalaentological examinations the deposition of the marls of Puchov began in the Santonian and lasted till the Maestrichtian.

The fact, that the Santonian and Campanian sediments described by *D. Andrusov* were substituted within the domain of the North-

eastern Carpathians by a thin sheet of terrestrial clayey marls, shows clearly, that the Northeastern Carpathians began to sink much later than the territories lying westwards from it. This is a document of its structural independence.

Gy. Wein characterized the Inoceramus beds described by him (54. p. 57.) the following way:

The Inoceramus beds developed in the cover of the marls of Puchov or perhaps as an equivalent facies of them. Near its bottom greenish gray brittle clayey marls including hieroglyphic sandstone intercalations become more frequent. *Wein* found in this formation closer not determinable Inoceramus relics on two different localities. The microfauna of *Wein's* Inoceramus beds is characterized by Globotruncanas which are dominating the fauna of the marls of Puchov. Considering farther, that similar faunas were described as bound to the „couches rouges“ (Alps and Pyrenées) and the „scaglia“ beds (Southern Alps and Apennines) which furnished Inoceramus Belemnites and Globotruncana shells too, author does not think necessary to separate the Inoceramus beds form the marls of Puchov.

The detailed description of this fauna was given by *Majzon* (19.)

Paleogene volcanic activity

The conglomerate of Sulov (see later) contains gravels of andesite and granatiferous rhyolite. The Trochamminoides beds (see later) includes rhyolite tuff intercalations. The development of the caoline occurrence of Bercsényifalva may be ascribed to the alteration of rhyolite tuff. Relying on these facts *Wein* (54.) supposes a strong volcanic activity on this area during the Cretaceous-Palaeocene.

The southwest-northeast directed volcanic range, beginning probably at the Velence Mountain (43.) and including the volcanic hills near Buda, Visegrád, Szentendre farther the Cserhát and the Mátra Mountains (with the Lahóca hill near Paráđ), seems to extend just to the Northeastern Carpathians. The southwestern prolongation of this range is indicated by the andesite hills appearing at the joint of Fejér, Tolna and Veszprém Counties related by *Lóczy sen.* (16.) During this period other regions of the Alpine Orogenic System were also scenes of intense volcanic activity as discussed by *Niggli* (22. p. 170.).

During the Alpine orogenic stages three important volcanic periods were determined: 1. an Older Tertiary, 2. a Middle Tertiary and 3. a Young Pliocene volcanic stage. The Middle Tertiary volcanic activity was the strongest corresponding to the maximum intensity of the orogenic movements. The first and the third volcanic periods correspond to the introductory and terminal stages.

The Older Tertiary volcanic activity began in the Upper Cretaceous or Lower Eocene and lasted till the base or the middle of the

Oligocene. This stage furnished the eldest andesites, trachytes and rhyolites of the Carpathian Basin (including the Cretaceous trachytes of the Fruskagora Mountain). According to the general rules of the orogenesis, the most acid rocks erupted in the first stage and the most basic ones in the last.

EOCENE.

a) Group of black shales, siliceous sandstones and mottled clays

A. 1. The upper horizons of the black shales and siliceous sandstones are intercalated by mottled clays.

The black shales are not uniformly developed. In some exposures the shaly varieties are prevailing in others the sandy ones. In a few exposures which represent perhaps the upper horizons of the formation, light and silicified sandstones appeared. In the Szolyva region dark gray slates are common. They contain somewhat lime, have flinty, conchoidal break and become yellowish brown or light yellow by weathering. Grains of pyrite occur in it frequently. There are siliceous sandstone intercalations in it shown in the exposure in the Szolyva creek on the north of Sztróján and at the side of the highway southwards from Kistibava.

Brownish gray clayey marls, black shales and thin sandstone banks appear in the formation too. They are well demonstrated in the following exposures: On the western margin of the map 4570/4 on the northeast of -O- 263 (northwards from the last letter of the inscription „Szvadlova“). On the western slope of Vesza on the left side of the Szolyva creek near the highway leading from Sztróján to Kistibava.

The formation of the black shales may be characterized on the base of the exposures around Kőrösmező as follows: black shales are intercalated by siliceous sandstones. Sandstones are mainly black but include brown and steel gray banks too. Both varieties of the sandstone appear together eastwards from -O- 840 on the steep hillside bordering the Lazescsina creek on the right (faced from Kozmiescsek towards Forrescik). The thickness of the greenish black or gray shale layers separating the sandstone banks, varies between 5 and 250 centimetres.

Black shales may be studied most instructively on the south of the Svidovec along the railroad. (45. p. 333.)

Wein (54. p. 61.) collected any fish-scales from this black shale-siliceous sandstone formation. These belong partly to the genus Clupea, partly are they cycloid scales. The Clupeae are met with from

the Cretaceous until the Pliocene, but cycloid scales occur only in the Upper Cretaceous sediments. Author does not attribute such an importance to the cycloid scales that he might modify his opinion about the age of this formation confirmed by several facts related previously.

This formation is equivalent with those described as Audia, Sipot, Lgota or Ligotta beds from other parts of the Carpathians and were held for Barremian, Aptian or even Lower Albian. The related facts and the fauna collected from the Trochamminoides bearing mottled clays suggests that all the mentioned age determinations might be erroneous and the black shale formation was deposited only after the Senon.

The micropalaeontological study of the Trochamminoides bearing mottled clays revealed, that they belong to the bottom of the Eocene. The upper layers of the black shales alternate with beds of Trochamminoides bearing mottled clays, therefore they must be also Lower Eocene deposits. The lower horizons of the black shales were parallelized recently (54.) with the marls of Puchov. In his previous publications author held them for Uppermost Senon. *Considering the facts that the Eocene age of the upper horizons of the black shales has been certified, farther that the Senon marls of Puchov took part in the movements, which did not affect the black shales at all, author thinks the black shales for younger than the marls of Puchov and places the whole series to the bottom of the Eocene.*

The semicrystalline character of these beds showing them older than they are, was effected by the 4000 metre thick cover of Magura sandstones and shales and was intensified by the orogenic movements which took rise since their deposition. The overlying Magura sandstones are often semicrystalline too, due to orogenic movements.

Following the strike of these Lower Eocen beds to Extra-Carpathian territories similar deposits are met with, which were described by *Sujkowsky* as beds of Sipot. *Sujkowsky* distinguished four horizons in it giving them numbers 1—4. Black shales are equivalent with Sipot 2. while the Trochamminoides beds with Sipot 3.

A. 2. *Trochamminoides* bearing mottled clays

This formation was called Trochamminoides beds due to its microfauna. The exposures between Királymező and Brusztura represent the lowest members of the series. The succession of the layers in these exposures is the following:

1. Mottled clay, sand, sandstone.
2. Sandstone in thick banks (average thickness of the banks 4 metre).
3. Mottled clay.
4. Sandstone in thick banks (average thickness of the banks 4 metre).

5. Alternating layers of sandstone and black marl of equal thickness.

6. Siliceous sandstone intercalated by sheets of green clay.

7. Sandstone in thick banks (average thickness of the banks 4 metre).

8. Conglomerate.

9. Mottled clays and sandstone (average thickness of the banks 1 metre).

In the followings any occurrences of the Kőrösmező area will be outlined in order to represent different developments of the mottled clays. The exposure of the Lazescsina creek southwestwards from Boikovec (-Ĉ- 833) show alternating strata of green, often yellowish green black or red shales with siliceous sandstone intercalations.

In the Szolyva area same formation contains red marly or light gray muscovite bearing shales and micaceous dirty green hierglyphic sandstones.

These mottled clays though not well distinguishable in appearance, may be sharply hold apart from the Globotruncana bearing beds by their tectonic position and microfauna. The Trochamminoides beds are overlying the Inoceramus beds in the Ung valley showing a transgressive sedimentation as related by Wein (54. p. 58.)

The clear determination of these formations is most important in field work. Among the fossilfree formations of the Carpathian Flysh the microfauna has increased signification as a base of parallelization. The formations defined micropalaeontologically may be thereafter indentified on the field by colour and appearance.

Micropalaeontological determinations were carried out by L. Majzon, Faunas were listed in papers of Horusitzky—Wein (11.), Szalai (44., 45., 46.), Szalai—Szentés (47.) and Wein (54.). The details, which were yet not published are given below.¹

Northwestwards from Ripinye, on the northwest of -Ĉ- 511.

Rhabdammina abyssorum M. Capital.

At -Ĉ- 496 on the northwest of Volove (where the tributary coming from Ricska joins the Repianka creek) from layer No. 44.²

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentamina placenta (GRZYB).

Trochamminoides cf. ammonoides (GRZYB).

Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

On the southeast of Kultul near Ripinye:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Haplophragmoides lóczy MAJZON.

Cyclammina subcarpatica MAJZON.

¹ The succession of the exposures follows the order along strike.

² See section on p. 12—13. and fig. 2. on p. 11. in the Hungarian text.

Northeastwards from Volove in the valley of the Kvasovec creek about 630 metres above its mouth:

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

At the mouth of the Hradovec creek near Volove:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

Trochamminoides sp.

Cyclammina subcarpatica MAJZON.

All the previous exposures belong to beds overlying tectonic blocks around Volove.

Northeastwards from Volove in the Volovec river. Point marked on the map with dip 260°/70°.

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

Glomospira charoides (JON.-PARK).

Haplophragmoides lóczyi MAJZON.

Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

Saccammina sp.

Reophax sp.

Near Királymező Brusztura along the Mokranka creek 200 metres northwestwards from the mouth of the Bustul.

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Westwards from the letters „an“ of the inscription Sandorek:

Placentammina placenta (GRZYB).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).

Eastwards from the letter „k“ of the inscription Mlacska:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

In the valley of the Janovec creek 500 metres southwards from the older ditch:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Placentammina placenta (GRZYB).

In the valley of the Janovec creek on the southwest of -Q- 795.

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Glomospira charoides (JON.-PARK).

Along the Teresulka Rika:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

On the left side of the Bisztrik creek 175 metres above its mouth:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Ammodiscus angusta (FRIEDB).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Ammoglobigerina globigeriniformis (PARK.-JON).

In the valley of the Bisztrik creek southwards from -Ö- 859:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Reophax sp.

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Cyclammina subcarpatica MAJZON.

On the left side of the Turbát creek 400 metres southwestwards from its mouth:

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Along the Turbát creek about 250—300 metres above its mouth:

Glomospira charoides (JON.-PARK).

Haplophragmoides lóczyi MAJZON.

On the left side of the Turbát creek 2000 metres above its mouth:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides irregularis WHITE.

Along the Turbát creek above Turbacil westwards from the letter „a“ of the inscription Turbát, before the widening of the road:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

On the ridge trending on the right of the Nagy Tarnicsin in 1100 metre altitude:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

Northwestwards from the Turbáth ditch:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Ammodiscus angusta (FRIEDB).

Glomospira charoides (JON.-PARK).

Trochamminoides ammonoides (GRZYB).

In the valley of the Okolski creek 1500 steps above its mouth:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Trochamminoides sp.

Ammodiscus sp.

Southwards from Tatulska:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Placentammina placenta (GRZYB).

Along the Nagyág river southeastwards from Volove on the northern margin of the map 4671/1:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.
Glomospira charoides (JON.-PARK).
Trochamminoides sp.
Haplophragmoides Ióczy MAJZON.
Cyclammina subcarpatica MAJZON.
Ammosphaeroidina sphaeroidiniformis (BRADY).
Saccamina sp.

At the southern issue of Lipcsemező:

Rhabdammina abyssorum M. SARS.

Along the Nagyág river at Berezna:

Globigerina sp.

On a sandstone plate of $\frac{1}{2}$ square metre size deriving from the Trochamminoides beds found along the Turbacil creek 2898 metres above its mouth, creeping traces of Palaeobullia were observed. (See fig. 4. in the Hungarian text on p. 17.) This occurrence has besides palaeontological importance even stratigraphical significance G. Götzinger—H. Becker (10.) and O. Abel (1.) determined it as Eocene. D. Andrusov and M. Kuthan (4.) described Bullia from the Albian.

Creeping traces of Palaeobullia were found in the Szolyva area in the upper section of the creek running southwestwards from Duszina and in the Körösmező area on the eastern steep side of Pietrosul.

The only mollusca-relic was found in the debris of a siliceous sandstone bed belonging to the Trochamminoides beds. It was an undeterminable Venus or Lucina fragment found on the south of Körösmező southwest from the mouth of the Svidovec creek on the road leading to the Trofanec in 850 metre altitude.

B) Group of coarsegrained conglomerates and sandstones

(Eocene (?); thickness: 150—200 metre.)

This formation overlies the Trochamminoides beds. Constituents: quartzites, sandstones, crinoidal limestones, weathered granatiferous rhyolites, weathered andesite varieties (augite andesite).

The conglomerate contains boulders of headsize and larger. Wein, who described as first this formation from the Northeastern Carpathians, found even a Jurassic limestone block of several hundred pounds. Wein (54. p. 50.) takes it for the equivalent of the conglomerate of Sulov held for Eocene by V. Uhlig: „Considering, that the

conglomerate includes even coarse boulders of the Klippe limestone and farther that traces of burrowing shells were found in the cherty limestone of the Tibaváralja—Klippe, it seems reasonable to hold this formation for a transgression's conglomerate on the base of Eocene following a gap of sedimentation".

C) *Group of marls and sandstones*

(Eocene(?); thickness 1500 metre.)

It consists of shales and marls intercalated by sandstone banks. Hieroglyphs are common in these latters. The *Palaeobullia* traces found near Duszina belong to this formation. See fig. 5. on p. 18. in the Hungarian text.

D) *Group of sandstones*

(Eocene(?); thickness: 2500 metre.)

It consists of micaceous, brown, greenish gray or steelgray sandstones forming thick banks up to 2.50 metre, separated by thin shale intercalations. In the sandstones coaly relics and phyllite inclusions are common. The stratigraphical position of this formation was determined on the base of the exposure lying on the west of Sztrójna (see the author's referring paper 43., on the 218°—38° directed section). It overlies the previous marl-sandstone group, must be therefore younger of it. In lack of fossils it was imposible to determine its age closer.

The 4—10 metre thick sandstone banks and dark shale intercalations found in several exposures along the Fekete Tisza on an riftlike sunken area lying between the exposure of Douh and the running of this creek into the Fehér Tisza. were placed into this.

2. CENTRAL DEPRESSION

UPPER EOCENE

In the Ung valley near Viharos *Wein* (54. p. 65.) has observed a mottled clay complex, which furnished *Globigerina triloba* (RSS) and *Globigerina bulloides* D'ORB.

A mottled shale occurrence was found in the Volovec Maly creek (running into the Fekete Tisza 2000 metres southwest from the great railway station of Kőrösmező), which underlied menilitic shales. In the samples collected here no foraminefera was observed, they seem notwithstanding to be equivalents of the shales of Viharos..

LOWER OLIGOCENE

Menilitic shales are best exposed at the saline well of Királymező. This occurrence may be followed along strike 50 kilometres north-westwards to -Ö- 526 near Majdanka. In this tract several good exposures were found. The one on the left side of the Nagyág river (at -Ö- 470) is especially instructive. See fig. 6. on p. 20. in the Hungarian text.

At the saline well of Királymező following horizons were distinguished in the menilitic shales:

Looser sandstones (the salt-water appears along a fracture of this bed), menilitic shale, sandstone, gray shale, sandstone, menilitic shale, sandstone, menilitic shale, loose sandstone. Fish relics characteristic to these beds clear away any doubt about their stratigraphical position. The total thickness is 300 metre.

The exposure of this formation near the Turbát ditch is worth of mention. It extends northwestwards to a fracture line and south-eastwards to -Ö- 1007 in the valley of the Apsinec creek. Another excellent occurrence of the menilitic shales was observed in the middle of the Dosina valley where the creek is bending towards east at the letter „n“ of the inscription Douzenes.

The menilitic shale occurrences mentioned below were reported by the author (47.) in an earlier paper erroneously as Upper Cretaceous black shales: Apsinec ditch, Tiscora ditch, right side of the Lazescina creek 500 metres northwards from the ditch, on the Mencsilor ridge southwestwards from -Ö- 1405, on the ridge marked by the peaks Trojaska—Tatuluska—Stik just westwards from the letter „T“ of the inscription Tatuluska, on the Grun Dragobrát on the west of the letter „G“.

The menilitic formation is characterized by black, dark brown, clayey, slightly limy, thin-foliated, bituminous shales, siliceous sandstones, dark cherts and quartzites. It breaks often to little crumbs.

In a thin section of the cherty intercalation in the menilitic shale from the Dosina valley. *L. Jugovics* made the following observations: „The rock consists chiefly of cryptocrystalline quartz grains. There are some sericite scales obscured by striated brown colouring. Undeterminable brownish gray spotty chips were found of probably organic origin.

Fossils were found in this formations on several localities which determine its age. *Horusitzky* and *Wein* (11.) found recently a rich fauna in these beds in the surroundings of Luh which did they not yet describe.

MIDDLE AND UPPER OLIGOCENE

The bulk of the deposits in the Central Depression was described as Krosno beds. This complex was divided into two, three or four parts. The menilitic shales and the beds of Krosno are connec-

ted by a 300 metre thick layer of marly transition member. This marl is overlain by a sandstone group which is covered by marls again. This succession is not manifested in each menilitic shale occurrence. On the territory mapped by the Hungarian Geological Institute, were only two members distinguished.

a) The lower members include menilitic shale intercalations and consists of dark gray, clayey micaceous, hard shales, bituminous shales, cherty, bituminous shales, cherty, bituminous sandstones, slightly limy bituminous sandstones with calcitic veins and limy sandstones with ripple marks. Hieroglyphs are common in the shales and sandstones as illustrated by photos in *Majzon's* paper (19. p. 9, 10.). *Majzon* found in a sample of yellowish gray micaceous sandy clay deriving from the left side of the valley of the Pletovaty creek (Körösmező) above the wooden bridge. *Cyclamina placenta* Rss. characterizing the Rupelian sediments.

In a bluish gray clay collected on the left side of the upward third, winding of the road leading to the Tatár pass *Majzon* determined *Rhabdammina abyssorum* M. S.A.R.S. characterizing the upper horizons of the Oligocene.

This serves as a proof for *Matejka* and *Zelenka's* opinion (21.) about the Palaeogene age of this formation.

b) The upper member is built up mainly by sandstones. It is well exposed in the quarry of the Tatár pass road. *H. Böckh*¹ related little nummulinas and orbitoids from this occurrence.

The Krosno beds may reach even the Upper Oligocene as it overlies (36. p. 47.) Middle oligocene sandstones. Following species were described by *Posewitz* (36. p. 47.) from the tunnel between Volo-sanka and Uzsok:

Potamides margariteceum BR.

Corbicula semistriata DESH.

„ *Brogniarti* BART.

Cardium cf. *cingulatum* GOLDF.

Farther species were mentioned from the southeastern slope of the neighbouring Kinesik Bukovsky:

Eburna Caronis BRONG.

Melania striatissima ZITT.

Natica crassatina LK.

Cardium fallax MIGHT.

¹ An expertise of *H. Böckh* dealing with the drilling Körösmező No. I. (given to the Hungarian Royal Bureau of Mining Research of Kolozsvár.)

NB. Nummulinas occur from the Maestrichtian until the Upper Oligocene. A group of the orbitoids — the *Discocyclinas* — from the top of the Cretaceous to the Upper Eocene, the others from the Upper Cretaceous until the Middle of the Miocene.

(*Senn, A.*: Stratigraphische Verbreitung der tertiären Orbitoiden. *Ecl. Geol. Helv.* Vol. 38. 1935. Basel.)

Meretrix incrassata SOW.
„ cf. *soror* DESH.
Panopea cf. *angusta* NIST.

All these forms indicate Oligocene, excepted Eburna Caronis which is typical in the Eocene.

The Krosno beds appear chiefly on the northeast of the Magura Nappe while on the territory of the Magura Nappe itself they are accessible only in geologic windows. It also occurs inside the property of the Flysh.

The surface of the areas built up by Krosno beds is characterized by mild lines, soil-creepings, while the Magura-Nappe has stiff relief. See fig. 7. on p. 22. in the Hungarian text.

PANNONIAN ANDESITES

The andesites outcropping on the southwest of the Northeastern Carpathians were studied recently by *Gy. Kulhay* (15.). His observations led to the conclusion, that the andesites of the Hátmeg, Szinyák and Gyl Mountains surrounded by a large quantity of pyroclastics, erupted since the Sarmatian.

The Magura Nappe was pierced by the andesites on many points. 750 metres northwards from the \odot -601 on the Kicsera of Kerecke a little andesite cone was noticed near the road, which penetrated the Magura Nappe. *I. Ferenzi* determined it by examination of thin section as hypersthene andesite. Its pilotaxitic, slightly altered ground material shows traces of fluidal texture. A few exogenous quartz inclusions (crystalline schist, sandstone) were found having undulating extinction. Silicification was observed in several sections, testifying postvolcanic activity.

About the andesitic eruptions *Wein* declares the followings:

The Upper Sarmatian-Postsarmatian andesites and their pyroclastics overly (overflow) discordantly the re-folded inner Klippezone. On the northern side of the Szintoria (\odot -794) of Perecseny is the volcanic complex 400 metre thick. Its lower strata consist of tuffs and agglomerates, while on the bottom occurred fragments of a light, altered rhyolite (?), which does not seem to have any similarity with the neighbouring types.

In the andesitic complex following types were distinguished by examination of thin sections in order from bottom to top: 1. Gray, slightly weathered pyroxene andesite. 2. Greenish gray compact pyroxene andesite of fattish glance. 3. Compact, finegrained, gray, partly red spotty pyroxene andesite. 4. Brownish gray, slightly weathered pyroxene andesite. 5. Compact, gray pyroxene andesite. In the 1, 2 and 5. group were even fragments of a red, burnt, porous variety observed.

TERRACES. (PLIOCENE, PLEISTOCENE, HOLOCENE)

Terraces are the youngest formations on the territory. They are most distinctly developed on the Szolyva area. Here five independent terraces were distinguished.

On the Szolyva area five terraces were mapped by the author. The terraces along the Upper Tisza and Tarac rivers were reported by A. Kéz (12.) and along the rivers Nagyág, Talabor and Tisza by B. Bulla (7.). Their age was determined by Kéz: No 1. Early Alluvial, No 2. Late Diluvial, No 3. Middle Diluvial, No 4. Early Diluvial, No 5. Late Pliocene. The terrace No 6. established by Kéz were also Pliocene. Bulla supposes Late Diluvial movements influencing the formation of some valleys.

THE COURSE OF GEOLOGICAL EVOLUTION IN THE NORTHEASTERN CARPATHIANS

The eldest rocks are micaschists and gneisses. These are overlain by a Permian or Lower Triassic conglomerate, grayish or greenish sandstone, red shales (probably Werfenian shales) and a Mesozoic limestone. All these elder formations are buried throughout the Northeastern Carpathians, they were observed in other regions.

Diabases appear too in connection with the older rocks. D. Andrusov holds them as well as other femic igneous rocks of the Carpathian Arch for Lower Triassic. It is evidenced even by tectonic relations, that all these „proto-basalts“ do belong to the Variscian orogenic system.

The study of the Jurassic formations overlying micaschists and gneisses testify that the material of the klippes has been deposited with petrographical and stratigraphical discordance.

The Klippes represent two facies, the Sub-Pienninic and the Pienninic one. According to Andrusov's opinion (3.) the members of the Sub-Pienninic Klippes were deposited in the shallower parts of the Carpathian mesozoic geosyncline and the deeper parts would have produced the Pienninic facies. *The sedimentation of the Sub-Pienninic Klippen lasted from the Lower Dogger to the Upper Tithonian as stated by ANDRUSOV (3. p. 164.). In the Sub-Pienninic series of the Northeastern Carpathians participate only Malm sediments.*

The Pienninic series includes on the territory lying on the west of the Northeastern Carpathians generally sediments of deeper sea which were deposited between the Keuper and Upper Neocomian. In the Northeastern Carpathians is only the cycle between the Lower Liassic and the Neocomian manifested.

These facts reveal that the domain of the Northeastern Carpa-

thians was land during the Upper Triassic and it began to sink only in the Liassic. The re-elevation of the territory started only towards the end of the Neocomian. The fact, that the Sub-Pienninic facies includes only younger formations (than on the western regions) serve as another document of the independent rhythm of development of the Northeastern Carpathians.

The Neocomian elevation of the Northeastern Carpathians was followed by a submersion only in the Senon. The autochthonous mesozoic Klippes were standing out from the transgressive sea and became gradually wrapped by their actual envelope. The coat-like position of this formation may be explained this way. The Northeastern Carpathians began to sink in the Maestrichtian or possibly in the Santonian. The Northern Carpathians had submerged previously as evidenced by the conglomerates of Upohlav underlying the marls of Puchov. *The sedimentation has begun again later than on the western territories just as at the formation of the Klippes. The Laramian orogeny, which took rise after the sedimentation of the marls of Puchov, lifted the territory for a shorter period.*

*The Klippes of this territory which pierce the overlying strata of the Magura Nappe consist of the material of Pienninic and Sub-Pienninic sediments, diabases and marls of Puchov.¹ The black shales and Trochaminoides beds do not participate ever in the Klippes having been deposited posterior to their formation. The continuity of the sedimentation broke up after the formation of the marls of Puchov due to the Laramian orogeny. Later when the formation was pushed towards the foreland, sinking took place effecting the sedimentation of the black shales and Trochaminoides beds. The conglomerate of Sulov indicate again a partial lifting in the Lower Eocene. Thereafter followed a general submersion of the whole territory covered previously by the marls of Puchov and the sedimentation of the marl-sandstone and sandstone groups set in. The actual thickness of these formations is 4000 metre, the total sinking was calculated from results of the sedimentary petrography for 4800 metres.² The huge mass of sediments which deposited along a narrow sinking zone exerted a counterpressure upon the bordering crystalline masses. *The Savian and Styrian movements were partly reactions to this pressure. The subsequent submersion lasted until the Upper Oligocene.* Sinking was not uniform as indicated by the subsequence of different facies (the different Magura facies, farther the menilitic shales and the beds of Krosno.). The zone of sedimentation was displaced gradually towards the northeast.*

This scheme of orogenic movements shows clearly, that the evo-

¹ See p. 39.

² Piggot & Urry: Time relations in Ocean sediments Bull. Geol. Soc. of America. Vol. 53. 1942.

lution of the Northeastern Carpathians differs sharply from the development of the Northern and Eastern Carpathians. This implies, that the whole Carpathian Arch was not affected always uniformly by the Alpine orogenic forces.

The black shales, which were deposited from the Lowest Eocene until the middle of the Oligocene, indicate an oxygene-poor shallow-neritic sea-depth. It may be held for parent rock of petroleum as indicated by significant bituminous intercalations. *Wein* (53. p. 64.) found oil indications in these beds near Polena.

Among the black shales are the Eocene shales and the menilitic shales most important. The Trochamminoides beds were deposited in an open oxygene-rich sea. The sandstone intercalations in the mottled clays indicate the nearness of the shore.

The coarse conglomerates and sandstones overlying the Trochamminoides beds as well as the quantitatively dominating sandstone complex, called Carpathian sandstone, are deposits of shallow sea. Intercalating marly strata indicate yet some distance from the shore.

The great thickness of this neritic Eocene sandstone group implies continuous sinking and rapid repletion connected with the swift abrasion of the territories elevated by the Late Cretaceous-Early Eocene orogenic movements.

The overlying menilitic shales are yet shelf sediments, while the subsequent Krosno beds manifest a greater sea-depth.

Since the Upper Oligocene the whole territory was land. It reached its maximum altitude in the Pannonian. This is documented by Pannonian deposits reaching 2400 metre thickness in the Hungarian Basin. Later altitude was diminished by erosion. The actual morphology and hydrography developed gradually. The Pliocene terraces are the first testimonies of this hydrographic system.

The evolution of the territory may be outlined as follows:

Epirogenetic lifting in the Middle and Upper Triassic; epirogenic sinking from the Liassic to the Neocomian, thereafter epirogenic lifting. In the Santonian renewed epirogenic sinking and in the latest Cretaceous a short orogenic lifting connected with volcanic activity. Shortly after an epirogenic sinking and a new orogenic lifting (conglomerate of Sulov). Subsequently a slow sinking and a continuous lifting since the end of the Upper Oligocene, which reaches its maximum heights in the Pannonian. Orogenic movements during the Pliocene.

Fig. 9. representing graphically the epirogenic and orogenic development at the Northeastern Carpathians see annexed to p. 25. in the Hungarian text.

STRUCTURE OF THE TERRITORY

STRUCTURAL LINES, FRACTURES, PARTINGS, OVERTHRUSTS, „SOLE“-S, GEOLOGICAL WINDOWS AND SEMIWINDOWS

In the foregoing description movements were related, which produced peculiar circumstances of sedimentation within the domain of the Northeastern Carpathians. Fig. 10. representing the structural lines see annexed to p. 28. in the Hungarian text.

A special attention must be paid to two fundamental structural lines influencing the sinking and lifting of the territory. The first one *Kumasi-Tripoli Nova Zemlja* line (I.) may be followed from the northwestern shore of Novaja Zemlja towards the southeast. It touches the southeastern margin of the Feno-Scandinavian block and crosses the Carpathian Arch along the Dosina creek, passes on the west of Rahó and Kabola Polyana. Farther southwestwards it runs along the Bükk and Réz Mountains and borders the western end of the Krassó-Szörény Mountain. Leaving the Carpathian Basin the structural line crosses Africa on the west of Tripoli and Kumasi.

This is seemingly a very long structural line crossing two continents.

The second one, the *Tisza line* (II.) is supposed to cut down the Spitsberges on the west. From here it trends southwards crossing the Scandinavian Peninsula. Passes on the eastern shore of the Golf of Bothnia and the Baltic Sea and crosses the Carpathian Arch on the east of Kassa. Farther it runs southwards on the east of the Tisza as indicated by *Lóczy sen.*, passes through Belgrad and seems to be manifested in Africa on the west of Bengasi near Abesr.

The tract of crystalline rocks lying between the two structural lines — within the domain of the Northeastern Carpathians — was thrown down by them and became separated from the western and eastern prolongations exposed in the Northern and Eastern Carpathians.

These two structural lines are crossed by the following fractures:

The *Weichsel-fracture* (III.) established by *Teisseyre*.

The *Gologory-Krzemieniec* fracture (IV.) described by *Teisseyre*, which is manifested even in the Carpathian Basin: on the northwestern side of the Vihorlát, farther southwestwards along the Bükk, Mátra, Cserhát, Börzsöny, Buda and Velence Mountains, in the axis of the Balaton down to Nagykanizsa. The Palaeogene volcanic range follows this direction.¹

The *Danube-fracture* (V.) described by *Teisseyre*.

The *Berdo-Nard* fracture (VI.) described by *Teisseyre*.

The others do not cross the lines No. I.—II.:

The *Kowalowka-Smykowce* (VII.) line described by *Teisseyre*. Its Inner-Carpathian section was observed on the west of the peaks

¹ See p. 41.

Durny, Podpula, Tempa. The presence of this structural lines is testified by dip measurements carried out in this region² and the tectonic differences between the two flanks.

The Inner-Carpathian prolongation of the *Czernowitz-Perkowec line* (VIII.) described by *Teisseyre*, was discovered by the author along the Fekete Tisza at the inscription „Douhi“ of the map (1 : 25.000) and in the surroundings of the Hoverla.

The *fracture of Luh* (IX.) was observed on the margin of the crystalline on the north of Kabola Polyana, farther along the Fekete Tisza northwards from Rahó and around Luh. Here it joins the line established by *Sujkowski*.

Concerning the structural lines I. and II. a few comments may be added:

These are extensive structural elements intersecting the Laurasia and Gondwana Lands which define the extension of the Northeastern Carpathians. They influenced the evolution of territories lying north- and southwards from it.

The line No II. might have been formed in the Palaeozonic age, but surely before the Upper Triassic. This is evidenced by the fact, that the sediments of the Pienninic facies appear in the Northeastern Carpathians only on the Liassic, while in the Northern Carpathians they were present already in the Upper Triassic. The structural line was renewed by the Austrian movements. The retardation of the Upper Senon transgression advancing from the west, is due to it. The territory was lifted by the Laramian movements — the constituents of the actual Klippes emerged — and has sunken afterwards. This sinking affected the crystalline and the autochthonous Klippes, and was caused also by the structural lines No. I. and II.

These lines rejuvenated even later during the ovethrusts, as revealed by dip measurements on the Magura Nappe in the Dosina creek.

The tracts between the structural lines No. I. and VII. further a part of the tract between No. VIII. and IX. crushed in as rifts.

The structural lines No. I. and VIII. border a horst.

In the rifts both the inner and outhter Klippen are lacking.

The absence of Klippen on the rift-like sunken area is due to the fact that erosion did yet not expose them.

The rift-like structure of the area lying between the structural lines No. I. and VII. on the northwest of Máramarosziget is evidenced even by the gravimetric survey lead by *Schäffer*.

On the map seven dotted lines represent the fracture lines of the territory lying between the structural lines No. I. and IV. on the base of *Simon's* seismographic map. (38.) These fracture lines allude to the structure of the Hungarian Plain. The youngest structu-

² Dips were represented on the map only where they help to clear tectonic relations.

ral changes of the Hungarian Plain are represented in *Sümeghy's* block-section. (40. p. 155.) These structural lines were formed contemporaneously and after the overthrust. They do not affect the Miocene beds near Máramarossziget, so they had been formed before the deposition or folding of these beds. They belong according to *Szentes Szentes* (49. p. 7.) to the Helvetian, the main stage of movements was therefore Tortonian or younger.

Partings

On the map were even partings represented. As to the partings measured in andesites near Szolyva it should be mentioned, that those are surely Postsarmatian as they intersect rocks of Sarmatian eruption. The strike of the partings shows clearly, that they were not originated by cooling. These directions coincide — in space and time — with those measured elsewhere along the Carpathian Arch and the Hungarian Basin.

„Sole“-s, geologic windows

(Fig. 11. representing geological sections see annexed to p. 30. in the Hungarian text.)

The most southwest lying sole having a core of Krosno beds wrapped by Magura beds, was observed near Királymező. (Sole of Királymező.) It includes the menilitic shales described in the chapter of stratigraphy. A similar sole was discovered near Brusztura. (Sole of Brusztura.) The outcrops of both structures mark out a curve diverging on the northwest. Between the two localities appears an anticline having similarly a core of Krosno beds within Magura envelop. (Sole of Jablonika.) The southeastern joining of the outcrops was noticed 2.5 kilometres above the mouth of the Jablonika creek. The northwestern joining was not observed on the field, but lies certainly on the southeast of Douha -Ö- 1723. *The body of the Magura Nappe lets digitiform prolongations into the above mentioned open sole-s covering parts of the Central depression. The intensity of the orogenic forces is testified even by chips separated from the Magura Nappe, which appear on the Volove area overlying the Krosno beds.* These chips were torn apart by forces acting against the Magura overthrust. This phenomenon is similar to the splitting apart of pieces from ice-tables carried by a river due to collision with e. g. a bridge pillar.

Any of the fracture lines discussed previously might have appeared contemporaneously with the Magura overthrust. Notwithstanding the general structural lines crossing continents may not be explained by local factors.

The southermost sole of the area is the sole of Királymező. Its northeastern flank suffered strong pressure. In the southwestern flank

of the sole the hieroglyphs were observed on the upper surface of the layers. The structure of this flank may be studied in instructive exposures along the Tereszulka above Királymező. In the southwestern flank of the sole of Jablonika the hieroglyphs appeared similarly on the top of the sheets. The outcrops of the northeastern flank as well as of the southwestern flank of the sole of Brusztura, were discovered 250 metres from Tereszulka in the square of the 1 : 25.000 map's net determined by the lines No. 864—865 and 608—609. The hieroglyphs occur here on the lower face of the layers. (Sole of Jablonika.) These strata may belong to the sole of Brusztura if we integrate imaginarily this rudimentary sole and in this reason hieroglyphs appear on the top of the layers (related to this sole).

Farther to the northeast the Krosno beds appear on the surface (sole of Brusztura) and on the northern margin of the map 4672/3 even the Trochaminoides beds are cropping out. The hieroglyphs occur on the bottom of the layers. The exposures of the formations are similar to those mentioned at the description of the sole of Királymező. If the two outcrops would not be separated by Magura beds covering the tract between Királymező and Procska in the square 864—865, 609—608, it should be held for a coherent, well exposed sole. But as the Magura beds are undoubtedly inserted, we have two independent soles before us with compressed joining flanks.

In this reason there is no doubt, that the Krosno beds might appear in the cores of the soles. Firstly the beds occurring in the core, were held for Krosnoians on the base of their petrographic character and tectonic position. The reliable stratigraphical proof of this opinion was furnished by the sole of Királymező with fossils characteristic to the menilitic shales.

Other soles with Krosno bed cores are the followings: The sole of Turbat-ditch which lies in the Turbat valley at -Ö- 1063 on the south of the Turbat ditch. The exposure of the Krosno beds — menilitic shales — was discussed in the stratigraphical description. The stripe of the menilitic shales is cut on the northwest by the Kowalowka-Smykowce (VII.) line.

The position and distribution of the hieroglyphs as well as the presence of Krosnoian cores in the soles testify that they became inserted within the Magura beds during the Magura overthrust over Krosno beds.

Another sole was described near Körösmező: in the valley of the Lopusanka creek, 625 metres southwards from the northern margin of the map 4773/1 (sole of Lopusanka) and on the right bank of the Studena creek. The two occurrences lie in the same strike. This sole has not been represented on the map by technical reasons. A section of this sole appears 250 metres northwards from the H_2S -bearing spring marked near Lopusanka. The Lopusanka river exposed a local fold of the sole of Lopusanka showing following succession of strata

from top to bottom: graysih green shale, sandstone, grayish green shale, siliceous layer, dark shale.

The Flysh has generally isoclinal folded structure due to the great orogenic forces which affected it. This explains the width of the formations. Sometimes normal folds and overturned folds were observed too.

The geologic semiwindow of Kőrösmező

All the described soles were accessible in geologic windows. The semiwindow of Kőrösmező shows some peculiarities:

In the Haurilec creek siliceous sandstones and mottled clays were exposed. The mottled clays are cropping out even on the northeast of the Haurilec creek in the Capek Grun. The same Eocene beds were discovered in the same strike on the area southeastwards from Kőrösmező. Between the two outcrops they are failing due to the erosion of the Fekete Tisza. The river exposed the Krosno beds producing this way in the area of the village Kőrösmező a geologic semiwindow by erosion of the Magura Nappe. The window extends southwards to 750 metres south of the mouth of the Svidovec creek and westwards to the Tiscora ditch.

A special significance must be attributed to these geologic windows and semiwindows because until now overthrusts were only in the Gorlice, Jaslo (*Swidzinsky* 41.) and Kloczany regions (*Nowak* 23.) certified by windows.

Overthrusts

The Northeastern Carpathians participate after the beginning of sedimentation of the marls of Puchov in each change affecting the Northern and Eastern Carpathians. The structure of the younger beds show more and more similarity to the construction of the neighbouring territories. The closest resemblance is manifested by the presence of the Magura Nappe overriding the beds of Krosno. One can have an idea about the dimensions of this overthrust by the study of the imbricate structures. The sole of Királymező lying farthest on the southwest, is 18 kilometres far (measured in the direction of the dip.) from the outer margin of the Magure Nappe. The Magura Nappe moved therefore almost 18 kilometres on the Krosno beds. These dimensions adequate those of the Alps, where the Externids overrode the Molasse in a 20 kilometre thick stripe.

The Krosno beds were deposited in the Upper Oligocene. The overthrust of the Magura Nappe must be posterior — and was bound probably to the Styrian movements.

The Centralids of the Northeastern Carpathians were moving too. Observations revealed only the fact, that the Centralids override the

Externids, but the measure of the overthrust remained uncertain. This overthrust is manifested in the surroundings of Rahó (47.) and is indicated even by *Földvári* from Borsabánya. (8.)

Orogenic movements

The oldest movements belong to the Pfalzian phase. Its testimonies are the Lower Triassic conglomerates and diabases.

Older Kimmerian movements are indicated by the Jurassic transgression. The effects of the Austrian and Laramian stages were discussed earlier. The overthrust of the Magura over the Middle or eventually Upper Oligocene Krosno beds is surely Postoligocene. Considering that the Flysch nappes override even Lower Miocene salty clays (9. p. 36. and 75.), the overthrust might be posterior. From all this the *Styrian* age of the Magura overthrust is concluded. It must be conceded however that this opinion is based on the relations of the Foreland. The Magura overthrust may be bound even to the *Savian movements*. The probability of this view is enhanced by the fact that the fractures succeeding the overthrust did not affect the Helvetian beds of Máramarossziget at all.

The small anticlines of the Krosno beds consist of shales, marls and siliceous sandstones. The silicification of the intercalations preceded the folding as evidenced by the observed unconformity due to different plasticities.

Silicification was caused by hydrothermal agents bound to fracture lines while folding was produced by the overthrust. All these documents lead to the supposition of the *Savian overthrust*. In this case silicification might have been caused by Helvetian movements.

Attian movements were testified by the Sarmatian volcanic activity and the Pasadenian stage by the shifting of the Pleistocene terraces.

Pulsation

The presence of general structural lines crossing continents which are just therefore not to be explained by local factors, contribute to the idea of pulsation. These fractures ought to depend on any orogenic factor influenced by the shrinking of the earth's crust.

What could happen really? Contraction effects orogeny and the reactions induced by it, effect dilatation. Suppose that during the contraction the shells of the globe having different densities, are shrinking unequally. The faster shrinking outer shells exert a pressure upon the inner ones. The fractures were produced by the centrifugal counteraction against this centripetal pressure.

Orogenies take place with periodic recurrence controlled (Kober

14.) by the shortening of the earth's radius. The dilatation must enter therefore also periodically. This is really so:

The Latest Cretaceous Laramian orogeny (contraction) is followed by the sinking of the area (dilatation). The Tertiary, Styrian or Savian orogeny of 4000 metre thick sediments (contraction) is succeeded by the rejuvenation of older fracture lines (dilatation).

The same succession of events was discussed by *Böckh* in his paper dealing with the geology of Iran (6. p. 165.) and he concluded similarly to the idea of pulsation. The idea of pulsation was appropriated even by *Lóczy sen.* (17.) The question is discussed farther in:

Nölke F.: Geotektonische hypothesen 1924.

Joly: The Surface History of the Earth. 1925.

Sitter, W. de: On the Rotation of the Earth and Astronomical Time. (Nature. 1928.) and others.

H₂S—AND CO₂—BEARING SPRINGS ETC.

The area is rather rich in springs which carry hydrogen sulphide and carbonic dioxide. These wells are comprehensively treated by *Wiesner* (55.) All except two wells were represented on the map relying on his data.¹ The newly described springs are:

1. A spring of carbonic dioxide content on the south of Rahó at the letter „p“ of the inscription Glinska patak.

2. A hydrogen sulphide bearing well in the Lopusanka creek near Kőrösmező 800 metres southwards from the northern margin of the map 4773/1. This well lies 250 metre apart from the bed of the creek, where a sole was exposed.

The springs have close connection with the structural relations. *Wiesner's* data may be employed fruitfully at structural investigations. The tectonic importance of the springs was emphasized firstly by *Posewitz* (33.).

Wein (53.) discussed the genesis of some wells of the Polena and Szolyva area containing carbonic dioxide and hydrogen sulphide. He supposes that these two compounds were deriving from the black shales. These formations contain all the materials necessary to the formation of CO₂ and H₂S and the salts dissolved by the spring-water. CO₂ and H₂S were furnished by the pyrite and bitumen content of the black shales.

Author agrees with *Wein* in rejecting postvolcanic genesis of the mineral springs on the area. Dissolved carbonic dioxide and hydrogen sulphide might be yielded by continuous organic decomposition, while dissolved salts by weathering.

¹ On the area of the Miocenic Basin of Upper Tisza, I used the data of Mr. Szentes and Mr. Wein.

The questions of oil prospecting on the area were discussed in an earlier report of the author (45.).

The possibilities of iron ore researches were described by *K. Papp* (24.) and *Gy. Kulhay* (15.). Coal occurrences were represented by *I. Vitális* (52.).

Salt is the most important raw material of the territory which is mined actually. The salt of the Northeastern Carpathians was described recently by *F. Szentes*.

Conclusions

1. The black shales (called previously Audia, Sipot, Lgota or Ligotta beds) held for Barremian, Aptian or Albian, belong to the Lower Eocene as well as the Trochamminoides bearing mottled clays.

2. The evolution of the Northeastern Carpathians: In the Middle and Upper Triassic the territory was land. The transgression of the Pienninic sea took place in the Liassic, later than in the Northern Carpathians where it occurred in the Upper Triassic.

The Sub-Pienninic facies was developed on the territory only in the Malm.

The Upper Cretaceous transgression was retarded too, compared with the western neighbouring area.

These circumstances indicate the structural independence of the Northeastern Carpathians.

This independence is a result of general structural lines crossing Europe and probably Africa too.

The Hungarian Plain lies also between the mentioned structural lines.

This structural independence explains that the Northeastern Carpathians lying between the structural lines which cross the Carpathian Arch near Kassa and Rahó form the most gently sloped and the least elevated section of the Carpathians. These imply the similar evolution of the Northeastern Carpathians and the Hungarian Plain. In this reason it is supposed that the Hungarian Plain extended farther to the northeast and was cut into two parts by the Northeastern Carpathians.

The appearance of Paleogene volcanism along a northeast-southwest directed line from the Northeastern Carpathians to the Venice Mountain, is connected with these structural lines.

The differences of evolution in the Northern, Northeastern and Eastern Carpathians follow from their structural independence. The separation due to structural lines was in the course of the development differently sharp, but the Carpathian Arch as a coherent unit did not exist during its whole past.

3. An epirogenic sinking of 4800 metres is related which might have influenced the succeeding overthrust.

4. The prolongation of the Kowalowka-Smykowce and Cernowitz-Perkowce lines was discovered within the Carpathian Arch.

5. Geologic windows and soles with cores of Krosno beds, were observed. These later were testified by fish relics in the menilitic shales and hieroglyphs occurring in the flanks. These soles indicate that the Magura Nappe overrode almost along 18 kilometres the Krosno beds.

1. *Abel O.*: Vorzeitliche Lebensspuren. Jena G. Fischer 1935.
2. *Andrusov D.*: Etude Geol. de la Zone des Klippes internes des Carpathes occidentales Rozpravý Státního Geol. Ustavu Cesko-Slovenské Rep. IX. Praha 1938.
3. *Andrusov D.*: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen. Mitteilungen der Geol. Ges. in Wien Bd. XXX. 1937.
- 3/a. *Andrusov D.*: Rech. geol. in Russie Subcarpatie. Executer 1932—1934.
4. *Andrusov D.*—*Kuthan M.*: Erläuterungen zur geol. Karte der Slowakei, Blatt Zilina. (4361/2.) Arbeiten d. Slowakischen Geol. Staatsanstalt. Heft 10. Bratislava 1944.
5. *Böckh H.*: Lóczy Lajos és a magyar geológia. Földrajzi közl. LVIII. 1930. Budapest.
6. *Böckh H.*—*G. M. Lees, F. D. S. Richardson*: Contribution to the Stratigraphy and Tectonics of Iranian Ranges. In The Structure of Asia edited By I. W. Gregory. Methuen et Co. Ltd. London.
7. *Bulla B.*: A Nagyg, a Talabor és a Tisza terraszai. Földrajzi Közöly. 1940. LXVIII. 4. Budapest.
8. *Földvári A.*: Hozzászólás Pávai-Vajna F.: A Felső Izavölgy környékének geológiájához. Beszámoló V. 1944. Bpest.
9. *Friedl K.*: Polen. Das Erdöl. Zweite Aufl. II. Bd. zweiter Teil Leipzig. 1930:
10. *Göttinger G. és H. Becker*: Zur geol. Gliederung des Wienerwaldflysches. Jahr. d. geol. Bundesanst. LXXXII. 1932. Wien.
11. *Horusitzky F.*—*Wein Gy.*: Uzsok és Luh környékének földtani viszonyai. M. kir. Földt. Int. Évi Jelentése az 1939. évről. (Kézirat.)
12. *Kéz A.*: A Felső-Tisza és a Tarca terraszai. Földrajzi Közl. 1940. LXVIII. k. 3. Budapest.
13. *Kolber L.*: Das Alpine Europa. Berlin 1931.
14. *Kulhay Gy.*: Jelentés a Bilke—Szajkófalva-környéki felvételtől 1939. nyarán. M. kir. Földt. Int. Évi Jelentése az 1939. évről. (Kézirat.) Budapest.
15. *Lóczy L.*: A Balaton környékének geomorfológiája. Term. Tud. Közl. Pótfüzet. 1913. XLV. Budapest.
16. *Lóczy L.*: Geologische Studien im W. Serbien. M. Tud. Akad. Balk, exp. ered. II. k. Berlin és Leipzig 1924.
- 16/a. *Lóczy L.*: Összehasonlító szemlélődések stb. Földt. Közl. XLVIII. köt. 7—9. füz. 1918. p. 234. Budapest.
17. *Majzon L.*: Adatok egyes kárpátjai flis-rétegekhez, tekintettel a Globotruncanákra. M. kir. Földt. Int. Évkönyve. XXXVII. k. 1: füzet, Budapest:
18. *Matejka A.*—*Andrusov D.*: Contribution à la connaissance de la géologie du flysch des bassins de la Latorica et de la Vica en Russie Subcarpathique. Vestnik. Vol. VII. 1931. Praha.
19. *Matejka A. et Zelenka*: Contribution à la connaissance de la géologie des environs de Jasina en Russie subcarpathique. Vestnik VIII. Praha.
20. *Niggli P.*: Der Taveyanasandstein u. d. Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 2.
21. *Nowak I.*: Die Geologie der polnische Ölfeder. Schriften aus dem Gebiet der Brennstoff-Geol. 3. H. Stuttgart.
22. *Papp K.*: A Magyar Birodalom vasérc- és kőszénkészlete. A m. kir. Földt. Int. Kiadványai. Budapest, 1916.
23. *Posewitz T.*: Jelentés az 1887. évben Körösmező környékén végzett részletes földtani felvételtől. M. kir. Földt. Int. Évi Jelentés 1887-ről. Budapest, 1888:
24. *Posewitz T.*: A Fekete Tisza területe. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1888-ról. Budapest.
25. *Posewitz T.*: A Fehér Tisza területe. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1889-ről. Budapest.
26. *Posewitz T.*: A Tisza vidéke Usteritétől Chemeleig, Rahó és Terebusa köz-

ségek közt. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1890-ről. (Máramarossziget vidéke. Magyarázatok.) Budapest.

27. *Posewitz T.*: Körösmező és Bogdán vidéke. Magyarázatok a 12. és 13. Z. XXXI. rov. felső lapokhoz. Budapest.

28. *Posewitz T.*: A Szolyva és Volóc közötti hegyvidék Bereg vármegyében. M. kir. Földt. Int. évi Jel. 1902-ről. Budapest, 1903.

29. *Posewitz T.*: Polena környéke Bereg megyében. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1904-ről. Budapest.

30. *Posewitz T.*: Gyertyánliget (Kabola-Polena) vidéke. Magyarázatok. 1910. Budapest.

31. *Posewitz T.*: A körösmezői petróleumterület. M. kir. Földt. Int. Évk. XI. Budapest.

32. *Posewitz T.*: Das Petroleumgebiet von Körösmező. Mitteilungen. Geolog. Anstalt Band XI. 1897—1898. Budapest.

33. *Posewitz T.*: A Branyiszko-hegység délnyugati része Sztatvin és Vojkóc táján. Évi Jel. 1908. Budapest, 1910.

34. *Posewitz T.*: Hegyvidéki országos felvételek. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. az 1911. évről.

35. *Simon B.*: La carte seismologique du Bassin Hongrois. Földt. Közl. LXIX. 1—3. 1939. Budapest.

36. *Sujkowski Zb.*: Les series de Szopot dans les Karpates Polonaises orientales. Travaux de service géologique de Pologne Vol. III. Livre. 2. Warsawa, 1938.

37. *Sümeğhy J.*: A Tiszántúl Magyar Tájak földtani leírása. VI. Budapest, 1944.

38. *Swidzinski H.*: Remarques sur la structure des Karpates flyscheuses. Bull. de Serv. Géol. de Pologne. Vol. VIII. Livre. 1.

39. *Szédeczky—Kardoss E.*: Előzetes jelentés a máramarosi vasércelőfordulásokon 1939. szeptember első felében végzett bányageológiai kutatásokról. M. kir. Földt. Int. Évi Jel. 1939. (Kézirat.)

40. *Szalai T.*: Eine paläogene vulkanische Kette entlang der «o»-Linie des Ungarischen Internid. (Zentralblatt f. Min. etc. Jahrbuch. 1938. Abt. A; No: 3.)

41. *Szalai T.*: Földtani szelvény a Fekete Tisza, a Tarac és a Talabor mentén. Beszámoló. M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1943.

42. *Szalai T.*: Rétegtani és hegyszerkezeti tanulmányok Körösmező környékén. M. kir. Földt. Int. 1941—42. Jelentése. Budapest.

43. *Szalai T.*: Szolyva környékének földtani viszonyai. Beszámoló. M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1944.

44. *Szalai T.—Szentés F.*: Földtani tanulmányok Kárpátalján. Beszámoló. M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1940.

45. *Szebényi L.*: Gánya környékének földtani viszonyai. Beszámoló. M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1945.

46. *Szentés F.*: A felsőtiszta miocén medence összefoglaló képe. Beszámoló. M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1942. 2. füzet.

47. *Teisseyre W.*: Versuch einer Tektonik des Vorlandes der Karpathen in Galizien und in der Bukovina. Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt No. 15. 1903, Wien.

47/a. *Vacek M.*: Beitrag zur Kenntnis der mittelparthischen Sandsteinzone. I. der k. k. Geol. Reichsanst. XXXI. 1881. Wien.

47/b. *Vitális L.*: A visszatért Felvidék és Kárpátalja szénelőfordulásai. Bányászati és Kohászati Lapok. LXXIII. évf. 2. sz. 1940.

48. *Wein Gy.*: Polena és Szolyva környékének gyógyvizei és azok keletkezése. Beszámoló a M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1941. III. k.

49. *Wein Gy.*: Földtani szelvény az Ung mentén. Beszámoló a M. kir. Földt. Int. Vitaüléseinek Munkálatairól. Budapest, 1943. V. k.

50. *Wiesner F.*: Vodstvo a Minerální Prameny zeme Podkarpatské. Užhorodě Nákladem Vlastním — Tiskem «Politiky» V. Praze.

ÁBRÁK JEGYZÉKE

	Oldal
1. Ideális rétegszelvény	4
2. Trochamminoideses képződmény Ripinyetől ÉNy-ra	11
3. Trochamminoideses képződmény Óholyatintól ÉK-re	13
4. Palaeobullia kúszási nyoma	17
5. Márga-, homokkő csoport Körösmező, Trochna Velkitől É-ra, az út mellett	18
6. Menilitpala a Nagygág balpartján	20
7. Krosnoi és Magura üledékek morfológiai képe	22
8. Krosnoi képződmény iszkai feltárása	23
9. Az EK-i Kárpátok földtörténeti fejlődésének mozzanatai	25
10. Szerkezeti vonalak	28
11. Földtani szelvények	30
12. Földtani térkép	124

LIST OF FIGURES

	Page
1. Theoretical stratigraphical section	4
2. Exposure of the Trochamminoides bearing beds on the northwest of Repenye	11
3. Exposure of the Trochamminoides bearing beds on the northeast of Óholyatin	13
4. Creeping traces of Palaeobullia	17
5. Exposure of the Group of merls and sandstones on the north of Trochna Velki along the road (near Körösmező)	18
6. Menilitic shales on the left side of the Nagygág river	20
7. Morphological appearance of the Krosno and Magura beds	22
8. Exposure of the Krosno beds near Iszka	23
9. Graph. representing the epirogenic and orogenic evolution of the North eastern Carpathians	25
10. Structural lines	28
11. Geological sections	30
12. Geological map.	124

TARTALOMJEGYZÉK

	Oldal
Bevezetés	3
Centralida	4
Kristályos palák	4
Mezozoós képződmények	5
Triász	5
Alsótriász vulkánosság	6
Jura	6
Externida	7
Magura-takaró	7
Szirtek	7
Szirtburok	7
Paleogén vulkánosság	8
Eocén	9
Centrális depresszió	19
Felső eocén	19
Alsó oligocén	19
Középső és felső oligocén	21
Pannoniai andezitek	24
Holocén, pleisztocén, pliocén terraszok	25
A terület fejlődésmenete	25
Szerkezeti viszonyok	28
Pulzáció	34
Kénes és szénsavas források	34
Főbb eredmények	35
Irodalom	64
Ábrák jegyzéke	67

CONTENS

	Page
Introduction	37
Centralids	38
Crystalline schists	38
Mesozoic formations	39
Externids	39
Magura nappe	39
Klippes	39
Envelop of the klippes	40
Paleogene volcanic activity	41
Eocene	42
Central depression	48
Upper Eocene	48
Lower Oligocene	49
Middle and Upper Obligocène	49
Pannonian andesites	51
Pliocene, Pleistocene and Holocene terraces	52
Geological evolution of the territory	52
Structure of the territory	55
Pulsation	60
H ₂ S and CO ₂ bearing springs	61
Conclusions	62
Bibliography	64
List of figures	66

DDK 167°
SSE

347° ÉÉNY
NNW

Bosnieška

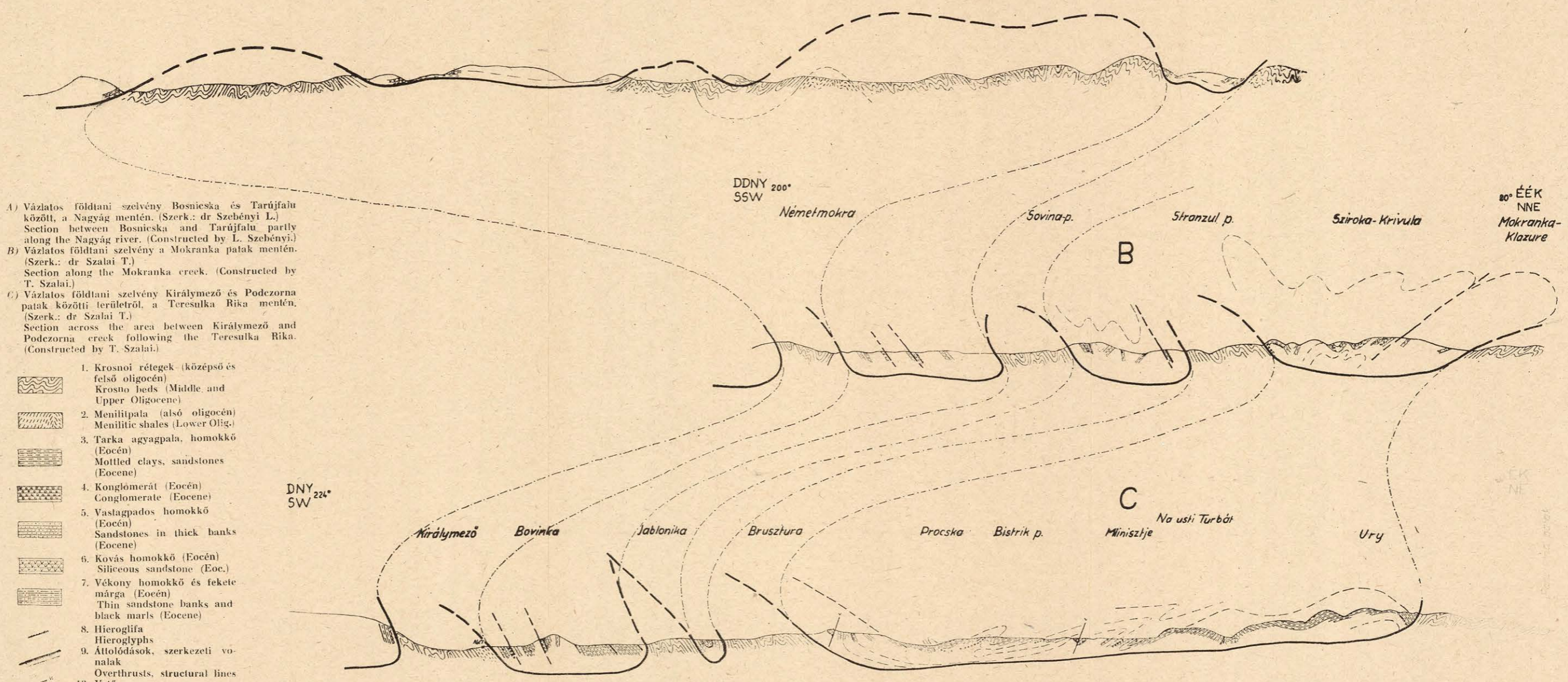
Ökörmező

Szalonya

Majdánka

A

Tarújfalu



- A) Vázlatos földtani szelvény Bosnieška és Tarújfalu között, a Nagyg mentén. (Szerk.: dr Szebényi L.)
Section between Bosnieška and Tarújfalu partly along the Nagyg river. (Constructed by L. Szebényi.)
- B) Vázlatos földtani szelvény a Mokranka patak mentén. (Szerk.: dr Szalai T.)
Section along the Mokranka creek. (Constructed by T. Szalai.)
- C) Vázlatos földtani szelvény Királymező és Pödeczorna patak közötti területről, a Teresulka Rika mentén. (Szerk.: dr Szalai T.)
Section across the area between Királymező and Pödeczorna creek following the Teresulka Rika. (Constructed by T. Szalai.)

1. Krosnoi rétegek (középső és felső oligocén)
Krosno beds (Middle and Upper Oligocene)
2. Menilitpala (alsó oligocén)
Menilitic shales (Lower Olig.)
3. Tarka agyagpala, homokkő (Eocén)
Mottled clays, sandstones (Eocene)
4. Konglomerát (Eocén)
Conglomerate (Eocene)
5. Vastagpados homokkő (Eocén)
Sandstones in thick banks (Eocene)
6. Kovás homokkő (Eocén)
Siliceous sandstone (Eoc.)
7. Vékony homokkő és fekete márga (Eocén)
Thin sandstone banks and black marls (Eocene)
8. Hieroglifa
Hieroglyphs
9. Áttolódások, szerkezeti vonalak
Overthrusts, structural lines
10. Vető
Faults
11. Összelartozó rétegek
Connexion of the layers
12. Sósforrás
Saline well

11. ábra. Földtani szelvények. Fig. 11. Geological sections.

A KÁRPÁTOK ÉS ÁLTALÁBAN A LÁNCHEGYSÉGEK SZERKEZETÉNEK GEOMECHANIKAI SZINTÉZISE

Írta: DR SCHMIDT ELIGIUS RÓBERT

Már a merev rögök és táblák, az u. n. kratogének szerkezetének tanulmányozása során kimutathattam azt, hogy míg az orogénekre a csapásmenti, tehát a hegyképzőerőre merőleges tektonikai irányok a jellemzőek, addig a kratogénekben a hátóerőre átlós ú. n. főcsúsztató síkok, ill. az azok mentén kialakult törésvonalak az uralkodóak.

A kratogének esetében fenti mechanikai szabály általános érvényűségét, sőt törvényszerű voltát több tanulmányomban igazoltam. Ezek során kimutattam a merev testekre érvényes átlós töréses tektonika szerepét számos geológiai jelenség létrejöttében. Így a kőzeteket átjáró diaklázisok s jellegzetes rácsszerkezetűk, a vető- és hasadékkrendszerek, valamint ércikitöltéseik esetében, a széntelepek elválási lapjainak, a barlangjáratok, egyes vízhálózatok, továbbá sóbányáink pillér- és falrepedéseinek keletkezésében. Láttuk e hegyszerkezet szerepét Magyarország bányászati súlyvonalának és energiatengelyének kialakulásában, a tiszántúli gázmezők elhatárolásában, a gáz és víz földalatti vándorlásában, az Alföld geothermikus grádiensének kialakulásában, Csonka-Magyarország egész morfológiájának létrejöttében, országot alakító voltát Itália esetében, kontinensformáló erejét földrészeink háromszög alakjában, sőt valószínű érvényesülését más bolygók felszínének kialakításában, mint pl. a Mars-csatornák esetében is.

Míndezekben a geológiai jelenségekben, a hegyképzőerő irányát átlósan keresztelő főcsúsztató síkok hatását láthatjuk. Ezek domináló szerepe a Föld arculatának kialakításában tehát nyilvánvaló.

De természetesen más mechanikai igénybevételre visszavezethető rupturális formákkal is találkoztunk a kratogénekben. Így pl. forgatónyomaték okozta elválásokkal a krétakori hegyképződés idején a magyar közbenső tömegben, egyszelvénvű nyírás okozta deformációval a Hernád-törésvonal esetén, kétszelvénvű nyíróigénybevételre ke-

letkezett diszlokációkkal a Föld egész szilárd kérgét Afrika mentén É-D irányban átszelő nagy törésvonalak esetében. Vizsgálataim szerint tiszta húzóigénybevételre utal a Laurázia és Gondwana közötti geoszinklinálisok formája, az alpi orogén bölcsőjét képező tenger-vályuk elhelyezkedése és lefutási iránya, hajlítással kapcsolatos húzóigénybevételre utal a Vörös-tenger, a Rajna-árok keletkezése, a só-törmzseinkkel kapcsolatban fellépő tektonikai és morfológiai formák, valamint ezek egymáshoz való viszonya, a dolinák és poljék keletkezése stb.

Az utóbb felsorolt igénybevételek azonban, bár nem ritkák, mégis inkább helyi jelentőségűek a kratogéneknél. Létrehozott formáik éppen ezért nem olyan általánosak és jellegzetesek a merev táblákra, mint a fennebb tárgyalt, nyomás okozta átlós diszlokációk.

A kratogén tektonikával szemben áll az orogének tektonikája. Itt is a nyomás okozta deformációk a leggyakoribbak, de egyben a legszembetűnőbbek is. A nyomással való ok és okozati összefüggésük felismerése ezért már régi keletű és igen behatóan tanulmányozott. Az idetartozó hegyszerkezeti formák és elemek azonban a hegyképzőerőre nem átlósak — mint a kratogéneknél — hanem mindig merőlegesek rá. Így: a redők, az antiklinálisok és szinklinálisok tengelyei, a völgyek és a vízvázalató gerincek, a képződmények csapásirányai, az egyes rétegek határai, a takarók homlokvonalai, a flexurák, az áttolódási síkok, a törések és vetők csapásirányai — addig, amíg egyenes nyomásra bekövetkezett gyűrődésről van szó — mind merőlegesek a hegyképző erő irányára és csak akkor torzulnak el, ha létrehozásukban a nyomáson kívül, más igénybevétel vagy geológiai tényező is szerepel, esetleg ha a nagymérvű nyomóigénybevétel a gyűrődés befejezte és az anyag plaszticitásának elvesztése után még mindig tartott, vagy újra éledt. Utóbbi esetben az orogén, a törések szempontjából már kratogén módjára viselkedik; nevezetesen átlós törések keletkeznek benne.

A Föld szilárd kérgében fellépő feszültségek és a hegyképző erők azonban nemcsak nyomásra vették igénybe az orogéneket, ill. nem csak ennek segítségével alakították ki, hozták létre a lánchegységeket. Különösen jól figyelhető ez meg, ha az orogének szerkezetét és mechanizmusát nem csak profilokban, hanem regionálisan is tanulmányozzuk. Kitűnően alkalmasak ily irányú szemlélődésre a mediterrán lánchegységek. Egyrészt, mivel a legismertebbek, de főképp mivel itt találjuk az alpi orogén legerősebben, valósággal hurokszerűen ívelt szakaszait.

Geomechanikai szemlélődésünket éppen ezért a Kárpátokon kezdjük, az Alpokon folytatjuk, majd az ott szerzett tapasztalatokat, megfigyeléseket és esetleg felismerhető törvényszerűségeket az alpi orogén többi tagjain ellenőrizzük és ha lehet kiszélesítjük.

Előljáróban azonban még néhány általános gondolatot kell megbeszelnünk.

Abban ma már egységes a geológusok felfogása, hogy az alpi orogén felgyűrését egy délről észak felé ható — és pedig az afrikai

tömb északra hatolásából származtatott — nyomás idézte elő. Ugyanakkor azonban a mediterrán lánchegységek sajátságos, hurokszerű íveltsége tekintetében még nagyon is szétágazóak a vélemények.

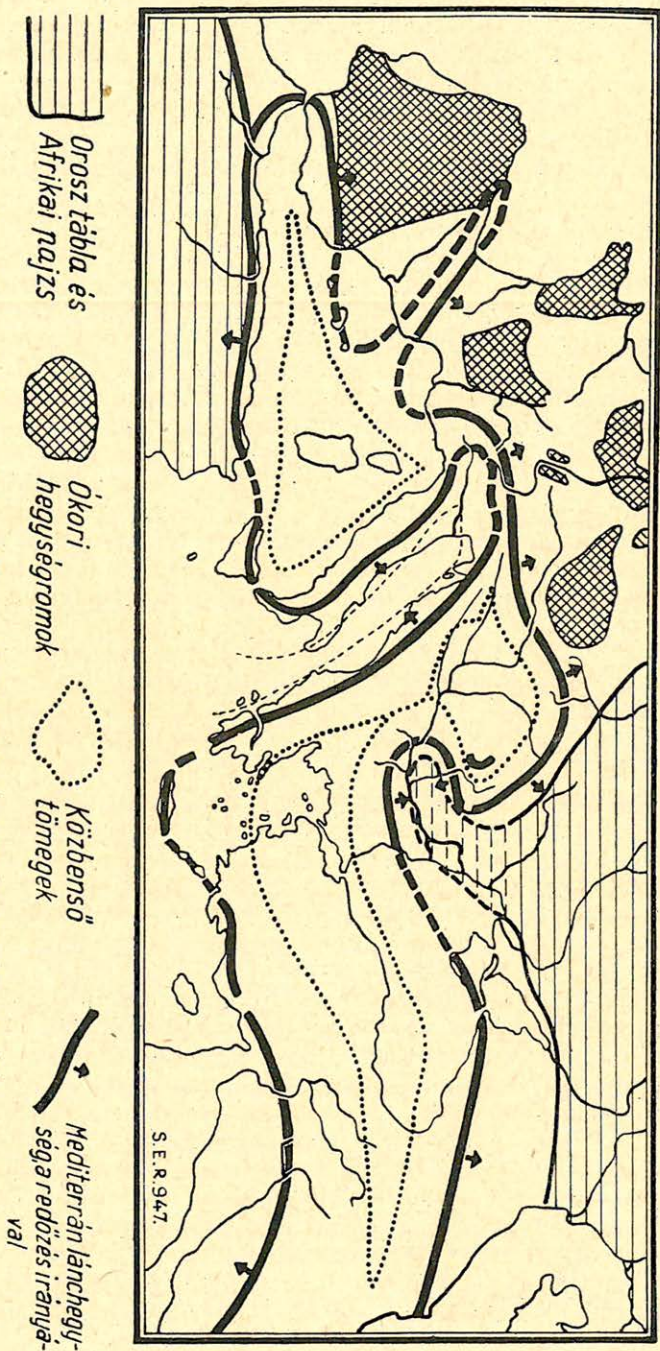
Pierre *Termier*, Emilie *Argand* és Rudolf *Staub* szerint a lánchegységek ívei nem jelentenek hajlítói igénybevételt, miután közel azonos elképzelésük szerint ezek úgy keletkeztek, hogy délről északra töduló tömegek, egyes ellenálló pillérek között, mintegy ráhőmpölyögtek az előtérre. Így *Argand* az Alpok és Kárpátok együttes ívében egy redőnyalábnak a francia és a kimmériai tömb által kétoldalt lefékezett nagyarányú előresiklását, mintegy az előtérre való ráözönlését látja.

Egészen más felfogást vall *Ampferer* és hozzá hasonló nézetben van *Kossmat* is.

Ampferer a mediterrán lánchegységöv sajátságos íveltségének magyarázatánál az alpi orogén — ma már általánosan helyesnek elismert — *Kober*-féle fogalmazásából indul ki. (1. sz. ábra.) És felteletezi, hogy itt eredetileg két K-Ny-i irányban közel párhuzamosan haladó hegyláncolatról volt szó, amelyeket a mai közbenső tömegek egykor összefüggő, egészen más felépítésű és viszonylag merev föld-sávja választott el egymástól. Horizontális és nyilván K-Ny-i irányúnak elképzelt kihajlásra véve igénybe ezt a háromrészes kéregsávot, a merev, középső mezőny erős deformációja várható. Ez a mezőny a kihajlásnak megfelelően, hol el fog keskenyedni, hol ki fog szélesedni. Az éles hajlatokban a középső mezőny teljes összenyomódására kerülhet sor, mint például szerinte az Alpokban, ahol az Északi és Déli Alpok oly közel kerültek egymáshoz, hogy a közbenső tömeg már csak sebhely formájában van meg, vagy erős kiszélesedésére, mint például a magyar medence-csoport esetében. A középső mezőnynek ez az elkeskenyedése, ill. kiszélesedése természetesen csak nagymérvű anyagvándorlás mellett mehet végbe. Ezért *Ampferer* főképp a mélyben végbemenő és a nyomott övek alól a kiszélesedő húzott övek felé tartó nagy anyagáramlást tételez fel. Ennek a végbement nagy anyagvándorlásnak bizonyításaként felhossa, hogy a nehézségi mérések a centrális Alpok alatt anyaghiányt, míg kelet felé, a magyar Alföld felé egyre növekvő anyagtöbbletet mutattak ki. A magyar medence-csoport fiatal vulkanizmusát is a fentvázolt erőhatás következtében felritkult kéregrézszakadásaiba feltóduló magma-működéssel magyarázza. Miután az Alpokban a hajlításnál fellépő külső: húzott, középső: neutrális és belső: nyomott öv nyomait nem ismerte fel, feltételezi, hogy a kihajlásra való igénybevétel nem a hegylánc egészét érte, hanem szálanként, úgy, hogy azok külön-külön egymás mellett elcsúszhattak.

Az *Ampferer*-féle fenti kéregmozgási elmélettel kapcsolatban felhozható ellenvetéseimet, — anélkül, hogy teljességre törekednék, vagy az alapgondolat helyességét kétségbevonám — a következőkben foglalhatom össze.

Valószerűtlen és mechanikailag semmiképpen sem indokolható két egymással sokezer kilométeren át párhuzamosan haladó tenger-



1. sz. ábra. Az alpi orogén mediterrán lánchegységei (Kober értelmezése szerinti).
 Abb. 1. Die mediterranen Kettengebirge des alpinen Orogens (im Sinne Kobers).

vályúból felgyűrődött lánchegység feltételezése. Ez még a Kober-féle hegyképződési elmélettel, a „merev tömegeket“ körülölelő „orogén gyűrűkkel“, sem pedig az előbbivel egyébként azonos, *Ampferer*-féle „rög és redőgyűrű“ elmélettel sem magyarázható.

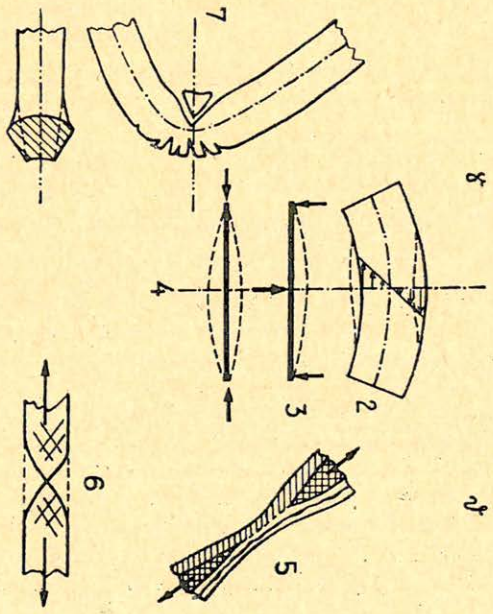
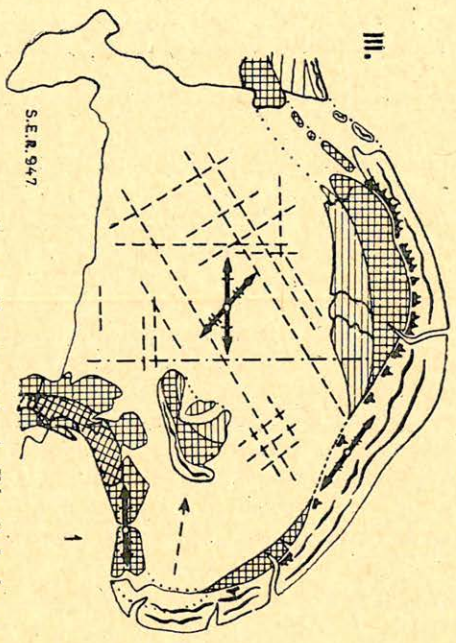
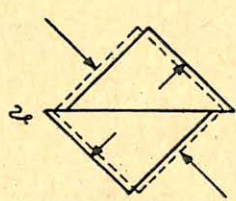
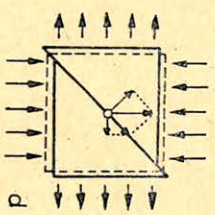
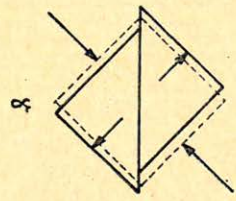
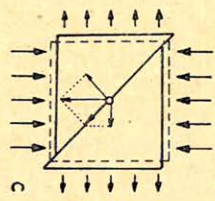
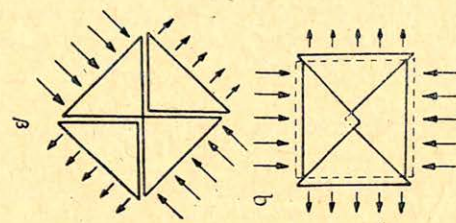
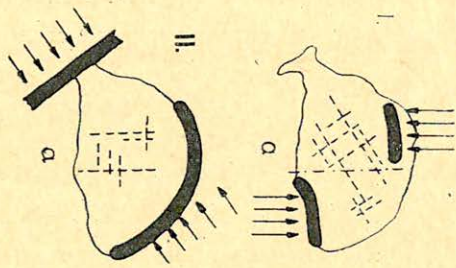
A mediterrán lánchegységek bölcsőjét képező tengervályuk — csakúgy, mint az általuk körülhatárolt közbelső tömegek — a kontinensek *Staub-féle*, az equator, majd újra a pólusok felé tartó mozgásából, ill. e mozgás nyomán bennük meridionális irányban, váltokozva fellépő nyomásra, ill. húzásra keletkeztek. Éspedig ezen igénybevételek folytán a kontinensekben szükségszerűen kialakuló, egymást keresztező u. n. csuszamlási felületek mentén. Ugy miként azt régebbi elképzeléseim alapján az 1944-ben megjelent Geomechanikai tanulmányaimban egyébként részletesen is kifejtettem. Az alpi orogén jellegzetes, hurokszerűen ívelt alakjának fővonásai tehát már a geosinklinálisok keletkezésekor adva voltak és az alpi hegyképződéskor dél-északi irányban ható, az orogént felgyűrő hegynyomásra csak szűkebb térre szorítottak és ezzel élesebben rajzolódtak ki. Nem kell tehát a redőzést előidéző meridionális irányú hegyképző erőre, utólag 90° szöggel elfordított, vagyis equatoriális irányú erőhatást feltételeznünk ahhoz, hogy az orogén hurokszerű formáját kapjuk. Utóbbi erőnek egyébként is elképzelhetetlenül nagyra kellett volna lennie ahhoz, hogy az orogénnal együtt a középső mezőny deformálódásával kapcsolatos nagy anyagvándoroltatást is létrehozhasa. Eltekintve attól, hogy ez a folyamat a lánchegységek külső előtereit képező kratogének egyidejű deformálása nélkül nem is mehetett volna végbe. És nem szólvá arról, hogy az orogén hurokszerű görbültsége és undulálása folytán a szálaknak egymás melletti nagyobb mérvű elcsúszásához még az elméleti lehetőség sem volt meg.

A centrális Alpok és a magyar medence-csoport közötti nehézségi erő-különbség megmagyarázására elegendő az Alpok fel- és mélységbe gyűrődéséből származó, tehát lényegileg vertikális irányú magma-eltolódás és az ebből eredő laterális migráció. Nem kell tehát a középső mezőny szilárd kéregrésztetének — különben is nehezen elképzelhető — nagyarányú horizontális eltolódását, kisajtolódását feltételeznünk.

Az Alpok alatti nehézségierő-hiány az izosztatikus korrekciók elvégzése után különben is lényegesen kisebb, mint azt eredetileg gondolták.

A Kárpátok merész íve sokkal nagyobb hajlító és nyomóigénybevételről tanuskodik, mint az Alpok lényegesen enyhébb íveltsége, anélkül, hogy magjából a közbelső tömeg kiszorult volna.

Felfogásom szerint tehát a mediterrán lánchegységek geosinklinális csatornáin régi, de legalább is a variszki hegyképződés ideje óta kialakulóban lévő hegyszerkezeti formák mentén fejlődtek ki. Ezekből az üledékgyűjtő tengervályukból az alpi orogént a hegyképző erő délről észak felé ható nyomása gyűrte fel, mind szűkebb térre szorítva össze a geosinklinálist és még plasztikus közeit, majd tovább



2. sz. ábracsoport. A Kárpátok és nyugati központosított hegyszerkezeti kialakulásának geometriai, mechanikai és geotektonikai fejlődését szemléltető vázlatok. A vázlatok a Kárpátok és nyugati központosított hegyszerkezeti kialakulásának geometriai, mechanikai és geotektonikai fejlődését szemléltetik.

2. sz. ábracsoport. A Kárpátok és magyar közbenső tömeg hegyszerkezeti kialakulásának geomechanikai sémái.

I. a. A krétakori hegyképződés sémája. Az Északi Kárpátokban a kristályos maghegységek kettős övét és a Déli Kárpátokat felgyűrő hegyképző erő, forgatónyomatéokra és nyírásra veszi igénybe a közbenső tömeget (a Tisiát). A forgatónyomaték nyomássá alakul át az elfordulni nem tudó közbenső tömegben, amelyben az erő irányára átlós, u. n. hossz- és haránt-törések keletkeznek.

(A forgatónyomaték miként való átalakulását és a nyíróerő hatását lásd részletesen Schmidt E. R.: A magyar közbenső tömeg töréses szerkezete. Debreceni Szemle. 1931 júniusi számában és Eine theoretisch-mechanische Deutung der europäischen Bruchsysteme. Neues Jahrbuch für Mineralogie etc. Beil. Bd. 67. Abt. B. 1932 S. 413—437. 8—18. ábráin.)

b.—d. A D—É irányú hegyképző erő következményei és átalakulása a közbenső tömegben.

II. α. A harmadkori hegyképződés sémája. β — δ. A hegynyomás átalakulása a közbenső tömegben.

III. 1. A Kárpátok és a magyar közbenső tömeg változatos mechanizmusa. A vastag nyílak a közbenső tömeg (I. b—d ill. II. β — δ szerinti) tágulási irányát és a Kárpátok megfelelő szakaszaiban húzó-igénybevétellel való átalakulását jelképezik. A szakadozott nyíl a Kárpátok ívéből kinyíródott Bihar-hegycsoport mozgási irányát jelzi. 2—3. a hajlítóigénybevétel, 4. a kihajlásra való igénybevétel, 5—6. a húzóigénybevétel sémája. 7. a hajlító (esetleg kihajlásra való) igénybevétel következményei, merev, rideg anyagban.

*

Abbildungsgruppe 2. Die geomechanischen Schemen zur geotektonischen Entwicklung der Karpaten und der Ungarischen Zwischenmasse.

I. a. Schema der kretazischen Gebirgsbildung. Die gebirgsbildende Kraft, die die doppelte Zone der kristallinen Kerngebirge in den Nördlichen Karpaten sowie die Südkarpaten aufgefaßt hat, nahm die Zwischenmasse (die Tisia) auf Drehmoment und Scherung in Beanspruchung. Das Drehmoment geht in der Zwischenmasse, die sich nicht drehen kann, in einen Druck über. Daraufhin entstehen in der Zwischenmasse diagonal zu der Krafrichtung die sog. Längs- und Querbrüche.

(Die Art der Verwandlung des Drehmomentes und die Auswirkung der Scherkraft siehe detailliert in E. R. Schmidt: A magyar közbenső tömeg töréses szerkezete — Die Bruchstruktur der ungarischen Zwischenmasse — Debreceni Szemle, Juni-Nummer 1931 und in Eine theoretisch-mechanische Deutung der europäischen Bruchsysteme. Neues Jahrb. f. Min. usw. Beil. Bd. 67. Abt. B. 1932, S. 413—437. Fig. 8—18.)

b—d. Folgen der gebirgsbildenden Kraft und ihre Umwandlung in der Zwischenmasse.

II. α. Schema der tertiären Gebirgsbildung.

β—δ. Die Umwandlung des Gebirgsdruckes in der Zwischenmasse.

III. 1. Der mannigfaltige Mechanismus der Karpaten und der Ungarischen Zwischenmasse. Die dicken Pfeile zeigen die Ausdehnungsrichtung der Zwischenmasse (nach I. b—d., bezw. II. β—δ) und ihre Umwandlung in Zugbeanspruchung in den entsprechenden Zonen der Karpaten an. Der gestrichelte Pfeil zeigt die Bewegungsrichtung der aus dem Karpatenbogen durch Scherung ausgeschiedenen Bihargebirgsgruppe, 2—3. Schema der Beanspruchung auf Biegung, 4. auf Knickung, 5—6. auf Zug, 7. die Folgen der Beanspruchung auf Biegung (eventuell auf Knickung) in einer starren, spröden Masse.

hatván, a kialakult és tömörülés folytán egyre merevebbé váló redőnyalábokat — a régi masszívumok által képviselt helyi ellentállásoknak megfelelően — hol hajlító, hol húzó, hol nyíró igénybevétellel a mai alak felvételére kényszerítette.

De nézzük közelebről az egyes orogén ágakat és vizsgáljuk meg, felismerhetők-e azokon azok a jelenségek, amelyek a mai alakjuk létrehozásához szükségelt és feltételezett mechanikai igénybevétel ismertető jelei.

A Kárpátok hatalmas, hurokszerű íve nem egységes. Már geometriai alapon is több szakaszra bontható. Az Északi Alpokból kiágazó Nyugati Kárpátok íve homorú oldalával a Cseh masszívum felé fordul. Majd ellentétes görbülettel az Északi Kárpátok íve következik. Ez folytatólagosan a Keleti és Déli Kárpátok alkotta, Erdély délkeleti sarkában erősen nyomott ívébe megy át. Végül az a szabályos patkóalak következik, amellyel a Déli Kárpátok a Balkán hegységbe ívelnek át.

Hajlításra igénybevett tartók külső övében húzó, belső övében nyomó feszültség lép fel, míg az őket elválasztó ú. n. neutrális tengely feszültségmentes. (2. sz. ábracsoport III/2. sz. ábra.). A húzott övben befűződés, anyagritkulás és szakadás, a nyomott övben tömörülés, végső esetben törés és anyagtorlódás következik be. Ezzel szemben a neutrális tengelyben fekvő, feszültségmentes szálak eredeti hossza nem változik, tehát rupturális deformációt nem szenvednek. Illetve, miután a neutrális tengely a valóságban csak egy elméleti vonal, amelytől távolodva a feszültségek úgy ki, mint befelé folyamatosan nőnek, a gyakorlatban inkább egy keskeny középső övről beszélhetünk, amelyben a feszültségek és így a rupturális deformációk is a legkisebbek lesznek.

Utóbbi esettel mingyárt a Nyugati Kárpátokban találkozunk. Ott jóformán csak a keskeny középső öv van meg, míg a külső öv teljesen, a belső öv pedig nagyrészt hiányzik. (L. a 2. sz. ábracsoport III/1. és a 3. sz. ábrát.)

A középső övet a Lajta hegység, a Hainburgi kis tömzs, majd a Kis Kárpátok kristályos vonulata képviseli. Haránt törések szabdalják fel, folyók (Lajta, Duna) szelik át ezt is — hiszen nem eszmei vonalról, hanem 10—15 km széles övről van szó — de nem oly mértékben, hogy az összefüggésük követhető ne lenne.

A külső, főképp kristályos kőzetekből álló öv, amely eredetileg kb. a Köszeget és Nyitrát összekötő vonalig terjedt, nyilván a húzó-igénybevétel következtében elszakadozott, majd a magyar medencecsoport utolsó nagy lezökkenésével a mélybe süllyedt. Kőzeteit a mihályi-i (Kapuvár mellett) és a mosonszentjánosi szénhidrogénkutató mélyfúrások közvetlenül a pannontakaró alatt 1602 m, ill. utóbbi esetben a 2564-től szereplő felső miocén alatt, 2651 m mélységben találták meg.

Hasonló az eset a nyomott övben. Itt a homokkő vonulat töredezett össze és süllyedt le utólag a mélybe, miként azt a bécsi medence

és a morvamezei szénhidrogénkutató fúrások tanúsítják. Hogy ebből a lényegesen kisebb szilárdságú kőzetekből álló övből aránylag több maradt a felszínen, míg a hajlítás szempontjából külső öv nagyobb szilárdságú kristályos palából jóformán semmi, annak többek között oka lehet az is, hogy a kőzetek nyomószilárdsága messze felülmulja szakítószilárdságukat.

Ugyanígy kimutathatók a hajlítóigénybevétel nyomai az Északi Kárpátokban is.

Az Északi Kárpátokban lényegében öt övet lehet megkülönböztetni. És pedig kívülről befelé: a homokkő- vagy flis övet,

a különböző mészkővekből álló ú. n. belső szirt övet,

a főképp kristályos kőzetekből (gránit és kristályos palából) álló maghegységek kettős övét és

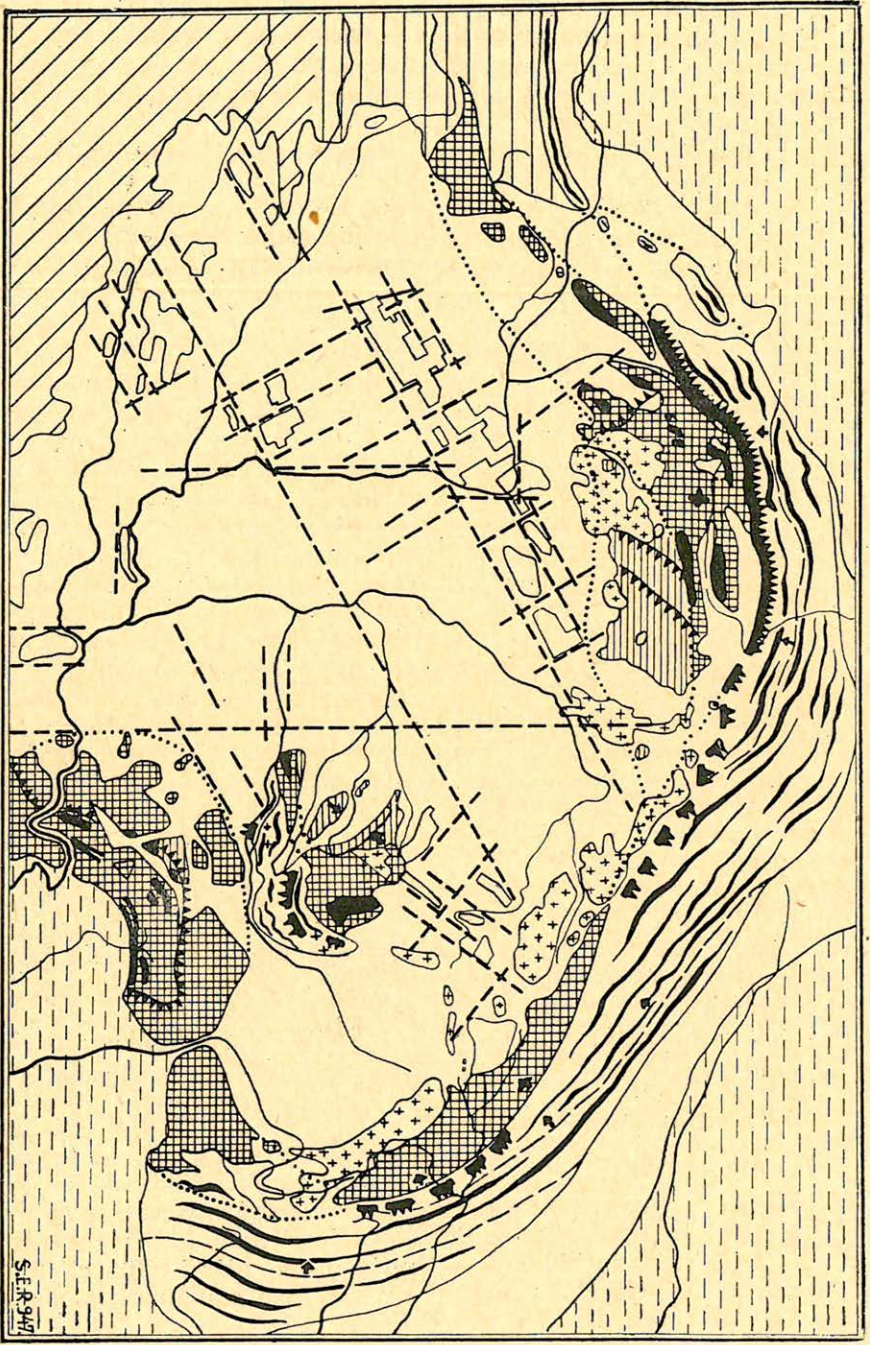
az őskőzetekből álló belső övet.

Ezekben belül helyezkedik el hatodik övként a belső vulkáni hegycsozorú, de ez már nem tartozik szorosan a Kárpátok hegyszerkezetéhez.

Hajlítás szempontjából kétségtelenül a külső, húzott övben fekvő 60—100 km széles flis-öv szerkezetéről — azonkívül, hogy 20—30 kilométeres áttolódási távolságokkal bíró hatalmas takaróredők (Magura és Krosno) építik fel — aránylag keveset tudunk. Ami nyilvánvalóan az övet felépítő s aránylag képlékeny kőzetek nagy egyhangúságának és így tektonikailag nehezebben tanulmányozható voltának tudható be. Mechanikai szempontból, helyzetéből kifolyólag azonban nem lehet vitás, hogy a szakítási formáknak itt is meg kell lenniök. Erre utal egyébként és többek között az a térképvázlat is, amelyet *Szalai* Körösmező környékéről készített és ahol a Fekete Tisza völgyében a Magura takarónak kifelé villa-alakban való szétágazása elsődlegesen nem eróziós, hanem mechanikai-tektonikai jelenség. Különben is egy kifelé ívelt csapásiránnyal bíró hegységben a takaró-redőnek kifelé történő mozgása radiálisan szétterjeszkedő lévén, az nyúlás és szakadás nélkül nem is mehet végbe.

Igen jellegzetesen tükrözi vissza a húzó-szakító igénybevételt a belső szirt-öv. Keskeny, ma legfeljebb 21 km széles és aránylag merev mészkővekből álló zónáját a húzóigénybevétel 5000-nél is több szirtté tépte széjjel és cca 550 km hosszú sávra húzta ki.

Húzó igénybevételre vall a maghegységek kettős öve is. Ennek tagjai, a külső övben és a Kis Kárpátok folytatásában: az Inovec, továbbá a Száraz Magura-, Kis Magura- és Zsdjár-ból álló csoport, a Kis Fátra (Mincsov és Fátra-Kriván), a Magas Tatra és végül a Branyiszkói-rög. A belső vonulathoz tartoznak: a Nyitra feletti Zobor, a Tribecs, a Lubochnai rög és az Alacsony Tatra. Valamennyi kristályos kőzetekből felépült maghegység. Szerkezetük, főképp azonban alakjuk és megjelenési formájuk, csapásirányú húzóigénybevételre vall. Tudjuk ugyanis, hogy húzóigénybevételnél, különösen a nem túl merev (képlékenyebb) anyagok még a szakadás beállta előtt befűződést szenvednek. Már pedig ennek jelei nem csak horizontális, hanem



S.E.R. 5417

- 1 [diagonal lines /]
- 2 [horizontal lines]
- 3 [diagonal lines \]
- 4 [wavy lines]
- 5 [sawtooth pattern]
- 6 [grid pattern]
- 7 [horizontal lines]
- 8 [crosses]
- 9 [dotted pattern]
- 10 [sawtooth pattern]
- 11 [diagonal lines /]
- 12 [diagonal lines \]

3. sz. ábra. A Kárpátok hegyszertekeztenek térképezetü.
 Abb. 3. Kartenskitze der tektonischen Struktur der Karpaten.

vertikális irányban is felismerhetők az öv egyes tagjain. Húzásra utal azonkívül az egész maghegység-övnek a kontrachálása. Például az Inovec és a Kis Fáttra között. Itt a Száraz Magurából, a Kis Magurából és a Zsdjárból álló hármaskristályos rögcsoport egyes tagjai, a tengely felé, fokozatosan, kulisza-szerűen visszamaradoznak és még a folytatását képező Kis Fáttra déli vége, a Mincsov is befelé csap, mielőtt az öv rendes csapásirányába beállana.

A Kis Fáttra keleti vége, a Kis Kriván és a Magas Tátra között a gránit magok külső oldalát borító mezozoós burok, valamint az árvai szirtek övrészletének befelé türemkedése ugyancsak kontrakcióra, azaz

3. sz. ábra. A Kárpátok hegyszerkezetének térképvázlata.

1. Bohémiai, Podoliai és Kimmériai masszívum;

2. Alpok;

3. Dinaridák;

4—11. Kárpátok és pedig: 4. flis-öv, 5. belső szirt-öv, 6. kristályos-öv (a maghegységekkel), 7. belső-öv, 8. belső vulkáni koszorú, 9. övhatár, 10. áttolódási vonalak, 11. délési irányok, pikkelyeződés;

12. Magyar közbenső tömegben: törésvonalak a röghegységekkel.

*

Abb. 3. Die Kartenskizze der tektonischen Struktur der Karpaten.

1. Die Böhmische-, Podolische- und Kimmerische Masse.

2. Die Alpen.

3. Die Dinariden.

4—11. Die Karpaten, und zwar: 4. Flysch—Zone, 5. innere Klippenzone, 6. die kristalline Zone (mit den Kerngebirgen), 7. die innere Zone, 8. der vulkanische Kranz, 9. Zonengrenze, 10. Überschiebungslinien, 11. Fallrichtungen, Aufschuppung.

12. In der Ungarischen Zwischenmasse: Bruchlinien mit den Schollengebirgen.

húzóigénybevételre vall. (L. a 3. sz. ábrát, valamint t. Róth térképét és ugyanott a 67. oldal szövegét.)

Szemben az előbbiekkal a Kárpátok ú. n. belső öve már kétséget kizáró módon csapásirányú, tehát hajlításból származó nyomóigénybevétel bélyegeit viseli magán. Rozlozsnik szerint a Gömör-Szepesi Érc-hegység főtömegét alkotó porfiroidos sorozat Dobsina és Kassa, vagyis a Vepor és a Branyizskó kristályos tömege között, mintegy 70 km-es csapáshosszban, egy hasán fekvő lapos hármashoz hasonlóan, kettősen ívelt. Ez, valamint a csapásirányban elhelyezkedő gyakori mélységbeli kőzetelőfordulások, határozottan Ny-K-i nyomásra vallanak. Nyomásra, vagy kihajlásra igénybevett test, ugyanis a hatóerőre merőleges irányban fellazulni, kitágulni igyekszik. A szabad oldalak felé kipattogzik, nagyjából tengelyirányú, gyengén átlós vagy ívelt hasadékok képződnek benne, amelyekbe — nyomott hegységövek esetén — az alulról felfelé utat nyert magma anyaga tódul. A csapásirányú nyomást valószínűsíti Bindt-bánya környékéről adott kis térképe, továbbá az a számos hossz- és haránt törés, amelyről beszámol

és az a mód, ahogyan fűrészszerűen fogazott peremmel a Szepesi takaró a nyugaton szömszédos Vepor takaróra rá van tólva.

A Vepor hegyszerkezetével kapcsolatban *Andrusov* — részben *Rozlozsnikot* igazolva — erősen préselt, sajtolt tektonikáról (Quetsch-tektonik) beszél. Kristályos kőzetei, amelyek para- és othogneiszekből, amphibolitokból és valósággal szétpréselt gránitokból állanak, mind igen erős tektonikai igénybevételre, nevezetesen nyomásra valának. *Uhlighoz* hasonlóan innen, mint gyökérrégióból származtatja az északnak vándorolt szubttárai takarókat. Miután azonban ezek szélessége jelentékenyen nagyobb, mint a Vepor-zónáé, előbbieki kiszélesedését kihengerléssel, míg utóbbi csapásirányú összeszűkülését, utólagos megrövidülését, összesajtolódással magyarázza, sőt elnyelést (Verschluckung) is emleget.

Ugyancsak nagyarányú csapásmenti nyomóigénybevétel mellett tanuskodnak azok a többé-kevésbé radiális irányú áttolódási vonalak, illetve síkok is, amelyeket *telegdi Róth* irodalmi adatok alapján ebben az övben, térképen ábrázol. Ilyen a Tribecs északi szélén haladó Övedi vonal DNY-i dőléssel, a Vepor nyugati oldalán lévő áttolódási sík DK-i dőléssel, valamint a Vepor keleti oldalán látható és a Murányi vonal által képviselt, DK-i dőléssel bíró áttolódási sík. Ezek mentén az egyes takarók kétoldalt tetőcserépszerűen tolódtak reá a Selmec-Körmöci Érchegység vulkáni kőzetei által a fiatal harmadkorban elborított és mélyebben fekvő belső övrészletre.

A Vepor-Szepes-Gömöri Érchegység régi masszívumának északi és déli lejtőjére köpenyszerűen boruló mészkőtáblákban impozáns karsztjelenségek lépnek fel. Ilyenek a Rozsnói környékiek, továbbá a Dobsinai barlang, Pelsőcnél a „Domicai”-barlang, az Aggteleki-barlang, stb. Mindezekről tudjuk, hogy tektonikai jelenségek, és hogy nyomás okozta átlós törésvonalak mentén fejlődtek ki.

De hajlításra utal az Északi Kárpátoknak, különösen kelet felé, a kis Zempléni kristályos pala-sziget felé lencseszerűen kiékelődő formája is. Nevezetesen bizonyíték amellet, hogy a belső öv Ny-K-i irányban nyomás alatt állott, aminek következtében a szabad déli oldal felé kihasasodott.

A Keleti és Déli Kárpátok között foglal helyet az orogén ág legélesebb, délről valósággal behorpasztott íve.

Anyagvizsgálatok igazolják, hogy erős hajlítói igénybevétel mellett a próbatest a 2. sz. ábracsoport III/7. sz. ábrája szerint deformálódik, miközben — különösen merevebb anyag esetén — a külső, húzott öv radiálisan beszakadozik, a belső, nyomott övből pedig, ugyancsak főcsusztatósíkok mentén ékalakú test szorul, pattan ki.

Pontosan ez a helyzet itt is.

A Keleti Kárpátok aránylag egyszerű felépítésűek. A hozzájuk szorosan már nem tartozó belső vulkáni koszorú felől számítva: a kristályos öv, a csak nyomokban jelenlévő szirtöv és végül a Barcaságig lehúzódnó flisöv építik fel. A kb 240 km hosszú, keskeny kristályos öv a Tisza forrásvidékétől Csikszeredáig terjed, ahol hirtelen

végészakad. Folytatását a Déli Kárpátok széles kristályos vonulatában, míg a kanyarban hiányzó részt a Bihar hegységben találjuk meg, az ív belső övéből kiszakadt és szinte teljes kárpáti sorozattal együtt. És pedig karéjszerű elrendezésben, kívülről befelé: a flisövet (Erdélyi Érchegység) a szirtöv maradványaival, a gránit magokból és kristályos palából álló kristályos övet (Gyalui havasok, Hegyes-Drócsa), majd a főképp perm-kori ősközetekből és rátelepült mezozoikumból álló belső övet (Király-erdő, Bihar, Kodru-Móma, vagy más néven Béli-hegység).

A magyar geológusok, többek között *id. Lóczy, t. Roth L., Pálffy, Szádeczky K. Gyula, Kutassy* és főleg *Rozlozsnik* érdeme, hogy ennek a hegységnek közzetani, fácies és szerkezetbeli hasonló, sőt azonos voltát a Kárpátokéval részleteiben is kimutatták. A Bihar-hegycsoport tehát idegen a környezetében! Tökéletesen más, mint Erdély Nyugati Határhegységének többi tagjai, amelyek között ma helyet foglal és amelyek ősi elrendezésű, nyugat-erdélyi küszöb néven ismert kristályos pala alapja a mezozoikumban, legalább is időközönként, sziget-sorozat formájában emelkedett ki a tengerből. De eltér a Magyar Középhegység (Bakony, Vértes, Gerecse, Esztergom-Budai hegység, Bükk) tagjainak kifejlődésétől és szerkezetétől is. Előbbiek a Magyar Középhegység felsorolt tagjaival együtt a *magyar közbenső* tömeg részei és így lényegében csak töréses szerkezetet mutatnak.

A Bihar-csoport környezetidegen és egyben a Kárpátokkal rokon voltának felismerése, természetesen a kettőjük közötti kapcsolat kérdését vetette fel.

Az összefüggés magyarázatakép a mai Bihar táján, vagy még inkább attól nyugatra, az elsüllyedt Alföld helyén egy kétágú rész-geoszinklinálist tételeztek fel, amely az Északkeleti Kárpátokból kiágazva, a mai Bihar táján az Erdélyi Kárpátok ívével párhuzamos, de természetesen az előbbivel együtt a mainál laposabb kanyarral haladt volna az Alduna felé.

Ebből a bihari geoszinklinálisból, mint gyökérrégióból *Uhlig* és újabban *Popescu Vojtești* szerint a takarók eredetileg egészen a Kárpátok külső ívébe nyomultak volna, ahol is ezek homlokrégióinak bizonyos egységei — a takarók középső részének lepusztulása után — ma is láthatók lennének. *Rozlozsnik* kétségbe vonta, hogy a bihari geoszinklinális kissugarú íve a jelentékenyen nagyobb sugarú külső kárpáti ív valamelyik egységét szolgáltathatta volna.

Mrazec-nek — a *Pálffy* és *Rozlozsnik*-féle adatok részbeni felhasználásával készült — szelvénye szerint, az Alföld felől, a rész-geoszinklinálisból áttölt takarók csak kevéssel haladták volna túl azok ma ismert, de erózió útján megcsönkült keleti határát. És lényegében ugyanezt a nézetet vallja *Rozlozsnik* is, bár részletes, s beható vizsgálatai alapján a hegység szerkezetéről és takarórendszereiről előbbi szerzőtől eltérő képet nyújt.

Már *Uhlignál* találkozunk tehát a rész-geoszinklinális feltételezésével és miután ez úgy a fácies-, mint a hegyképződésbeli azonos-

ságok megmagyarázását lehetővé tette, végig fenn is tartotta magát. Annak ellenére, hogy a két geoszinklinális közvetlen összefüggése nincs megnyugtató módon bizonyítva. Emellett nehézségeket okoz annak a ténynek a megokolása is, hogy míg a tágabb értelemben vett Biharban is a hegyképződés a kréta végével befejeződött, addig a Kápatok külső kereteinek kialakítása még a harmadkorban is tartott. És végül nem kapunk felvilágosítást arra a fontos körülményre nézve, hogy miért hiányzanak a Kápatok délkelet-erdélyi kanyarából a belső övek, amelyek pedig az ú. n. részgeoszinklinálisból kialakult Bihari hegy-csoportban oly szépen kifejlődtek.

Rozlozsnik e nehézségek egyrészét a következőkép próbálta kiküszöbölni. Szó szerint idézem, „— nézet dolga, hogy a Béli-hegységben és a Biharban a közbenső ősi magyar tömeg erősebben összetöltött külső, avagy a központi egység kevésbé bonyolult belső övének tekintsük-e. Véleményem szerint az utóbbi felfogás jogosultabb s ily értelemben a Béli-hegységet s a Bihart a krétavégi Kápatok ama belső öve egyik részének tekintem, amely az óalpesi hegyképződés után az ősi magyar tömeghez csatlakozott s ezen túl már utóbbinak további sorsában osztozott.“

Ez természetesen csak úgy lett volna lehetséges, ha a Béli-hegység és a Bihar közvetlenül a közbenső tömeg és a Kápatok között foglalna helyet. Tudjuk azonban, hogy a közbenső tömeg sokkal messzebbre terjed keleten, hisz az Erdélyi Medence területének nagy részét is felöleli úgy, hogy keleti határa valahol a Kápatok lábánál van.

Ha tehát elfogadjuk — és ezt az előzők alapján tökéletesen bizonyítottnak vehetjük —, hogy a Béli-hegységben és a Biharban a Kápatok belső öveit kell látnunk, akkor nemcsak felesleges, de lehetetlen is azokat távol fekvő, a közbenső tömeg egy jó része által elválasztott, külső részgeoszinklinálisból származtatnunk.

Felmerül azonban így is, úgy is a kérdés, hogyan és milyen okból szakadt ki ez a belső övrendszer a Kápatokból.

Erre ad feleletet az a kép, amelyet a délkelet-erdélyi kárpáti ívet tárgyaló rész elején a merevebb testek erősebb hajlítóigénybevételének mechanikai következményeivel kapcsolatban mondtam illetve adtam. (L. 2. sz. ábracsoport III/7. sz. ábráját).

Az ősi magyar tömeghez való csatlakozást sem kell feltétlenül úgy értelmeznünk, hogy a leszakadt Bihar stb. az ősi tömeghez oldalt hozzátapadt. Elég feltételeznünk, hogy például rácsúszott. Elég nevezetesen ahhoz, hogy megértsük a leszakadt belső öveknek tektonikai viselkedését, amely szerint azok az óalpesi hegyképződés után már az ősi tömeg további sorsában osztoztak és amely geológiai ténymegállapításból a csatlakozásra csak következettek.

Végeredményben tehát a Bihar-csoport keletkezését a következőkép lehet és kell elképzelnünk.

A délkelet-erdélyi ívben — a délről jövő nyomás hatására — már a jurában megindul a kristályos öv redőzése és kiemelkedése. Ezek a

redők az alsó krétában már magas lánchegységgé tornyosulnak, különválasztva és kifelé szorítva a flistengert. A középső kréta táján már az ívképződés is olyan nagymérvű, hogy a fellépő hajlítógénybevétele következtében a hegyvonulat külső húzott öve beszakad, majd nyomott, belső övéből egy jó darabot kilök magából. Az e helyen keletkezett u. n. brassói depresszió területére kívülről fokozatosan nyomul be a flis tenger, jellegzetes transzgressziós üledékei rakva le.*

A belső és pedig az alsó krétánál idősebb tagokat tartalmazó hegységrész megindulását tehát a hajlítás következtében, az ív két oldalán keletkezett főcsúsztatósíkok tették lehetővé. De elősegíthette egy másik nyírófelület is, amely a meredeken feltornyosuló hegység önsúlyának hatására, arra átlós, vagyis a hegység lába felé lejtő irányban fejlődik ki, a lejtő vagy halmozási szögnek megfelelően. Erre, mint a redőzést is előidéző geológiai tényezőre E. Reyer mutatott rá 1907-ben először. *Stiny* pedig csak nemrég igazolta számszerűen, hogy az ilyenfajta hegyecsuszamlások és suvadások mechanikai előfeltételei és jelei a természetben valóban megvannak.

A leszakadt és önállóult Bihar-hegycsoport ettől kezdve a lejtős és csuszamlós tengerfenéken lassan nyugat felé mozgott, míg nem a nyugat-erdélyi küszöbön megakadt. Ezalatt persze — a D-É irányú hegyképző erő hatására — a közbenső tömeg tovább deformálódott. Nagyjából átlós irányú törések mentén elcsúszva, Ny-K-i irányban kitágult és így az általa kifelé tölt Keleti Kárpátok ellentétes irányú — a moldó-besszarábiai depresszió felé tartó — mozgással maguk is egyre távolodtak a leszakadt röghegységtől.

Magát a Bihar-hegycsoportot azonban a középső kréta után, a harmadkorban már nem érte hegynyomás. Az utolsó nagyobb diszlokáció az, amelyet a kréta végén, nyilván már megmerevedett állapotban és a mai helyén elszenvedett. Lefolyási irányát a Király-erdőtől délre a Vlegyászádtól a marosmenti Soborsin-ig, sőt azon is túl, a D-DNy-i irányban követhető granodioritos kőzetsor jelzi. Ez már kratogén jelleget mutat és lehet, hogy az ősi tömeg elmozdulásával függ össze.

Ha már most a tágabb értelemben vett Bihar belső szerkezetét nézzük, *Rozlozsnik* leírása alapján, akkor azt kell megállapítanunk, hogy az a hajlítás folytán nyomott öv minden bélyegét magán viseli. A Fekete Kőrös völgye felől két irányba, egyrészt a Bihar, másrészt a Kodru-Mómára lenyírt takarók torlódnak. Dél felől a flis tolódik a béli és bihari egységekre. A legbelső részen, a Király-erdőben és a

* Fenti, G. Macovei által kimutatott aptien transzgressziót — és ezzel a Stille-féle időtörvényt — nagyon szépen igazolja telegdi Roth Károlynak a Bakonyban tett megfigyelése. Utóbbi szerint az Észak-Bakonyban a kb. a barremienbe helyezhető első gyűrődési fázis, valamint az azt követő szárazföldi denudáció által létrehozott egyenlőlen térszint az aptien transzgresszió üledékei borítják. (telegdi Roth Károly: Adatok az Északi Bakonyból a magyar közbenső tömeg fiatal mezozoos fejlődéstörténetéhez. Matematikai és Természettudományi Értesítő. 52. p. 205—252. Budapest, 1935.)

Kodru északi részén, a főcsapás irányára merőleges undulációk, tehát térszükülésre valló szerkezeti formák lépnek fel. Ilyen pl. a Belényestől nyugatra térképezett borzai antiklinális, amelyhez délfelé az úrmezői átbuktatott redő csatlakozik stb. Magának a Kodru-Mómának a helyzete pedig mintha csak megisméltése lenne annak a folyamatnak, amelyet az egész Bihari hegycsoport keletkezésével kapcsolatban elmondottam.

Mindezen jelenségek létrejöttét sokkal könnyebb megérteni, ha azokat a Kárpátok ívében keletkezetteknek képzeljük el. Mert ahhoz, hogy ez a hegyképződési folyamat két egymással párhuzamosan haladó ívben, egyidejűleg és teljesen azonos módon mehessen végbe, a geoszinklinálisokat elválasztó tömeg nagyfokú képlékenységet kellene feltételezni. Már pedig tudjuk, hogy az, közbenső tömeg létre, mereven viselkedett.

Még egy jelenséget kell megbeszelnünk a Déli- és Északkeleti Kárpátokkal kapcsolatban. A kárpáti heglánc ezen szakaszai az egész hegyképződési folyamat alatt húzásnak is ki voltak téve. A magyar közbenső tömeg szerkezetének tárgyalásakor már láttuk, hogy az a krétakori hegyképződéskor lényegileg D-É irányú nyomás hatására ÉK-DNy és erre merőleges irányban összetöredezett, hogy ezen főcsúsztató síkok mentén elmozdulva, a nyomásra merőleges, tehát Ny-K-i irányban az erőhatás elől kitérhessen. Hasonló volt a helyzet a harmadkori hegyképződés idején, amikor azonban a nyomás inkább DNy-ÉK-i irányban hatott. Ez elől az É-D és K-Ny irányban összetöredező közbenső tömeg anyaga ÉNy-DK-i irányban tért ki. (L. 2. sz. ábracsoport I. és II. ábrásorozatát). Mindkét esetben tehát a közbenső tömeg, vagy *Prinz* találó hasonlata szerint az orogén kaptafája, lényegileg Ny-K-i irányban nyúlt el. Ezen tágulás közben, a szorosán rátekerődő kárpáti redőköteget húzásra vette igénybe. (2. sz. ábracsoport III/1. sz. ábrája).

A Déli Kárpátokban egészen frappáns az eset. Az orogén ág egyrészt a Kimmeriai tömbre, másrészt ellenkező görbülettel a Tisia tömbjére tekerődött, s miután ezeken elcsúszni nem tudott, e kötések közötti egyenes redőnyalábot, a Déli Kárpátokat a kaptafa Ny-K-i irányú tágulása, ugyanilyen irányú húzásra vette igénybe. A húzóigénybevétel félreismerhetetlen jelét tükrözi vissza a Déli Kárpátok közepe-táji nagymérvű befűződése, majd elszakadása a Vöröstoronyi szorosnál. *Vendl Aladárnak* a Szászvárosi és Szebeni Havasokról adott tektonikai térképén e terület hegyszerkezeti elemei: a törések, az antiklinálisok és szinklinálisok tengelyei is az Olt felé kontrachálnak, akárcsak egy húzott próbatest esetén annak elemi szálai. Ugyanezt láthatjuk a Magyar Földrajzi Társaság által 1922-ben *id. Lóczy* és *Papp Károly* szerkesztésében kiadott Magyarország színes földtani térképén, ahol az egyes kristályos pala és mészkőfeleségek kontrahálnak a Vöröstoronyi szoros felé.

Az Olt áttörése tehát ezek szerint húzóigénybevételre keletkezett szakadás mentén következett be és nem egyszerű hátráló erózióval

vágta át magát az ép kristályos pala hegységen, miként ezt *Cholnoky* véli. Ezzel egymagában nagyon nehéz lenne megmagyarázni az Olt-nak azt az egészen különc viselkedését, amellyel az erdélyi medencében eredve és jódarabig abban haladva, nem annak rendje és módja szerint a medence nyugaton nyitott kapuinak egyikén át távozik, mint a többi erdélyi folyó, hanem magát mintegy hirtelen megmondolva éles 90 fokos elfordulás után, egy 40 km széles és 2000 m magas kristályos kőzetekből álló óriási bérefalat szűk szorosban átvágva, azon át veszi útját. Ez a hegységnek tektonikai preformálása nélkül aligha lett volna számára lehetséges.

De nézzük mi történt ezalatt a Kárpátok délerdélyi éles kanyarának másik szárában, ahol a kaptafa kelet illetve délkelet irányú tágulása, terjeszkedése következtében ugyancsak húzófeszültségnek kellett fellépnie. Az előzők alapján valóban nem nehéz a befüződés jeleit, valamint az ok és okozat közötti összefüggést az Északkeleti Kárpátok húzott szerkezetében felismerni. Tudjuk, hogy az Északi Kárpátok belső övei kelet felé, a Zempléni szigetegység felé kontrachálnak. Ugyanezt látjuk a Keleti Kárpátok belső, kristályos pala övének északi nyúlványán, amely öv a húzás következtében teljesen elvékonyodott, sőt el is szakadt úgy, hogy az Északkeleti Kárpátokban nincs is meg. Megmaradt vékony foszlányai valószínűleg a magyar medence, az Alföld nagy süllyedésekor a mélybe szakadtak. Ez az oka annak, hogy — a belső vulkáni koszorún túl — az Északkeleti Kárpátok felépítésében, a teljesen széthúzott szirtövon kívül, csak a homokkő öv vesz ma részt.

A magyar közbenső tömeg belső szerkezetének, mozgásának, Ny-K-i irányban való kitágulásának fentebb ismertetett módján a geológiának egy minduntalan visszatérő általános problémája is megoldódik.

Közismert, hogy a hegyképző erő, a hegyképző nyomás irányának megadása körül eddig bizonyos mérvű bizonytalanság uralkodott. Ez a bizonytalanság híven tükröződik vissza *Rozlozsnik* akadémiai székfoglalójának következő soraiból is (11. p. 64): „Ismeretes, hogy a nyomás irányának megadása felfogás dolga. A francia iskola, amely közbenső tömeg létezését nem ismeri, úgy véli, hogy a nyomás általában D-ről É-felé hatott. Ha azonban a közbenső tömeg létezését elfogadjuk, elképzelhetetlen, hogy pl. az ősi magyar tömegeből jóformán minden oldal felé ható nyomás sugározhatott volna ki. Ennélfogva etekintetben *Stille* nézetét vallom, amely szerint a nyomás a merev keretből indult ki.“

A nyomás természetesen mindig legalább két, egy egyenesbe eső, de ellentétes értelmű illetve irányú erő következménye. Miután minden akciónak ellenakció, minden erőnek ellenerő, vagy más néven felszabadító erő felel meg. Enélkül nem nyomás, hanem mozgás keletkezik. A lánchegységekben azonban nem csak nyomás, hanem mozgás jeleit is megfigyelhetjük. Ez a mozgás a két egyvonalban, de ellentétes irányban működő erő egyenlőtlen voltából származik és

tapasztalat szerint, mindig a külső keret, az u. n. előtér felé irányul (L. 1. sz. ábrát). Jelezve ezzel egyben azt is, hogy mely irányból hatott az aktív és mely irányból a passzív hegynyomás. Ezek alapján kétséget kizáró módon megállapítható tehát, hogy a nyomás nem a külső keret, hanem a közbenső tömegekből „indult ki”.* És ezen nem változtat az sem, ha mint pl. a Kárpátok íve által hurokszerűen övezett ősi magyar tömeg esetében, abból kiinduló és „jóformán minden oldal felé ható nyomást” kell feltételeznünk. Még ez sem nevezhető elképzelhetetlennek. Mert miként fennebb láttuk, mechanikailag mi sem könnyebb annak elképzelésénél, hogy pl. a D-É-i irányban ható hegynyomás a közbenső tömegben, mint nyomást közvetítő közegben, akár az eredeti nyomás irányára merőleges nyomássá alakuljon át. Ehhez persze nem szabad — még tudat alatti sem — a merev közbenső tömeget egyben deformálhatatlannak feltételeznünk. Mint ahogy nem is az! Mert ha nem is plasztikusan, de rupturálisan — jól tudjuk — nagyon is deformálódott pl. a magyar közbenső tömeg. És pedig a kárpáti hegyképződés során és annak közvetlen folyományaként. (L. 2. sz. ábracsoportot).

Ha nem is lehetetlen, de mindenesetre sokkal nehezebb volna — a külső merev keretből kiinduló nyomás feltételezése mellett — arra magyarázatot találni, hogy miért irányulnak ezek az erők lokálisan és radiálisan — pl. a magyar közbenső tömeg esetében — egy centrális pont felé.

Igen szép, valósággal iskolapéldája a hajlítóigénybevételnek az az ív, amellyel a Déli Kárpátok nyugati része a Balkán-hegységbe hajlik át. Nem csak formailag, hanem a húzott és nyomott öv, valamint ezek jellegzetes deformációinak szabályos kifejlődése tekintetében is. Utóbbiak felismerését megkönnyíti a hegységnek aránylag egyszerű felépítése,

A Déli Kárpátokat lényegileg csak egy, a kristályos pala öv építi fel. Építő elemei főképp kristályos kőzetek, amelyek közé, nagyobb mérvben, csak a Lotrutól nyugatra fonódnak perm-mezozoos képződmények. Ezen kívül a hegység legkeletibb részén találunk a kristályos kőzetekre települve kevés mezozoikumot. A Királykövön, Brassó környékén és az erdélyi nagy kanyarban volt belső övekről leszakadt és visszamaradt Persányi hegységben.

Két, petrográfiailag és fáciesbelileg jól megkülönböztethető kőzetcsoporthoz tagjai vesznek részt a hegyszerkezet felépítésében. Az egyik csoport kőzetei autochtonok, míg a másik csoport, észak felől, egyetlen hatalmas takaró formájában tolódtott rá előbbire. (*Murgoci*).

A hajlítás következtében a hegység külső, húzott öve Petrozsényen túl tekintélyes radiális szakadások mentén feldarabolódott és valósággal magokra szakadozott széjjel. A Ruszkai havasokra, a

* A kiindulást itt persze lokálisan kell érteni, mert tudjuk, hogy végső fokon a hegynyomás a kontinensek mozgásából ered, tehát ilyen értelemben valóban a külső keretből indul ki.

Szárköre, a Szemenikre, a Krassó-Szörényi hegység tömegeire és a Verseci kristályos pala szigetre. Mindezek a takaró redő tagjai.

Ezzel szemben az ív belső, nyomott övében — az összesajtolás következtében összetöredezett, majd lepusztult takaró roncsai alól — már a mélyebb, az autochton kőzetsoport tagjai jelennek meg. A Pareng, a Vulkán, a Retyezát és az Almás hegység képében (Pareng ablak). Ez övben a lepusztult takarónak mintegy tanuhegyeiként csak a Godján-hegység, a Mehedinti fennsík és túl a Dunán a Miroč hegység tömegei maradtak meg, takarórögök formájában.

A belső öv csapásirányú nyomott volta mellett tanúskodnak azok a haránt illetve radiális irányú áttolódási vonalak is, amelyek a Lotru nyugati és a Bánáti hegyvonulat Dunán túli folytatásának déli végét határolják. Részben a mélységbeli kőzeteknek csapásmenti fellépése is, valamint a Kazánszoros, amelyről *Cholnoky* megállapította, hogy barlangjártat beszakadásából keletkezett. Szerző viszont kimutatta, hogy a barlangjártatok mindig a hegynyomás irányára átlósan kifejlődő törésvonalak mentén alakulnak ki, a szénsavas víz oldó és a folyó víz mechanikailag bontó hatására.

A neutrális tengely a Déli Kárpátokban kb. a hegység tengelyvonalában, a csapásmenti áttolódási vonal táján fekszik.

Hajlító igénybevétel mellett szóló, rendkívül érdekes és tanulságos, de amellet nagy gyakorlati jelentőségű a következő tünemény is.

Könnyű belátni, hogy erős hajlítás esetén a rupturális deformációk erősebben fejlődnek ki, mint gyengébb igénybevételnél. Merevebb anyagoknál erőteljesebben, mint plasztikusabbaknál. A húzott övben is általában hamarabb jelentkezik a deformáció, miután a kőzetek szakítószilárdsága lényegesen kisebb, mint azok nyomószilárdsága.

Ezek szerint tehát az orogén ág, a hegylánc erősebben hajlított íveiben, azokat teljesen harántoló töréseket várhatunk, amelyek a gyengébben hajlított ívrészletekben, feltehetően csak azok külső, húzott övében fognak jelentkezni. Ezzel szemben a még gyengébben hajlított ívek külső, húzott öveiben esetleg csak a szakadást megelőző befűződés jelei lesznek felismerhetők.

Vizsgáljuk meg ebből a szempontból előbb a Kárpátokat.

Az Al-Duna Kárpátokat egy ív kulminációjában harántolja. Itt találjuk a Kazánszorosot és a Vaskapút. Majd a Déli és Keleti Kárpátok ívében a szorosok egész sora következik, amely sorozatot csak itt-ott és inkább a hegylánc egyenes szakaszain tarkít egy-egy jelentéktelenebb hágó.

Így a Déli Kárpátokban egymás után következnek: a Vulkán hágó, a Szurdok, a Vöröstoronyi szoros, a Töröcsvári és a Tömösi hágó, amely utóbbin a Brassó—Bukarest-i vasútvonal is átvezet.

A Keleti Kárpátokban a Bodza, az Ojtoz, a Gyimesi, a Békás és végül a Tölgyesi szoros.

E szorosokon sorra a következő folyók és patakok hagyják el Erdély területét: a Zsil, az Olt, a Bodzás, az Ojtoz, a Tatros, a Békás

és a Kis-Beszterce. Valamennyi szoros egyben fontos közlekedési út is.

Túl a Tölgyesi szoroson, a Kárpátok gyengébb íveltségének megfelelően, már csak hágókkal találkozunk. Ilyenek, a Keleti Kárpátok északi részében a Borgói, a Radnai és a Borsai hágó, az Északkeleti Kárpátokban a Tatár, a Vereckei, az Uzsoki és a Duklai hágó, az Északi Kárpátok nyugati felében a Jablonkai és a Vlára hágó. Közben csak az Északi Kárpátok kulminációs pontján vágta át a hegység húzott övét a Poprád. A Nyugati Kárpátok ellentétes ívelésű szakasza ismét erőteljesebb hajlítást szenvedett. Haránttörések járvák át, melyek széles kapukat vágtak a hegyvonulaton keresztül. Ezeket át kereszteljük hegységünket illetve a kristályos pala vonulatot pl. a Vág, a Duna és a Lajta.

A Kárpátok szorosai és hágói tehát pontosan ott és úgy szelik át a hegységet, ahol és miként azt mechanikai elképzelésünk alapján vártuk. Az Alpok problémájának vázlatos megismerése után pedig látni fogjuk, hogy ugyanezt a törvényszerűséget követi a többi lánchegység is.

A Kárpátok szerkezete és mechanizmusa között fennálló szoros kapcsolat illusztrálásának lezárásaképp még csak egy jelenségre kívánom a figyelmet felhívni. És pedig arra a jellegzetes itatós-hinta-szerű mozgásra (Tapper-Bewegung), amellyel a délről szorongatott magyar közbenső tömeg, a hozzátapadt belső lánchegység részletekkel együtt, az északi előtér régi masszívumainak (a Cseh masszívum, a Szudéták és az Orosz tábla) peremén végig gördült, egymás után hengerelve ki és gyűrve fel kettőjük között a flisöv nyugatról kelet felé egyre fiatalabb redőöveit. (3. sz. ábra).

Ez a billenő, gördülő mozgás természetes következménye annak a forgató nyomatékknak, amely a közbenső tömeget legjellegzetesebben az orogenezis elején, a kréta időszakban érte, amikor délkeleten a Déli Kárpátok, északnyugaton pedig a maghegységek övét gyűrte fel s amely erőhatás — éppen a homokkő-öv szerkezetéből kitűnően — bár elhaló intenzitással, de az egész harmadkoron végig tartott. (L. a 2. sz. ábracsoport I/a. jelű ábráját).

Seidl Erich nem csak az elsők között volt, akik a hegyszerkezetek elemzésébe az exakt mechanikai módszereket bevezették, hanem kétségtelenül az első, aki ezt a módszert egy egész lánchegység, az Alpok szintézisére felhasználni próbálta

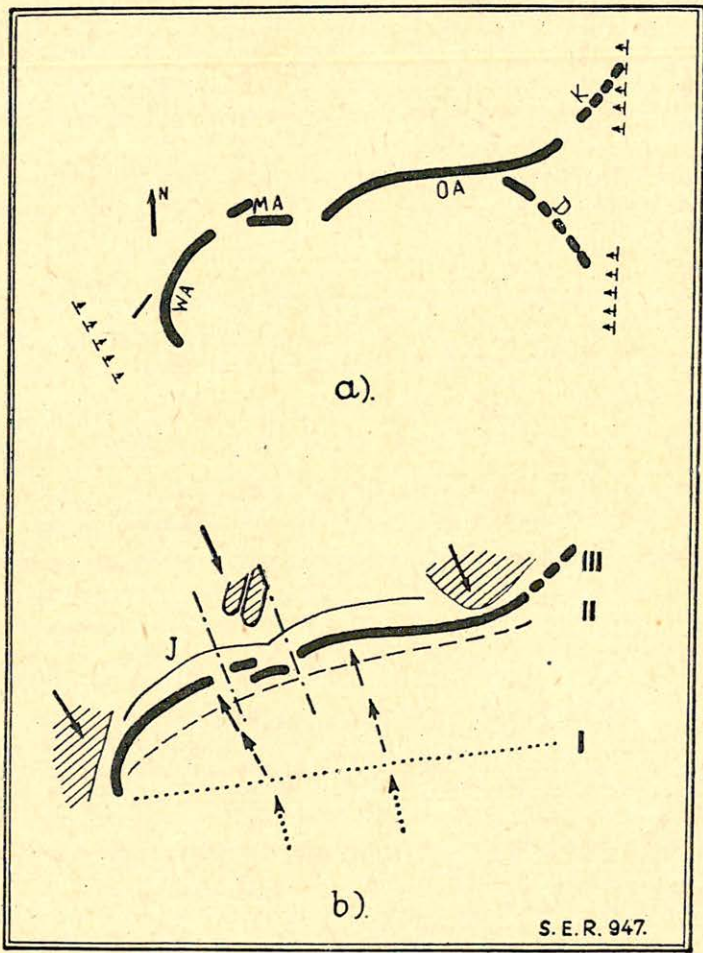
Szerinte a délről jövő nyomás hatására felgyűrődött Alpok íve K-Ny-i irányú hegynyomásra, tehát kihajlásra való igénybevétel következtében jött volna létre. Úgy, miként azt a 4/a. sz. ábra mutatja.

Seidl szerint, mechanikai feltevésének megfelelően, az Alpok délfelé is kihajolhattak volna. Ennek ellentmond az e kéregsávbán végbem ismert geológiai történések egész sora épp úgy, mint a mediterrán lánchegységek többi tagjainak és közbenső tömegeinek helyzete. Kihajlásra való igénybevételnél azon kívül inkább a mozgás, az ív kihajlása irányában volna a középső rész kibicsaklása várható. A

redőnyaláb felgyűrése után a hatóerőnek 90 fokkal való elfordítása pedig geológiailag semmivel sem indokolható, miként erre már *Ampferer* hipotézisének tárgyalásánál rámutattam.

Felfogásom szerint az Alpok redőit, ívét és középső részének visszamaradását egyazon erő hozta létre. És pedig a fenti időrendben, úgy, miként azt a 4/b. számú ábrán feltüntettem.

A délről ható hegynyomás tehát először a nagyjából Ny-K-i csapásirányú redőnyalábokat gyűrte fel (I.), majd mikor ezek nyugati



4. sz. ábracsoport. Az Alpok szerkezetének kialakulása.
 a) Seidl szerint, b) Schmidt felfogásában.
 Abildungsgruppe 4 Die Entwicklung der tektonischen Struktur der Alpen.
 a) nach Seidl, b) nach der Auffassung von Schmidt.

vége — észak felé való tolatásuk során — a Francia masszívumban ütközött, ÉNy-i irányban kissé el is forgatta az egész rendszert úgy, hogy a Cseh masszívumhoz érő keleti vége most már szintén ellenállásba ütközött. Az É-i illetve kissé ÉNy-i irányban tovább ható hegynyomás ebben a helyzetben már hajlításra vette igénybe az orogént, az tehát észak felé egyre jobban kihalasodott (II.), míg az ív közepetája a Schwarzwald és Vogesek ősi tömege elé nem ért, amely az Alpok ívét előbb behorpasztotta, majd ki is nyírta (III.). Az északnak irányuló hegyképző erő azonban még a pontusi időkben is hatott, az Alpok előterében, az alapjáról lenyírt üledékes kőzeteket, a Jura hegység enyhe redőibe gyűrve, amely redők a Schwarzwald déli csúcsán, mint valami hullámtörőn kissé összetorlódtak.

Közben azonban ennek a hullámtörőnek kisebb tömege maga is kárt szenvedett. A kissé ferde erőhatásra gyengén felboltozódott és felszakadt. Elősegítette ezt a felszakadást az a körülmény is, hogy ugyanekkor ebben az ősi, merev tömegben az É-ÉNy-i irányban ható hegyképző erőre átlósan kifejlődő főcsúsztatósík mentén nyírás is fellépett. Így szakadt és hullott széjjel az eredetileg egységes ősi tömb két részre: a Vogesek és a Schwarzwald ellentétes dőlésű tömegeire és keletkezett kettőjük között a Rajna árkos süllyedéke.

Az Alpok egyéb szerkezeti elemei szintén igen szépen tükrözik vissza a hajlítógénybevételt. Eltekintve a húzott és nyomott öv jellegzetességeitől, a nyugati, erősebben ívelt Alpok — a nagyobb igénybevételnek megfelelően — a legerősebben redőztek, s itt gyűrték fel a legmélyebb takaró (a Helvét takaró) kőzetei egyben a legmagasabb hegygerincekké. Itt darabolódott fél és puszult le legjobban — különösen a húzott övben — a legfiatalabb és egyben legmagasabb, az ausztriai takaró. Utóbbi maradványait egyes takarórögök formájában a legmélyebb a helvétiai takarón találjuk meg, mint pl. a Genfi tó mellett és ilyennek tartja *Kober* a középső alpi takarón, a pennini takarón fekvő Dent Blanche-t is. A Nyugati Alpok kristályos vonulatait sok folyó szeli át. És itt találjuk az Alpok legtöbb és legnevesebb hágóit is, mint pl. a Col di Tenda, a Mt. Cenis, a Kis Szt. Bernát, a Nagy Szt. Bernát, a Simplon, a Szt. Gotthárd és a Grimse hágókat.

Fontos szurdokokat és hágókat találunk még az összegörbített Közép-Alpok hegyvonulataiban is (Maloja hágó, Bernina hágó, Reschen-Scheideck hágó stb.)

Ellentétben a keleti Alpokkal, ahol túl a Brenner hágón, a Hohe Tauern 155 km hosszú, egyenesvonalú zárt hegyfalán egyetlen hágó sem vezet keresztül. Csak ott találkozunk újra hágóval, ahol a Mürzthali Alpok a Lajta hegységbe, ill. a Kárpátokba ívelnek át. Itt találjuk a Semmering hágót.

Látjuk tehát, hogy ugyanaz a kapcsolat áll fenn a hajlítás mérve és az átkelőhelyek: a hágók és szurdokok között, mint a Kárpátokban.

És pontosan ez a helyzet a többi orogéneken, ill. lánchegységeken is.

A Balkán hegységnek csak az ívelt részeit szelik át folyók szorosokkal. Ilyenek a Kazán szoroson túl a Dunába siető folyók: a szerb-bolgár határon a Timok és a Szófiánál elfolyó Iszker. Ezután a hegységnek egyenes szakasza következik, amelyen csak két magas hágó, a Sipka és a Demir-kapu vezet át.

A Balkán folytatása a Krími félsziget déli részén áthaladó Jajla hegység, amely széles ívben a Kaukázusba vezet át. Krím félszigetét átlós főcsúszatósíkok alakították ki. Ettől keletre, a hegységív kulminációs pontján van a Kercsi szoros, amely az Azovi tengert a Fekete tengerrel köti össze. Itt kezdődik a Kaukázus 1250 km hosszú fenségesen zord és rendkívül egyenes hegylánca. Nem is keresztezi egyetlen folyó, de még hágó sem. Kivéve egy jelentéktelent közepe táján, ahol a Tifliszből Vladikavkazba átvezető u. n. grúz hadiút vonul át.

De lássuk a mediterrán orogén déli ágát is. És kezdjük talán mindjárt a kisázsiai lánchegységeken.

Az északnak magasan kiívelő iráni hegyláncokat csak az ív kulminációjában szeli át folyó, a mezopotámiai síkság felé törtető Tigris és Eufratesz. Ehhez nyugaton a Tauruszok unduláló vonulata láncolódik, amely viszont az Égei tenger szigetvilágán át a Balkán félsziget nyugati részén haladó orogén ághoz csatlakozik. A külső ív az, amely a Tauruszt Rodosz, Karpathosz, Kréta, Kithira szigetein és a Peloponneszosi félszigeten át a Dinaridák déli folytatásához, a Hellenidákhoz láncolja. Már a szép formájú hatalmas ív geometriai alakja is elárulja, hogy csak hajlításnak lehet az eredménye. Amiről tökéletesen meggyőző az a körülmény, hogy ez az ív a hajlítóigénybevételtől várható mechanikai követelményeknek is tökéletesen megfelel. A legnagyobb íveltségű részen — a fellépő húzóerők hatására — szigetekre szakadt széjjel. Ezen törés és vetők mentén keletkezhetett az Égei tenger fiatal süllyedéke is. Kifejezetten hajlítóigénybevételre mutat az a mód és forma, ahogyan Peloponneszosi félszigete a Balkán félszigetről leszakadt. A húzásra utaló Korinthoszi öblöt, keskeny földszáv, az Iszthmosz választja el, a feltételezhetően nyomott övben fekvő Eginai öböltől. Utóbbiban, helyzetének, az elszenvedett nyomásnak és a végbement süllyedésnek megfelelően erős vulkánosság jelentkezik: Eginai, Milosz és Szantorin szigetein.

A főképp mészkövekből álló és igen szép karsztos jelenségeket mutató Dinaridák meglehetősen egyenesvonalú szakasza különösebb tagoltságot nem mutat. Hiányzik azonban az az éles kanyar, amellyel a Dinári Alpok az Apenninekbe mennek át és amely kanyar, nyilván a rendkívül erős hajlítóigénybevétel következtében szét- és összetöredezve, Nyugat Lombardia táján a Pó síksága alá süllyedt.

Az Apenninek hegylánca megint példásan mutatja a hajlítóigénybevétel által támasztott követelményeket. Nevezetesen, hogy a hegylánc az élesebb kanyarokban mutatja a legnagyobb feldaraboltságot és ott jelennek meg építőelemei között a legidősebb, rétegtanilag a legmélyebb kőzetek a felszínen. Ilyen szakaszt képvisel jelesen az az ív,

amellyel az Apenninek Szicília szigetére kanyarodnak el. Itt a Sango völgyén túl kezdődő Déli Apenninekben lényegesen megváltozik a hegységnek eddig meglehetősen nyugodt szerkezete. Hatalmas törések szabdalják fel, amelyek tág kapukat nyitnak meg benne. A harmadkori rétegek alól egyre-másra bukkannak fel mezozoós, sőt paleozoós kőzetek. Kaláabriában pedig a hegység már csupa őskőzetből áll. Az egyes maghegységekre szakadt heglánc felépítésében főleg kristályos palák, gránitok, porfirok stb. vesznek részt. A kristályos kőzeteknek ez a vonulata még Szicília keleti részében is meg van, hogy nyugatabbra, a kanyar után, fiatalabb kőzeteknek adjon helyet. Kaláabriát és Sziciliát a kifelé trombitaszerűen kitáguló Messinai szoros választja el egymástól. Utóbbi árkos süllyedék és a hajlítás következtében fellépő csapásirányú húzóerők következménye. Az ív belső oldalán, szabályos, egymást derékszögben keresztelő sorokban helyezkednek el a vulkáni szigetek. Lényegileg már kratogénben és így az ennek megfelelő szerkezeti vonalak mentén, miként erről Múszaki geológiai problémák címén, 1943-ban megjelent tanulmányomban már részletesen beszámoltam. Sziciliáról az orogén ág északnak ívelve, Tuniszban idegen földre, az afrikai kontinensre lép, ahol Atlasz néven folytatódik. A lánchegység ívelt része, mint annyi más, a hajlítás következtében feldarabolódott és a mélybe süllyedt, hogy a Szicíliai szorosnak adjon helyet.

Az Atlasz 2000 km hosszú heglánca Afrika északi partján és annak megfelelően gyenge szinusz görbülettel halad végig. Különösebb harántzavargások nem ismeretesek benne. Mindössze két helyen keresztezi folyó. Algirnél a Chelif és a Kis Atlasz keleti határánál, Spanyol Marokkó határfolyója a Moulouya. Mindkét esetben a görbületek maximumaiban. Érdekesebb a hegység számunkra csak ott kezd lenni, ahol a Kis Atlasz hirtelen kanyarral északnak fordul, hogy az El Rif-en át összeköttetést teremtsen az Atlasszal csaknem parallel haladó baetiumi Kordillerákkal. Ennek a teljes félkörös ívnek szimmetria tengelyében lépnek fel — most már nem szerencsés véletlen folytán, miként még *Cholnoky* vélte, hanem immár következetesen, kivételt nem ismerő törvényszerűséggel — azok a törések és szakadások, amelyek mentén a hegység eldarabolódott és részben elsüllyedt és amelyek ilymódon közvetlenül a közlekedési szempontból oly rendkívül fontos Gibraltári szoros keletkezéséhez vezettek. A szoros formája — különösen kifelé, az Atlanti óceán felé, tehát a húzott övben fekvő trombitaszerű kitágulásával — maga is hajlítóigénybevételre mutat.

A baetiumi Kordillerák a Baleári szigeteken át, még nem egészen tisztázott módon — *Kober* szerint talán a Montes Universalesen keresztül — a Pireneusokhoz kapcsolódnak.

A Pireneusok mintegy 400 km hosszú, szokatlanul egyenesvonalú lánchegységét hajlítóigénybevétel nem deformálta. Ezért egyetlen völgy sem keresztezi, folyó nem vágja át, de még könnyebben járható hágó sem vezet rajta keresztül. Szabályos bércfala mindenütt

magas gerinccel fut végig úgy, hogy a vasútvonalak is kétoldalt megkerülni kényszerülnek.

Nyilvánvaló tehát, hogy e magányos hegyóriás töretlen és zárt egységét elsősorban a hajlító (és természetesen más rupturálisan deformáló, mint pl. húzó, nyíró stb.) igénybevétel elmaradásának köszönheti és csak jóval kisebb mértékben a hátráló erőzió hiányának, amelyre *Cholnoky* gondolt.

A Pireneusok hegylánca a már ismertetett Alpokhoz 80°-os, éles kanyarral csatlakozik. Be is szakadt! Helyén ma a Lioni öböl tátong, kifelé, a Földközi tenger felé radiálisan szétágazó partvonalakkal.

Az előzők alapján most már könnyen megérthetjük azt is, hogy miért hiányoznak csaknem mindig az alpi orogén egyes tagjait összekötő láncszemek. Azért, mert éles kanyarban fekszenek. Ott tehát, ahol a hajlítóigénybevétel következtében feldarabolódtak, összeroncsolódtak és így legtöbbször el is sülyedhettek. Geomechanikai szempontból is helytálló tehát *Kobernek* az alpi orogén tagozására, ill. összefüggésére vonatkozó elképzelése. (L. 1. sz. ábrát.)

Csábító feladat lenne ezek után az alpi orogént tovább követni. Mondjuk, Ázsia belsejébe, ahol pl. tudjuk, hogy a Himalája két oldalán a 90°-kal délnek forduló lánchegységet nyugaton az Indus és mellékfolyói, ill. keleten a Brahmaputra harántolja. Majd végig az ázsiai kontinens keleti partjain és az azokat kísérő szigetíveken. Vagy Hátsó India és Oceánia nagy ívekben felsorakozó szigetvilágán. Esetleg Észak és Dél Amerika hosszú szakaszokon egyenesvonalú nyugati partsávjain, valamint Középamerikán és a Nyugatindiai szigetvilágán át.

A hely szűkreszabottsága azonban ezt nem teszi most számomra lehetővé. De talán nem is fontos. Már a pusztá felsorolása ezeknek a vonulási irányoknak, nyilvánvalóvá teszi minden, a Föld térképét ismerő olvasóm előtt, hogy a kimutatott törvényszerűség ott is érvényes. Az elszenvedett hajlítás következtében ívelt hegyvonulatok feldarabolódtak, hágók keresztelik, törések, folyók, szorosok szelik át, esetleg vulkánok tarkítják, míg a hajlítás jeleit nem mutató egyenes szakaszok mentesek a harántzavargásoktól és legtöbbször szinte járhatatlan hegláncokat képeznek.

Fentiekkel — csatlakozva korábbi munkáimhoz — igazolni vélem, hogy nem csak a merev rögök és táblák, az ú. n. kratogének, hanem az orogének, a gyúrt lánchegységek öveinek egészen más hegyszerkezetét is, egyszerű, könnyen követhető, de szigorú mechanikai törvényszerűségek uralják. És ezzel azt, hogy a Föld arculatának legjellegzetesebb, legmélyebre szántó vonásait, egységes erőhatásra visszavezethető geomechanikai okok és törvényszerűségek hozták létre.

IDÉZETT IRODALOM (LITERATUR):

1. *Ampferer, Otto*: Beiträge zur Auflösung der Mechanik der Alpen. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Band 73—81. Wien 1923—1931.
2. *Andrusov, Dimitrije*: Die neuen Auffassungen des Baues der Karpathen, 1939. Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien. Band XXX—XXXI. 1937—38.
3. *Cholnoky Jenő*: A föld hegyei és vizei. (Die Gebirge und Gewässer der Erde. Nur ungarisch.) A Föld. Műveltség Könyvtára p. 441—626.
4. *Kober, Leopold*: Bau der Erde. 2. Aufl. Berlin 1928.
5. *Kober, Leopold*: Das Weltbild der Erdgeschichte. Jena 1932.
6. *Kober, Leopold*: Tektonische Geologie. Berlin-Zehlendorf. 1942.
7. *Kober, L.—Schmidt, E. R.*: Geomechanik der Erdoberfläche. Forschungen und Fortschritte. Nachrichtenblatt der deutschen Wissenschaft und Technik 8. Jahrg. No. 14. Berlin 1932.
8. *Mrazec, L.*: L'état de nos connaissances actuelles sur la structure des Carpathes roumaines. Sbornik X. Praha, 1933. Pl. II. 2-ème interprétation.
9. *Popescu—Voitești, I.*: Aperçu synthétique sur la structure des régions carpatiques. Revista Muz. Geol. Min. al Univ. din Cluj III. 1929.
10. *néhai Pálffy Mór és Rozlozsnik Pál*: A Bihar- és Béli-hegység földtani viszonyai. I. rész: Rozlozsnik: Alaphegység és palaeozoikum. (Geologie des Bihar- und Béler-Gebirges. I. Teil: Kristallin und Paläozoikum.) Geologica Hungarica. VII. köt. Budapest 1939.
11. *Rozlozsnik Pál*: A Bihar-hegycsoport tektonikai helyzete a Kárpátok rendszerében. Akadémiai székfoglaló értekezés. (Die tektonische Stellung der Bihar-gebirgsgruppe [Mti Apuseni] im Karpathensystem.) Matematikai és Természettudományi Értesítő. (Math. und Naturwissenschaftlicher Anzeiger) LV. köt. Budapest, 1937.
12. *Rozlozsnik Pál*: Dobsina környékének földtani viszonyai. (Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobsina). Geologica Hungarica. Series Geologica. V. Budapest 1935.
13. *Seidl, Erich*: Ableitung der Knick- bzw. Biege-Form in Technik und Geologie aus ihren Elementen; Anwendung auf den Alpen-Bogen. «Gerlands Beiträge zur Geophysik». Bd. 22 Heft. ½. Leipzig 1929.
14. *Schmidt E. R.*: Műszaki geológiai problémák. (Technisch-geologische Probleme.) Bányászati és Kohászati Lapok. 1943. évi 21—23. számai.
15. *Schmidt E. R.*: Geomechanikai tanulmányok (Geomechanische Studien.) Bány. és Koh. Lapok 1944. évi 9—10. számai.
16. *Schmidt E. R.*: A barlang-, dolina- és polje-képződésről (Zur Höhlen-, Dolinen- und Poljenbildung.) Bány. és Koh. Lapok. 1944. évi 23. száma.
17. *Schmidt E. R.*: Magyarország ásvány-nyersanyagai. (Die Mineral-Rohmaterialien Ungarns. Nur ungarisch.) Faust könyvkiadó kiadása. Budapest, 1947.
18. *Schmidt E. R.*: Magyarország bányászati kőzetei. (Mining districts in Hungary.) Bány. és Koh. Lapok (Hungarian Journal of Mining and Metallurgy.) 1947. évi 7. száma.
19. *Staub, Rudolf*: Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928.
20. *Stiny, Josef*: Faltungen und Überschiebungen durch Gleitung. (Rutschung grössten Masstabes). Centralblatt f. Min. etc. Jahrg. 1929. Abt. B. No. 4. S. 116—125.
21. *Szalai Tibor*: Rétegtani és szerkezeti tanulmányok Körösmező környékén. (Stratigraphische und tektonische Untersuchungen in der Umgebung von Körösmező.) Földt. Int. 1941/42. évi jelentései. (Jahresbericht der Geol. Anstalt von 1941/42.)

22. *telegdi Roth Károly*: Magyarország geológiája. I. rész. (Geologie von Ungarn. Nur ungarisch) Tudományos Gyűjtemény. Pécs, 1929.

23. *Uhlig, Viktor*: Bau und Bild der Karpaten, Wien 1903.

24. *Uhlig, Viktor*: Über die Tektonik der Karpathen. Sitzungsbericht. d. k. Akad. d. Wiss. CXVI. Wien 1907. p. 971.

25. *Vendl Atadár*: A Szászvárosi és Szebeni Havasok kristályos területe. (Das Kristallin des Sebeser- und Zibins-Gebirges.). Geologica Hungarica. Series Geologica. Tom. IV. Budapest, 1932.

Budapest, 1947. VI. 15.

ZUR SYNTHESE DER TEKTONIK DER KARPATEN UND DER KETTENGEIRGE IM ALLGEMEINEN

Von

Priv.-Doz. Dipl.-Ing. Dr. E. R. SCHMIDT

Durch das Studium der Struktur der starren Schollen und Tafeln, der sog. Kratogene, konnte ich bereits beweisen, dass die Orogene durch die der Streichrichtung entsprechenden, d. h. durch die zu den gebirgsbildenden Kräften senkrechten tektonischen Richtungen gekennzeichnet sind, während in den Kratogenen die zu der gebirgsbildenden Kraft diagonal stehenden sog. Hauptgleitflächen bezw. die entlang derselben ausgebildeten Brüche vorherrschen.

Die allgemeine Gültigkeit, ja sogar Gesetzmässigkeit dieser mechanischen Regel im Falle von Kratogenen ist von mir in mehreren Abhandlungen bewiesen worden. Im Laufe meiner Untersuchungen konnte ich die Rolle der im Falle der starren Körper gültigen diagonalen Bruchtektonik in der Ausbildung zahlreicher geologischer Erscheinungen nachweisen. Unter den mannigfaltigen Erscheinungen, die durch die Bruchtektonik erklärt werden können, möchte ich die die Gesteine durchsetzenden Diaklasen und ihre charakteristische Gitterstruktur, die Verwerfungs- und Spaltensysteme mit ihren Erzausfüllungen, die Absonderungsflächen von Kohlenflözen, die Ausbildung von Höhlengängen, von manchen Wassernetzen und von Pfeiler- und Wandspalten in den Salzgruben erwähnen. Es konnte die Rolle dieser tektonischen Struktur auch in der Ausbildung der montanistischen Schwerlinie und Energieachse Ungarns, in der Abgrenzung der Gasfelder jenseits der Tisza (Theiss), in der unterirdischen Wanderung von Gas und Wasser, in der Ausbildung des geothermischen Gradienten der Grossen Ungarischen Tiefebene, in der ganzen Morphologie Rumfngarns, in der Ausbildung der Landesgrenzen Italiens, in der kontinentformenden Kraft, durch welche die Dreieck-

form der Festländer entstand, ja sogar ihre wahrscheinliche Gültigkeit in der Gestaltung anderer Planeten (Mars-Kanäle) dargelegt werden.

In all diesen geologischen Erscheinungen ist die Wirkung der Hauptgleitflächen zu erkennen, welche die Richtung der gebirgsbildenden Kräfte diagonal durchsetzen. Ihre dominierende Rolle in der Ausbildung der Morphologie unserer Erde ist also offensichtlich.

Wir fanden aber in den Kratogenen natürlich auch rupturale Formen, die auf eine andere Art von mechanischer Beanspruchung zurückzuführen sind. Zu diesen gehören z. B. die durch das Drehmoment hervorgerufenen Veränderungen der Ungarischen Zwischenmasse zur Zeit der kretazischen Gebirgsbildung, die durch einschnittige Scherung zustandegebrachte Deformation im Falle der Hernád-Bruchlinie, die durch zweischnittige Scherungsbeanspruchung entstandenen Dislokationen, die entlang Afrikas als N-S-lich ablaufende mächtige Bruchlinien die ganze Erdkruste durchsetzen. Laut meinen Untersuchungen entspricht auch die Form der Geosynklinalen zwischen Laurasia und Gondwana sowie die Lage und Richtung der Meereströge, die die Anfänge des alpinen Orogens darstellen, einer reinen Zugbeanspruchung, während die Entstehung des Roten-Meeres und des Rheingrabens, die in Verbindung mit Salzkörpern auftretenden tektonischen und morphologischen Formen sowie ihr gegenseitiges Verhältnis, ferner die Ausbildung von Dolinen und Poljen auf durch Biegung entstandene Zugbeanspruchung zurückzuführen sind.

Die zuletzt erwähnten Beanspruchungen, obwohl sie keinesfalls selten sind, besitzen in den Kratogenen eher eine örtliche Bedeutung. Die durch sie hervorgerufenen Formen sind gerade deshalb nicht so allgemein und charakteristisch in den starren Tafeln wie die oben erwähnten, durch Druck entstandenen diagonalen Dislokationen.

Der Tektonik der Kratogene steht die Tektonik der Orogene gegenüber. Auch hier sind die durch Druck herforgerufenen Deformationen am häufigsten, zugleich auch die auffallendsten. Die Erkenntnis ihres ursächlichen Zusammenhanges mit dem Druck ist daher bereits seit langem bekannt und die Erscheinungen sind schon eingehend erörtert worden. Die hierher gehörigen tektonischen Formen und Elemente stehen aber nicht diagonal zu der Richtung der gebirgsbildenden Kraft — wie im Falle der Kratogene — sondern immer senkrecht dazu. So stehen die Falten, die Achsen der Antiklinalen und Synklinalen, die Täler und Wasserscheiden, die Streichrichtungen der einzelnen Bildungen, die Grenzen der verschiedenen Schichten, die Stirnlinien der Decken, die Flexuren, die Überschiebungsflächen, die Streichrichtungen der Brüche und Verwerfungen — solange es sich um durch gleichmässigen Druck herforgerufene Faltung handelt — alle senkrecht zur Richtung der gebirgsbildenden Kraft und diese Richtungen werden nur dann verzerrt, wenn in ihrer Ausbildung ausser dem Druck irgend eine andere Beanspruchung oder ein weiterer geologischer Faktor mitgespielt hat, oder aber even-

tuell eine Druckbeanspruchung grossen Masses auch nach Beendigung der Faltung und Verlust der Plastizität der Gesteinskomplexe fort-dauerte oder wieder auflebte. Im letzteren Falle benimmt sich aber das Orogen vom Gesichtspunkte der Brüche aus bereits wie ein Kratogen: es entstehen diagonale Brüche in ihm.

Die Spannungen der festen Erdrinde sowie die gebirgsbildenden Kräfte nahmen die Orogene nicht allein auf Druck in Beanspruchung bezw. sie bildeten nicht allein dadurch die Kettengebirge aus. Besonders deutlich ist das zu erkennen, wenn man die Struktur und den Mechanismus der Orogene nicht nur in Profilen sondern auch regional untersucht. Hervorragend geeignet sind zu diesen Untersuchungen die mediterranen Kettengebirge, einerseits weil sie am besten bekannt sind, andererseits — und hauptsächlich — weil man hier die stärksten, sozusagen schlingenartig gebogenen Zonen des alpinen Orogens antrifft.

Aus diesem Grunde beginnen wir also unsere geomechanischen Erörterungen in den Karpaten, setzen sie in den Alpen fort, um die dort gewonnenen Erfahrungen, Beobachtungen und eventuell erkennbaren Gesetzmässigkeiten in den anderen Gliedern des alpinen Orogens nachzuprüfen und, wenn möglich, zu erweitern.

Vor allem möchte ich hier aber noch einige allgemeine Gedanken behandeln.

Die Auffassung der Geologen ist heutzutage darin bereits einheitlich, dass die Faltung des alpinen Orogens durch einen von Süden nach Norden wirkenden — und zwar durch den Nordschub der afrikanischen Masse herforderufenen — Druck zustande kam. In Bezug auf die schlingenartige Biegung der mediterranen Kettengebirge gehen aber die Anschauungen noch beträchtlich auseinander.

Nach der Auffassung von Pierre *Termier*, Émile *Argand* und Rudolf *Staub* brauchen die Bogenformen der Kettengebirge nicht eine Biege-Beanspruchung zu bedeuten, da diese nach ihrer fast gleichen Vorstellung dadurch zustande gekommen sind, dass die sich von Süden nach Norden fortbewegenden Massen, zwischen einzelnen Widerstand leistenden Pfeilern den Vorraum überflutet haben. So sieht *Argand* im einheitlichen Bogen der Alpen und Karpaten ein durch die Französische und Kimmerische Masse auf beiden Seiten abgebremstes Vorwärtsgleiten grossen Masses eines Faltenbündels oder ein Überfluten auf den Vorraum.

Ampfere vertritt eine ganz andere Auffassung und einen seiner Meinung ähnlichen Standpunkt nimmt auch *Kossmat* ein.

Ampfere geht bei der Erklärung der eigentümlichen Bogenform der mediterranen Kettengebirgszone von der — heutzutage schon im allgemeinen angenommenen — Definition *Kobers* aus. (Abb. 1.) *Ampfere* nimmt an, dass es sich hier ursprünglich um zwei in W-Olicher Richtung beinahe parallel ablaufende Gebirgsketten handelt, die voneinander durch den einst zusammenhängenden, ganz anders aufgebauten und verhältnismässig starren Streifen der heutigen Zwi-

schenmassen getrennt waren. Wenn dieser dreiteilige Streifen der Erdkruste in horizontaler und offenbar zur O-W-lich gehaltener Richtung auf Knickung beansprucht wird, so ist eine starke Deformation des starren, mittleren Feldes zu erwarten. Der Knickung entsprechend wird dieses Feld an manchen Stellen schmaler, an anderen Stellen dagegen breiter. In den scharfen Bogen kann eine vollkommene Zusammenpressung des mittleren Feldes zustandekommen, wie, nach *Ampferers* Meinung, in den Alpen, wo die Süd- und Nordalpen einander so nahe zusammengedrückt sind, dass die Zwischenmasse nur noch als eine Narbe vorhanden ist, oder aber es kann eine bedeutende Erweiterung entstehen, wie im Falle der ungarischen Beckengruppe. Eine solche Verengung oder Verbreiterung des mittleren Feldes kann nur durch eine Stoffumlagerung grossen Masses stattfinden. Darum nimmt *Ampferer* an, dass hauptsächlich in der Tiefe eine grosse Strömung stattfindet, und zwar aus den unter Druck stehenden Zonen gegen die sich verbreitenden unter Zug stehenden Zonen. Als einen Beweis dieser Stoffwanderung grossen Masses erwähnt er, dass die Schwermessungen unter den Zentralalpen einen Massenabgang und gegen Osten, gegen die Grosse Ungarische Tiefebene zu, einen ständig zunehmenden Massenüberschuss gezeigt haben. Auch den jungen Vulkanismus der ungarischen Beckengruppe erklärt er durch eine Wirkung des Magmas, das in die Spalten des durch die oben geschilderte Kraftwirkung aufgelockerten Krustenteiles eingedrungen ist. Da er in den Alpen die Kennzeichen der Biegebeanspruchung in der äusseren: auf Zug in Anspruch genommenen, der mittleren: zentralen und inneren: unter Druck stehenden Zone nicht erkannte, setzt er voraus, dass die Knickbeanspruchung nicht das Ganze der Gebirgskette sondern deren Stränge einzeln getroffen hat, sodass sie nebeneinander vorbeigleiten konnten.

Unsere Einwendungen gegen die oben geschilderte Krustenbewegung *Ampferers* — ohne eine Vollständigkeit erreichen oder die Richtigkeit des Grundgedankens bezweifeln zu wollen — können im folgenden zusammengefasst werden.

Unwahrscheinlich und mechanisch nicht zu erklären ist die Annahme eines Kettengebirges, das aus zwei mehrere tausend Kilometer parallel verlaufenden Meereströgen aufgefaltet worden sein soll. Diese Annahme kann weder mit der Orogentheorie *Kobers*, mit den die „starken Massen“ umrändernden „orogenen Ringen“ noch mit der der vorigen übrigens ähnlichen „Scholle- und Faltenring-Theorie“ *Ampferers* erklärt werden.

Die Meereströge, die die Wiege der mediterranen Kettengebirge darstellen, wie auch die von ihnen umgrenzten Zwischenmassen, entstanden durch die nach dem Aequator und dann wieder nach den Polen gerichteten *Staub'schen* Bewegung der Kontinente bzw. durch den in ihnen infolge der Bewegung in meridionaler Richtung alternder auftretenden Druck bzw. Zug. Sie entstanden entlang sog. Gleitflächen, die in den Kontinenten infolge dieser Beanspruchungen,

einander durchquerend, zwangmässig zustande gekommen sind. Diesen ganzen Vorgang legte ich übrigens in meinen „Geomechanische Studien“ (1944) ausführlich dar. Die charakteristischen, schlingenartig gebogenen Hauptzüge des alpinen Orogens waren also bereits zur Zeit der Entstehung der Geosynklinalen gegeben und sie wurden bei der alpidischen Gebirgsbildung durch den in süd-nördlicher Richtung wirkenden und das Orogen auffallenden Druck nur in ein engeres Gebiet gezwungen, wodurch sie schärfer ausgeprägt zum Ausdruck gekommen sind. Um die schlingenartige Form des Orogens zu erklären, muss man also nicht nach der in meridionaler Richtung wirkenden orogenetischen Kraft auch eine um 90° gedrehte, also äquatoriale Kraftwirkung annehmen. Letztere hätte sowieso enorm gross sein müssen, um samt den Orogenen auch die mit der Deformierung des mittleren Feldes verbundene mächtige Massenumlagerungen dadurch erklären zu können. Ganz abgesehen davon, dass dieser Vorgang ohne eine gleichzeitige Deformierung der Kratogene, die die äusseren Vorräume der Kettengebirge bildeten, nicht hätte stattfinden können. Ausserdem war infolge der schlingenartigen Biegung und Undulierung des Orogens nicht einmal die theoretische Möglichkeit einer Gleitung grösseren Ausmasses der einzelnen Stränge gegeben.

Zu einer Erklärung der Differenz von der Schwerkraft in den Zentralalpen und der ungarischen Beckengruppe genügt die durch die Faltung der Alpen nach oben und in die Tiefe entstandene, im wesentlichen also vertikale Magmaverschiebung und die daraus entspringende Unterströmung. Man braucht also nicht eine grossartige horizontale Verschiebung, eine Auspressung, des starren Krustenteiles vom mittleren Feld anzunehmen, was sowieso schwer vorzustellen ist.

Der Mangel an Schwerkraft unter den Alpen ist nach der Abrechnung der isostatischen Korrekturen ohnehin wesentlich geringer als er ursprünglich angenommen wurde.

Der kühne Bogen der Karpaten weist auf eine viel bedeutendere Biege- und Druck-Beanspruchung hin als der wesentlich sanftere Bogen der Alpen, ohne dass aus seinem Kern die Zwischenmasse verdrängt worden wäre.

Meiner Auffassung nach sind also die geosynklinalen Tröge der mediterranen Kettengebirge entlang alter, aber zumindest seit der Zeit der variszischen Gebirgsbildung sich in Ausbildung befindender tektonischer Formen zustande gekommen. Aus diesen Ablagerungströgen wurde das Orogen der Alpen durch einen von Süden nach Norden wirkenden tektonischen Druck aufgefaltet, wobei die Geosynklinale und ihre noch plastischen Gesteine in einen immer engeren Raum zusammengedrückt wurden. Als die Kraft dann noch weiter wirkte, zwang sie die entstandenen, sich versteifenden Faltenbündel — entsprechend den durch die alten Massen vertretenen örtlichen Widerständen — infolge der Beanspruchung auf Biegung oder auf Zug oder aber auf Scherung die heutige Form anzunehmen.

Wir wollen nun näher die einzelnen orogenen Äste betrachten

und nachprüfen, ob an ihnen jene Erscheinungen anzutreffen sind, die als Merkmale der notwendigen und angenommenen mechanischen Beanspruchung, durch welche die heutige Form ausgebildet wurde, vorhanden sind.

Der mächtige schlingenartige Bogen der Karpaten ist nicht einheitlich. Er lässt sich auch schon auf geometrischen Grundlage in mehreren Zonen zerteilen. Der Bogen der Westkarpaten, als die Fortsetzung der Nordalpen, wendet seine konkave Seite der Böhmisches Masse zu. Dann folgt mit einem entgegengesetzten Biegen der Bogen der Nordkarpaten. Dieser geht dann in den Bogen der Ost- und Südkarpaten über, der in der südöstlichen Ecke Siebenbürgens stark zusammengepresst ist. Zum Schluss folgt die regelmässige Hufeisenform, durch die die Südkarpaten mit dem Balkan verbunden ist.

In der äusseren Zone der auf Biegung beanspruchten Träger tritt Zugspannung, in der inneren Zone dagegen Druckspannung auf, während die dieselben trennende, sog. neutrale Achse spannungsfrei ist (S. Abbildungsgruppe 2, Abb. III/2.). In der unter Zugbeanspruchung stehenden Zone treten Kontraktion, Zerrung, Auflockerung und Risse, in der unter Druckbeanspruchung stehenden Zone dagegen Verdichtung, im äussersten Falle Bruch und Stauung ein. Die ursprüngliche Länge der in der neutralen Achse liegenden spannungsfreien Fäden ändert sich aber nicht, sodass sie auch keine rupturale Deformationen erleiden. Die neutrale Achse stellt jedoch in Wirklichkeit nur eine theoretische Linie dar. Wenn man sich von ihr entfernt, nehmen sowohl nach innen wie auch nach aussen hin die Spannungen allmählich zu, sodass man praktisch eigentlich eher nur von einem schmalen mittleren Streifen sprechen kann, in welchen die Spannungen und so auch die ruptuellen Deformationen am geringsten sind.

Den letzteren Fall finden wir z. B. in den Westkarpaten vor. Hier ist fast ausschliesslich der schmale mittlere Streifen vorhanden, während die äussere Zone vollkommen und die innere grösstenteils fehlt (s. Abbildungsgruppe 2, Abb. III/1 und 3).

Die mittlere Zone wird durch das Leithagebirge, durch die kleine Hainburger Scholle und durch den kristallinen Zug der Kleinen Karpaten repräsentiert. Sie wird von Brüchen durchsetzt, von Flüssen (Leitha, Donau) durchbrochen — es handelt sich doch nicht um eine theoretische Linie, sondern um eine 10—15 km breite Zone — jedoch zeigt diese Zergliederung nicht solche Ausmasse, dass man dabei den Zusammenhang nicht wiedererkennen könnte.

Die äussere, hauptsächlich von kristallinen Gesteinen aufgebaute Zone, die sich ursprünglich wahrscheinlich bis zu der Linie Kőszeg—Nyitra erstrecken dürfte, ist infolge der Zugbeanspruchung zerrissen und dann in Hand mit dem letzten grossen Abbruch der ungarischen Beckengruppe in die Tiefe gesunken. Ihre Gesteine wurden durch die Tiefbohrungen auf Kohlenwasserstoffe bei Mihályi (in der Nähe von Kapuvár) und Mosonszentjános direkt unter der Pannon-

decke in 1602 m bzw. im letzteren Falle unter dem in 2564 m angefahrenen Obermiozän in 2651 m Teufe aufgefunden.

Ähnlich ist der Fall auch im Druckbereich. Hier ist die Flyschzone zerbrochen und dann nachträglich in die Tiefe gesunken, wie das durch die Öhlbohrungen im Gebiete des Wiener Beckens und Marchfeldes bewiesen wird. Die Tatsache, dass von dieser Zone, die aus entschieden weniger festen Gesteinen bestand, verhältnismässig viel mehr an der Oberfläche blieb, als von den festeren kristallinen Schiefern der vom Gesichtspunkte der Biegung aus äusseren Zone, kann unter anderem auf die Ursache zurückgeführt werden, dass die Druckfestigkeit der Gesteine deren Zugfestigkeit weit übertrifft.

Ähnlich sind auch die Spuren einer Biege-Beanspruchung in den Nordkarpaten nachzuweisen.

In den Nordkarpaten lassen sich im wesentlichen fünf Zonen unterscheiden, und zwar von aussen nach innen:

die Sandstein- oder Flysch-Zone;

die von verschiedenen Kalksteinen aufgebaute sog. innere Klippen-Zone;

die doppelte Zone der hauptsächlich aus kristallinen Gesteinen (Granit und kristallinen Schiefern) bestehenden Kerngebirge, sowie die innere Zone der Urgesteine.

Innerhalb dieser liegt dann als sechste Zone der innere vulkanische Kranz, der aber nicht mehr eng der Struktur der Karpaten angehört.

Über die Struktur der 50—100 km breiten Flyschzone, die vom Gesichtspunkte der Biegung aus zweifelsohne in der äusseren, gezogenen Zone liegt, wissen wir — ausserdem, dass sie von mächtigen Deckfalten (Magura, Krosno) von 20—30 km Überschiebungen aufgebaut wird — verhältnismässig wenig. Dieser Umstand kann durch die Tatsache erklärt werden, dass die ziemlich plastischen Gesteine, aus denen diese Zone besteht, sehr eintönig und so tektonisch recht schwierig zu gliedern sind. Infolge ihrer Lage kann aber vom mechanischen Gesichtspunkte aus nicht bezweifelt werden, dass die Zerrungsformen auch hier vorhanden sein müssen. Darauf weist übrigens unter anderem die Kartenskizze hin, die von Szalai über die Umgebung von Körösmező zusammengestellt wurde, in welcher die im Tale der Fekete-Tisza nach aussen gerichtete gabelförmige Verzweigung der Magura-Decke primär keine Erosions-, sondern eine mechanisch-tektonische Erscheinung darstellt. Es kann in einem Gebirge, das eine nach aussen gebogene Streichrichtung aufweist, die nach aussen gerichtete Bewegung der Deckenfalte, da diese sich radial ausbreiten muss, nicht ohne Dehnung und Riss vor sich gehen.

Sehr charakteristisch wird die Zug- und Zerrungsbeanspruchung in der inneren Klippenzone widerspiegelt. Ihre schmale, heutzutage höchstens nur noch 21 km breite Zone, die aus verhältnismässig sprö-

den Kalksteinen besteht, ist durch die Zugbeanspruchung in mehr als 5000 Klippen zerrissen und in einen etwa 550 km langen Streifen ausgezogen worden.

Auf eine Zugbeanspruchung weist auch die Doppelzone der Kerngebirge hin, deren einzelne Glieder in der äusseren Zone und zwar in der Fortsetzung der Kleinen Karpaten: der Inovec, ferner die Gruppe, die vom Száraz-Magura, Kis-Magura und Zsdjár aufgebaut wird, sowie die Kis Fátá (Mincsov und Fátá-Kriván), die Hohe Tatra und zum Schluss die Scholle von Branyiszko sind. Zu der inneren Zone gehören: der Zobor über Nyitra, der Tribecs, die Scholle von Lubochna sowie die Niedere Tatra. Sie alle stellen von kristallinen Gesteinen aufgebaute Kerngebirge dar. Ihre Struktur, hauptsächlich aber ihre Form und Erscheinung, weist auf eine Zugbeanspruchung hin. Wir wissen wohl, dass bei einer Zugbeanspruchung hauptsächlich die nicht zu spröden (also die plastischeren) Körper noch vor den Eintritt des Bruches eine Kontraktion erleiden. Die Merkmale einer solchen Kontraktion sind aber nicht allein in horizontaler, sondern auch in vertikaler Richtung in den einzelnen Gliedern der Zone zu erkennen. Auf einen Zug weist auch die Kontraktion der ganzen Kerngebirgszone hin, wie es z. B. zwischen dem Inovec und der Kleinen Tatra zu sehen ist. Die einzelnen Glieder der kristallinen Schollen-Gruppe, die aus den drei Teilen: Száraz-Magura, Kis-Magura und Zsdjár besteht, bleiben gegen die Achse zu allmählich kulissenartig zurück und auch das Südende der in der Fortsetzung liegenden Kleinen Fátá, der Mincsov, streicht zuerst nach innen, ehe es sich in die regelmässige Streichrichtung der Zone einstellt.

Auch das östliche Ende der Kleinen Fátá, die mesozoische Hülle, die die Aussenseite der Granitkerne zwischen dem Kis-Kriván und der Hohen Tatra bedeckt sowie die nach innen gerichtete Einbuchtung der Klippenzonenpartie von Árva weist auf eine Kontraktion bzw. Zugbeanspruchung hin (s. Abb. 3 sowie die Karte *Roth von Telegd* und ebenda den Text auf S. 67).

Dem obigen gegenüber zeigt aber die sog. Innenzone der Karpaten zweifelsohne solche Merkmale, die einen in der Streichrichtung erfolgten Druck — infolge einer Biege-Beanspruchung — erkennen lassen. Nach den Angaben von *Rozložník* ist die Porphyroidserie, d. h. Hauptmasse des Zipser Erzgebirges, zwischen Dobsina und Kassa, d. h. zwischen der kristallinen Masse des Vepors und der Scholle von Branyiszko in etwa 70 km Streichlänge doppelt gebogen, ähnlich wie eine liegende 3. Dieser Umstand sowie das häufige Vorkommen von Tiefengesteinen in der Streichrichtung bezeugen zweifelsohne einen O-W-lich gerichteten Druck. Ein auf Zug oder Knickung in Anspruch genomener Körper will sich nämlich senkrecht zu der wirkenden Kraft auflockern, erweitern. Nach den freien Seiten hin berstet er sich auf, es entstehen in ihm im grossen und ganzen in der Achsenrichtung ablaufende, schwach diagonale oder gebogene Spalten, in welche — im Falle von unter Druck stehenden Gebirgszonen — das

Magma, das von unten nach oben seinen Weg gefunden hat, eindringt. Die Wahrscheinlichkeit des in der Streichrichtung erfolgten Druckes wird auch durch *Rozlozsniks* kleine Karte von der Umgebung von Bindt-bánya betont, ferner durch die zahlreichen Längs- und Querbrüche, die er erwähnt, sowie die Art, in der die Zipser Decke im Westen mit ihren zackigen Rand auf die benachbarte Vepordecke geschoben ist.

Im Zusammenhange mit der tektonischen Struktur des Vepors spricht *Andrusov* — teilweise *Rozlozsnik* rechtfertigend — von einer stark gepressten Struktur, von einer Quetschtektonik. Seine Gesteine, die aus Para- und Orthogneisen, Amphiboliten und tatsächlich zerquetschten Graniten bestehen, bezeugen alle eine äusserst kräftige tektonische Inanspruchnahme, d. h. einen Druck. Ähnlich wie *Uhlig*, nimmt auch er an, dass die subtatrischen Decken von hier, als einer Wurzelregion aus, nach Norden gewandert sind. Da aber die Breite derselben bedeutend grösser ist als die der Vepor-Zone, erklärt er ihre Erweiterung durch Auswälzung, während er die in der Streichrichtung erfolgte Verengerung, die nachträgliche Verkürzung der Vepor-Zone auf eine Zusammenpressung zurückführt, ja sogar auch Verschluckung erwähnt.

Auch die mehr oder minder radial gerichteten Überschiebungslinien bezw. Flächen, die von *Roth v. Telegd* auf seiner Karte auf Grund von Literaturangaben in dieser Zone dargestellt werden, weisen auf eine Druckbeanspruchung grossen Grades in der Streichrichtung hin. Eine von diesen ist die Linie von Ölved am Nordrand des Tribecs mit einem SW-lichen Einfallen, dann die Überschiebungslinie an der Westseite des Vepors mit einem SO-lichen Einfall sowie die durch die Murányer Linie repräsentierte Überschiebungslinie an der Ostseite des Vepors, die eine SO-liche Fallrichtung aufweist. Entlang derselben sind die einzelnen Decken beiderseits wie Dachziegel auf die von vulkanischen Gesteinen des Selmec—Körmöcer—Erzgebirges, im Jungtertiär bedeckte und tiefer liegende innere Zonenpartie überschoben.

Die Kalksteintafeln, die den nördlichen und südlichen Abhang des alten Massivs vom Vepor—Zips—Gömörer—Erzgebirges mantelartig bedecken, zeigen imposante Karsterscheinungen. Solche finden sich in der Umgebung von Rozsnyó und zu ihnen gehören die Eishöhle von Dobsina, der Domicca gennante Teil der Baradla Höhle bei Pelsóc sowie die Baradla von Aggtelek selbst usw. Von allen diesen ist bekannt, dass sie tektonische Erscheinungen sind, die entlang diagonalen, durch Druck hervorgerufener Bruchlinien entstanden.

Die vor allem nach Osten gegen die kleine Zempléner kristalline Schiefer-Insel linsenartig ausgekeilte Form der Nordkarpaten weist aber auch auf eine Biegung hin. Dadurch wird nämlich bewiesen, dass die innere Zone in W-O-licher Richtung unter Druck stand, infolge dessen sie sich nach der freien Südseite ausgebogen hat.

Zwischen den Ost- und Südkarpaten liegt der schärfste, von Süden her eingedrückte Bogen des orogenen Astes.

Die Materialsuntersuchungen beweisen, dass sich der Probekörper bei einer starken Biege-Beanspruchung in der Weise verhält, wie das in Abbildung III/7 der Abbildungsgruppe 2 gezeigt wird, wobei — besonders im Falle spröderen Körpers — die äussere, gezogene Zone radial einreissst und aus der inneren, unter Druck stehenden Zone, ebenfalls entlang der Hauptgleitflächen, ein keilförmiger Körper sich auspresst.

Genau denselben Fall haben wir auch hier vor uns.

Die Ostkarpaten besitzen einen verhältnismässig einfachen Aufbau. Von dem inneren, ihnen eigentlich nicht mehr eng angehörenden vulkanischen Kranz nach aussen zu gerechnet werden sie von der kristallinen Zone, von der nur noch in Spuren vorhandenen Klippenzone und von der sich bis zu der Barcaság hin erstreckenden Flyschzone aufgebaut. Die etwa 240 km lange, schmale kristalline Zone kann man vom Quellengebiet der Tisza bis Csikszereda verfolgen, wo sie plötzlich aufhört. Ihre Fortsetzung lässt sich im breiten kristallinen Zug der Südkarpaten auffinden, während der Teil, der im Bogen fehlt, zusammen mit der aus der inneren Zone des Bogens ausgerissenen und fast vollständigen karpatischen Bildungsserie, im Bihargebirge wiederzuerkennen ist. In einer segmentartigen Anordnung finden wir hier von aussen nach innen: die Flyschzone (Siebenbürger Erzgebirge) samt den Resten der Klippenzone, die aus Granit-Kernen und kristallinen Schiefen bestehende kristalline Zone (Gyaluer Gebirge, Hegyes-Drócsa) und dann die innere Zone, die hauptsächlich aus permischen und darüber gelagerten mesozoischen Gesteinen besteht (Királyerdő, Bihar, Kodru-Moma oder anders Béler Gebirge genannt).

Es ist ein Verdienst von ungarischen Geologen, unter anderem von L. Lóczy sen., L. Roth v. Telegd. Gy. Szádeczky-Kardoss, E. Kuttassy und hauptsächlich von Rozlozsnik, dass die petrographische, faziologische und strukturelle Ähnlichkeit, ja sogar Identität dieses Gebirges mit den Karpaten auch im einzelnen nachgewiesen werden konnte. Die Bihargebirgsgruppe ist also fremd in ihrer Umgebung! Sie ist ganz anders aufgebaut als die anderen Glieder des Siebenbürgischen Westlichen Grenzgebirges, zwischen denen sie heute liegt und deren kristalliner Schiefer-Grund von alter Anordnung, der als Westsiebenbürgische Schwelle bekannt ist, während des Mesozoikums, zumindest zeitweise, als eine Inselreihe über das Meer auftrug. Der Aufbau der Bihargebirgsgruppe weicht aber auch von der Ausbildung und Struktur des Ungarischen Mittelgebirges (Bakony, Vértes, Gerecse, Esztergom-Budaer-Gebirge, Bükk) ab. Die vorher erwähnten zusammen mit den aufgezählten Gliedern des Ungarischen Mittelgebirges bilden Teile der Ungarischen Zwischenmasse und weisen in wesentlichem nur eine Bruchstruktur auf.

Die Erkennung der Allochthonie der Bihar-Gruppe und ihrer

Verwandtschaft mit den Karpaten warf natürlich das Problem ihres Zusammenhanges auf.

Zur Erklärung der Verbindung wurde an der Stelle des heutigen Bihars oder noch mehr westlich davon, an der Stelle des versunkenen Teiles von der Grossen Ungarischen Tiefebene eine zweiästige Teilgeosynklinale angenommen, die von den Nordostkarpaten ausgehend etwa in der Umgebung des heutigen Bihars eine mit dem Bogen der Siebenbürger Karpaten parallele, aber natürlich samt diesem eine viel sanftere Biegung bildete und sich gegen die Untere Donau zu ausstreckte.

Nach der Ahnahme von *Uhlig* und neuerdings auch von *Popescu-Voitești* sollen die Decken aus dieser Biharer Geosynklinale, wie aus einer Wurzelregion, ursprünglich bis in die Aussenzone der Karpaten vorgedrungen und dort gewisse Einheiten ihrer Stirnregionen — nach der Abtragung des mittleren Teiles von den Decken — auch heute noch zu sehen sein. *Rozlozsnik* bezweifelte, dass der Bogen von kleinem Radius der Biharer Geosynklinale irgendeine Einheit des äusseren Karpatenbogens von bedeutend grösserem Radius hätte bilden können.

Nach dem Profil von *Mrazec* das mit der teilweisen Benutzung von Angaben von *Pálffy* und *Rozlozsnik* zusammengestellt wurde — sollen die von der Grossen Ungarischen Tiefebene her aus der Teilgeosynklinale überschobenen Decken ihre heute bekannte, aber durch die Erosion bereits etwas abgetragene Ostgrenze nur wenig überschritten haben. Im wesentlichen vertritt auch *Rozlozsnik* dieselbe Auffassung, obwohl er auf Grund seiner Detailuntersuchungen über die Struktur und Deckensysteme des Gebirges ein Bild entworfen hat, das von dem des früher erwähnten Verfassers abweicht.

Die Supposition von einer Teilgeosynklinale ist also bereits bei *Uhlig* vorhanden und da diese sowohl die faziologischen als auch die tektonischen Übereinstimmungen erklären liess, galt sie lange Zeit hindurch als richtig, obwohl der unmittelbare Zusammenhang zwischen den beiden Geosynkinalen nicht in beruhigender Weise bewiesen wurde. Ausserdem verursacht eine Schwierigkeit auch die Begründung der Tatsache, dass im Bereiche des in weiterem Sinne genommenen Bihars die Gebirgsbildung bereits zu Ende der Kreide aufgehört hat, während die Ausbildung der Aussenränder der Karpaten auch im Tertiär noch fort dauerte. Und zum Schluss wird uns keine Erklärung über den wichtigen Umstand gegeben, warum die inneren Zonen aus dem südostsiebenbürgischen Bogen der Karpaten fehlen, obwohl sie in der aus der sog. Teilgeosynklinale hervorgegangenen Bihargebirgsgruppe so schön ausgebildet sind.

Einen Teil dieser Schwierigkeiten versuchte *Rozlozsnik* folgendermassen zu eliminieren. Ich wiederhole ihn hier wörtlich: „Es ist eine Auffassungssache, ob man das Béler-Gebirge und den Bihar als die stärker zusammengepresste äussere Zone der Ungarischen Zwischenmasse oder als die weniger komplizierte Innenzonen der

zentralen Einheit betrachtet. Meines Erachtens ist die letztere Auffassung berechtigter und so sehe ich im Béler-Gebirge und Bihar einen Teil jener Innenzonen der spätkretazischen Karpaten, die nach Beendigung der altalpinen Gebirgsbildung sich dem alten ungarischen Massiv anschloss und im weiteren bereits das Schicksal desselben teilte.“

Dieses wäre natürlich aber nur in dem Falle möglich gewesen, wenn das Béler-Gebirge und der Bihar unmittelbar zwischen der Zwischenmasse und den Karpaten gelegen wäre. Wir wissen aber, dass sich die Zwischenmasse nach Osten viel weiter erstreckt, da sie auch einen bedeutenden Teil des Siebenbürgischen Beckens einnimmt, nachdem ihre Ostgrenze etwa am Fusse der Karpaten liegt.

Wenn wir also annehmen — und das muss auch auf Grund des vorhergesagten als völlig bewiesen betrachtet werden — dass wir im Béler-Gebirge und im Bihar die inneren Zonen der Karpaten zu sehen haben, so ist es nicht nur überflüssig, sondern direkt unmöglich, ihre Herkunft aus weitliegenden, durch einen bedeutenden Teil der Zwischenmasse abgetrennten Teilgeosynklinalen ableiten zu wollen.

Die Frage, wie und warum dieses innere Zonensystem aus den Karpaten ausgerissen wurden, taucht aber so oder so doch auf.

Und diese Frage wird durch das Bild beantwortet, dass ich am Anfang des Kapitels über den südostsiebenbürgischen Karpatenbogen im Zusammenhange mit den mechanischen Folgen der stärkeren Biege-Beanspruchung von späteren Körpern gegeben habe (s. Abbildungsgruppe 2, Abb. III/7.).

Die Anschliessung an das alte ungarische Massiv braucht auch nicht unbedingt in der Weise gedeutet zu werden, dass sich der abgeschorene Bihar usw. dem alten Massiv an der Seite angeschweisst hat. Es genügt, wenn man annimmt, dass er auf die Zwischenmasse gerutscht ist. Diese Vorstellung genügt nämlich, um damit jene Verhältnisse der abgeschorenen inneren Zone zu erklären, nach denen diese nach der altalpinen Orogenese bereits das weitere Schicksal der alten Zwischenmasse mitgemacht haben. Aus dieser geologischen Tatsache hat man bis jetzt an die Anschliessung gefolgert.

Letzten Endes also kann und muss man sich die Entwicklung der Bihargebirgsgruppe folgendermassen vorstellen.

Im Südostsiebenbürgischen Bogen — infolge des von Süden her wirkenden Druckes — fing die Faltung und Hebung der kristallinen Zone bereits im Jura an. Die Falten bildeten in der unteren Kreide schon ein hohes Kettengebirge, wodurch das Flyschmeer getrennt und nach aussen gedrängt wurde. Etwa zur Zeit der mittleren Kreide ist auch die Bogenbildung so weit fortgeschritten, dass die äussere, gezogene Zone des Gebirgszuges infolge der Biege-Beanspruchung zerriss und aus der inneren, unter Druck stehenden Zone ein grosses Stück ausgeschieden wurde. In das Bereich der an dieser Stelle entstande-

nen sog. Brassóer Depression drang das Flyschmeer von aussen allmählich ein und setzte charakteristische Transgressionsablagerungen ab.¹

Die Bewegung des inneren Gebirgstalles, der die vorunterkretazischen Glieder enthält, wurde also durch die Hauptgleitflächen ermöglicht, die an den beiden Seiten des Bogens infolge der Biege-Banspruchung entstanden sind. Die Bewegung konnte aber auch durch eine andere Scherfläche befördert werden, und zwar durch jene, die unter dem Selbstgewicht des hoch aufragenden Gebirges diagonal, d. h. in der nach dem Bergfuss einfallenden Richtung zustande kam. Auf diese Möglichkeit, als auf einen die Faltung herforrufenden geologischen Faktor, hat zuerst im Jahre 1907 E. *Reyer* hingewiesen. Vor kurzem hat dann *Stiny* zahlenmässig bewiesen, dass in der Natur die mechanischen Vorbedingungen und Merkmale solcher Abrutschungen tatsächlich vorhanden sind.

Die ausgeschorene und von nun an selbständig gewordene Bihargebirgsgruppe bewegte sich auf dem geneigten und rutschigen Meeresboden allmählich so lange nach Westen, bis sie von der westsiebenbürgischen Schwelle aufgehalten wurde. Inzwischen hat sich natürlich die Zwischenmasse auf die Einwirkung der S-N-lich gerichteten gebirgsbildenden Kraft weiter deformiert. Sie dehnte sich, nachdem sie entlang diagonalen Brüchen wegglied, in W-O-licher Richtung aus, wodurch auch die von ihr nach aussen geschobenen Ostkarpaten selbst in einer entgegengesetzten Richtung — gegen die moldo-bessarabische Depression zu — sich von dem abgeschorenen Schollengebirge allmählich entfernten.

Die Bihargebirgsgruppe selbst wurde aber nach der mittleren Kreide, im Tertiär, bereits von keinem Gebirgsdruck betroffen. Die letzte, Dislokation von grösserer Masse war diejenige, die die Gebirgsgruppe am Ende der Kreide, offenbar schon in ihrem starren Zustand und an ihrer heutigen Stelle, erlitten hat. Ihre Ablafrichtung wird S-lich des Királyerdő, vom Vlegyásza bis Soborsin am Maros, ja sogar noch weiter, durch eine in SSW-licher Richtung verfolgbare granodioritische Gesteinsreihe gekennzeichnet. Diese Erscheinung zeigt aber schon einen kratogenen Charakter und es ist wohl möglich dass ihre Entstehung mit einer Bewegung des Grundmassivs zusammenhängt.

Wen wir nun auf Grund der Beschreibung von *Rozlozsnik* die innere Struktur des im weiteren Sinne genommenen Bihars betrachten, müssen wir feststellen, dass sie alle Merkmale einer durch Bie-

¹ Diese von *Macovei* nachgewiesene aptische Transgression — und damit im Zusammenhange das orogenetische Zeitgesetz von *Stille* — wird auch durch die im Bakony-Gebirge gewonnene Feststellung von *K. Roth v. Telegd* bekräftigt. Nach ihm wird nämlich in Nordlichen Bakony, die unebene Oberfläche, die nach der darauffolgenden terrestrischen Denudation ausgebildet wurde, von den Transgressionsablagerungen des Aptiens bedeckt. (*K. Roth von Telegd*: Daten aus dem nördlichen Bakonygebirge zur jungmesozoischen Entwicklungsgeschichte der ungarischen Zwischenmasse. *Mathem. und Naturw. Anzeiger d. Ung. Ak. d. Wiss.* Bd. 52. S. 205—252. Budapest 1935.).

gung auf Druck beanspruchten Zone aufweist. Vom Tale des Fekete-Körös-Flusses stauen sich in zwei Richtungen, einerseits auf den Bihar, anderseits auf das Kodru-Móma, Scherdecken auf. Von Süden her wird Flysch auf die Béler und Biharer Einheiten geschoben. Im innersten Teil, im Királyerdő und im nördlichen Kodru, treten Undulationen auf, die zu der Hauptstreichrichtung senkrecht stehen, also Formen, die auf eine Raumverengerung hinweisen. Zu diesen gehört z. B. die westlich von Belényes kartierte Antiklinale bei Borza, der sich nach Süden hin die überkippte Falte von Urmező anschliesst. Es sind aber auch andere solche Formen bekannt. Die Lage des Kodru-Móma selbst macht den Eindruck, als wenn sie eine Wiederholung des Vorganges wäre, den ich im Zusammenhange mit der Entstehung der ganzen Bihargebirgsgruppe beschrieb.

Das Zustandekommen von allen diesen Erscheinungen lässt sich viel leichter erklären, wenn wir annehmen, dass sie sich im Bogen der Karpaten ausgebildet haben. Wenn diese Gebirgsbildung in zwei parallel ablaufenden Bogen, gleichzeitig und in gleicher Weise vor sich gegangen wäre, müsste man annehmen, dass die Masse, die die Geosynklinalen voneinander trennte, in grossem Grade plastisch war. Da sie aber eine Zwischenmasse ist, wissen wir darüber, dass sie starr sein musste.

Im Zusammenhange mit den Süd- und Nordostkarpaten haben wir noch eine Erscheinung zu besprechen. Diese Partien der karpatischen Gebirgskette waren während des ganzen Vorganges der Gebirgsbildung auf Zug beansprucht. Anlässlich der Behandlung der Struktur von der Ungarischen Zwischenmasse (dem Ungarischen Zwischengebirge) haben wir bereits gesehen, dass sie an Hand der kretazischen Gebirgsbildung auf die Einwirkung eines im wesentlichen S-N-lichen Druckes in NO-SW-licher und dazu senkrechter Richtung zerbrach, um sich entlang dieser Hauptgleitflächen bewegend, der zu der Krafrichtung senkrechten, also in W-O-licher Richtung ausweichen zu können. Ähnlich war die Lage auch zur Zeit der tertiären Gebirgsbildung, als aber der Druck eher in SW-NO-licher Richtung gewirkt hat. Dieser Kraft weichte das Material der N-S-lich und O-W-lich zerbrechenden Zwischenmasse in einer NW-SO-licher Richtung aus (s. Abbildungsgruppe 2, Abb. III./1.).

In beiden Fällen dehnte sich also die Zwischenmasse, oder, nach dem zutreffenden Worte von *Prinz*, der Leisten des Orogens, in wesentlichem in W-O-licher Richtung aus. Während dieser Ausdehnung wurden die sich um die Leisten schlingenden Faltenbündel der Karpaten auf Zug in Anspruch genommen (s. Abbildungsgruppe 2, Abb. III./1.).

In den Südkarpaten haben wir es mit einem ganz frappanten Fall zu tun. Der orogene Ast umschlingt einerseits die Kimmerische Masse, andererseits, mit einem entgegengesetzten Bogen, das Massiv der Tisia und nachdem er an diesen nicht vorbeigleiten konnte, wurde zwischen diesen beiden Bindungen der gerade Faltenbündel,

d. h. der Gebirgszug der Südkarpaten, infolge der W-O-lichen Erweiterung des Leistens in derselben Richtung auf Zug in Anspruch genommen. Die unverkennbaren Merkmale der Zugbeanspruchung werden etwa in der Mitte der Südkarpaten in Form von einer Kontraktion grossen Masses und dann von einem Riss beim Vöröstoronyer-Pass widerspiegelt. In der tektonischen Karte von Aladár Vendl über das Sebeser- und Zibins Gebirge kontrahieren die tektonischen Einheiten des Gebietes, die Brüche und die Achsen der Antiklinalen und Synklinalen alle gegen den Olt zu, gerade so wie im Falle eines unter Zug stehenden Probekörpers dessen Elementarfäden. Dasselbe sieht man auch in der kolorierten geologischen Karte Ungarns, die im Jahre 1922 im Verlag der Ungarischen Geographischen Gesellschaft, redigiert von L. v. Lóczy sen. und K. von Papp, erschienen ist, in welcher die verschiedenen Bildungen des kristallinen Schiefers und des Kalksteins alle nach dem Vöröstoronyer Pass eingeschnürt sind.

Der Olt-Durchbruch bildete sich also entlang eines Bruches aus, der infolge von Zugbeanspruchung zustande kam und entstand nicht infolge der rückschreitenden Erosion durch das rupturrell nicht deformierte kristalline Schiefergebirge, wie das von Cholnokys angenommen wurde. Mit dieser Annahme Cholnokys liesse sich dieses ganz eigenartige Verhalten des Olt-Flusses sehr schwer erklären. Es ist schwer sich vorzustellen, dass dieser Fluss, der im Siebenbürgischen Becken entspringt und eine lange Strecke darin dahinfliesst, nicht durch irgend ein vorhandenes westliches Tor des Beckens hinausfliesst, wie die übrigen Flüsse Siebenbürgens, sondern nach einer Biegung um 90° eine etwa 40 km breite und 2000 m hohe kristalline Felsenwand in einer engen Schlucht durchbricht. Ohne eine tektonische Präformierung wäre dies wohl kaum möglich.

Was ist aber inzwischen im anderen Ast des scharfen südsiebenbürgischen Karpaten-Bogens vor sich gegangen? Dort nämlich, wo infolge der östlichen bzw. südöstlichen Erweiterung des Leistens ebenfalls eine Zugspannung auftreten musste. Auf Grund des vorhergesagten ist es tatsächlich nicht schwer, die Spuren einer Kontraktion sowie den kausalen Zusammenhang in der auf Zug beanspruchten Struktur der Nordöstlichen Karpaten zu erkennen. Wir wissen wohl, dass die Innenzonen der Nordkarpaten nach Osten, nach dem Zempléner Inselgebirge, kontrahieren. Das selbe sieht man auch am nördlichen Fortsatz der inneren kristallinen Schieferzone der Ostkarpaten. Diese Zone ist infolge des Zuges ganz schmal geworden, ja sogar auch zerrissen, sodass sie in den Nordostkarpaten garnicht mehr vorhanden ist. Die erhalten gebliebenen, schmalen Fetzen sind wahrscheinlich anlässlich des mächtigen Abbruch der Grossen Ungarischen Tiefebene in der Tiefe versunken. Das ist die Erklärung dafür, warum im Aufbau der Nordöstlichen Karpaten — über den inneren vulkanischen Kranz — ausser der völlig zerrissenen Klippenzone heutzutage nur noch die Flyschzone teilnimmt.

Mit der oben geschilderten Art und Weise von innerer Struktur,

Bewegung und W-O-licher Ausdehnung der Ungarischen Zwischenmasse kann auch ein ständig wiederkehrendes allgemeines Problem der Geologie gelöst werden.

Es ist wohl allgemein bekannt, dass in der Angabe der Richtung von gebirgsbildender Kraft und gebirgsbildendem Druck bis jetzt eine gewisse Unsicherheit herrschte. Diese Unsicherheit widerspiegelt sich auch im akademischen Antrittsvortrag von *Rozlozsnik* (11. p. 64.), in dem er folgendes sagt: „Es ist bekannt, dass die Angabe der Druckrichtung eine Auffassungssache ist. Die französische Schule, die das Vorhandensein einer Zwischenmasse nicht anerkennt, meint, dass der Druck im allgemeinen von Süden nach Norden wirkte. Nimmt man aber die Existenz einer Zwischenmasse an, so ist es unvorstellbar, dass z. B. aus der alten Ungarischen Zwischenmasse nach jeder Richtung hin ein Druck hätte ausstrahlen können. Von diesem Gesichtspunkte aus schliesse ich mich also der Auffassung *Stilles* an, nach welcher der Druck aus dem starren Rahmen ausgeht“.

Der Druck ist natürlich in jedem Falle das Resultat von mindestens zwei in einer Geraden aber in entgegengesetzter Richtung wirkenden Kräften, da einer jeden Aktion Reaktion und jeder Kraft eine Gegenkraft entspricht. Ohne dies kommt kein Druck, sondern Bewegung zustande. In den Kettengebirgen kann man aber nicht allein die Spuren vom Druck, sondern auch die von Bewegung beobachten. Diese Bewegung ist auf die Ungleichheit der zwei in der selben Geraden liegenden aber in entgegengesetzter Richtung wirkenden Kräfte zurückzuführen und richtet sich, nach Erfahrung, immer nach dem äusseren Rahmen, dem sog. Vorraum (s. Abb. 1.). Dadurch wird sogleich auch der Umstand angeben, aus welcher Richtung der aktive und aus welcher der passive Gebirgsdruck gewirkt hat. Auf diese Weise lässt sich also zweifelsohne feststellen, dass der Druck nicht aus dem äusseren Rahmen, sondern aus den Zwischenmassen „ausging“.* Und daran ändert auch das nichts, wenn wir z. B. im Falle der vom Karpatenbogen schlingenartig umrahmten alten Ungarischen Zwischenmasse einen aus ihr ausgehenden und „fast nach allen Seiten hin ausstrahlenden Druck“ annehmen müssen. Aber auch diese Annahme ist nicht als unvorstellbar zu bezeichnen. Denn wie wir weiter oben gesehen haben, ist nichts einfacher als sich mechanisch vorzustellen, dass sich der S-N-liche Gebirgsdruck in der Zwischenmasse, als in einem druckvermittelnden Medium, in einen zur ursprünglichen Richtung senkrechten Druck verwandelt. Dabei dürfen wir aber natürlich nicht — nicht einmal im Unterbewusstsein — die starre Zwischenmasse für undeformierbar halten. Sie ist es auch gar nicht. Denn wir wissen nur zu gut, dass sie zwar nicht plastisch, so doch rapturell deformiert wurde, wie z. B. auch die

* Das Ausgehen ist hier natürlich als lokal zu verstehen, denn wir wissen, dass letzten Endes der Gebirgsdruck von den Kontinent-Bewegungen her stammt, in Wirklichkeit und in solchem Sinne also doch aus dem äusseren Rahmen ausgeht.

Ungarische Zwischenmasse und zwar im Laufe der karpatischen Gebirgsbildung und als unmittelbare Folge derselben (s. Abbildungsgruppe 2.).

Allerdings wäre es — im Falle der Annahme eines aus dem starren Rahmen ausgehenden Druckes — viel schwerer, wenn auch nicht unmöglich, zu erklären, warum diese Kräfte — z. B. im Falle der Ungarischen Zwischenmasse — lokal und radial gegen einen zentralen Punkt gerichtet sind.

Ein sehr schönes Beispiel für die Biege-Beanspruchung ist der Bogen, mit dem der Westteil der Südkarpaten in den Balkan übergeht und zwar nicht nur der Form nach, sondern auch vom Gesichtspunkte der gezogenen und gedruckten Zone und von dem der regelmässigen Ausbildung der charakteristischen Deformationen dieser Beanspruchung aus. Die Erkennung der Deformationen wird auch durch den verhältnismässig einfachen Aufbau des Gebirges erleichtert.

Die Südkarpaten werden im wesentlichen nur von einer, und zwar von der kristallinen Schiefer-Zone aufgebaut. Die Bauelemente sind hier also hauptsächlich kristalline Gesteine, zwischen denen in grösserem Masse nur im Gebiet westlich des Lotru perm-mesozoische Bildungen anzutreffen sind. Ausserdem finden wir nur im östlichen Teil des Gebirges ein wenig Mesozoikum über den kristallinen Gesteinen gelagert vor, so am Királykő, in der Umgebung von Brassó und im Persányer Gebirge, das von den einst im grossen siebenbürgischen Bogen vorhanden gewesen inneren Zonen abgerissen und zurückgelassen ist.

Im Aufbau der Gebirgsstruktur nehmen die Glieder von zwei Gesteinsgruppen teil, die voneinander sowohl petrographisch als auch faziologisch deutlich zu unterscheiden sind. Die Gesteine der einen Gruppe sind autochton, während die andere Gruppe von Norden her in Form einer mächtigen Decke auf die erste Gruppe geschoben wurde (*Murgoci*).

Hinter Petrozsény ist die äussere, gezogene Zone des Gebirges, infolge der Biegung, entlang bedeutender radialer Risse zerstückelt und sozusagen in Kerngebirge: Ruszkaer Gebirge, Szárkő, Szemenik, Krassó-Szörényer Gebirge und kristalline Schieferinsel von Versec zerrissen.

Dagegen treten in der inneren, auf Druck beanspruchten Zone des Bogens — unter den Schollen der infolge Zusammenpressung zerbrochenen und dann abgetragenen Decke — die Glieder der tieferen, der autochtonen Gesteinsgruppe auf. Sie treten im Bilde des Pareng, Vulkán, Retyezát und Almás-Gebirges (Pareng-Fenster) auf. Sozusagen als Zeugenberge der abgetragenen Decke sind in dieser Zone in Form von Deckschollen die Massen des Godian-Gebirges, des Mehedinti-Plateaus und jenseits der Donau die des Miroč-Gebirges erhalten geblieben.

Für einen in der inneren Zone in der Streichrichtung erfolgten Druck sprechen auch die quer bezw. radial ablaufenden Überschie-

bungslinien, die das westliche Ende des Lotru und jenseits der Donau das Südende des Banater Gebirges begrenzen und teilweise auch das Auftreten von Tiefengesteinen in der Streichrichtung, sowie die Kazán-Schlucht, über die *Cholnoky* feststellte, dass sie durch das Einbrechen eines Höhlenganges entstanden ist. Der Verfasser dieser Zeilen konnte aber bereits beweisen, dass die Höhlengänge immer entlang zur Druckrichtung diagonalen Bruchlinien durch die lösende Wirkung des kohlenensäurehaltigen Wassers und die mechanische Tätigkeit des fließenden Wassers entstehen.

Die neutrale Achse verläuft in den Südkarpaten etwa in der Achsenlinie des Gebirges, im Bereiche der sich in der Streichrichtung hinziehenden Überschiebungslinie.

Auch die folgende ausserordentlich interessante und sehr lehrreiche Erscheinung, die auch vom praktischen Gesichtspunkte aus von grosser Bedeutung ist, spricht für eine Biege-Beanspruchung.

Es ist wohl leicht einzusehen, dass im Falle einer stärkeren Biegung auch die rupturellen Deformationen sich stärker entwickeln als bei einer schwächeren Beanspruchung und bei starrerem Materialen kräftiger als bei plastischeren Massen. Auch in der unter Zug stehenden Zone tritt die Deformation früher ein, da die Zugfestigkeit der Gesteine wesentlich geringer ist als ihre Druckfestigkeit.

Demgemäss sind also in den auf Biegung stärker in Anspruch genommenen Bogen des orogenen Astes der Gebirgskette dieselben ganz durchquerende Brüche zu erwarten, welche in den schwächer gebogenen Bogenpartien, vorausgesetzt nur in der äusseren, gezogenen Zone, auftreten werden. Demgegenüber werden in der äusseren gezogenen Zone der noch weniger gebogenen Bogen vielleicht nur die Spuren einer dem Bruch vorangehenden Kontraktion zu erkennen sein.

Betrachten wir nun die Karpaten von diesem Gesichtspunkte aus.

Die Untere-Donau durchquert die Karpaten in der Kulmination eines Bogens. Hier finden wir die Kazán-Schlucht und das Eiserne Tor. Dan tritt im Bogen der Süd- und Ostkarpaten eine ganze Reihe von Schluchten auf, zwischen denen nur hier und da, und hauptsächlich nur in den geraden Strecken der Gebirgskette weniger bedeutende Pässe vorkommen.

So folgen in den Südkarpaten hintereinander: der Vulkán Pass, der Szurdok, die Schlucht von Vöröstorony, der Törösvärer und Tömöser Pass; über letzteren führt auch die Eisenbahnlinie Brassó-Bukarest durch.

In den Ostkarpaten befinden sich die Bodza-, Ojtoz-, Tatros-, Békás- und Tölgyeser-Schluchten. Durch diese Schluchten verlassen das Bereich Siebenbürgens folgende Flüsse und Bäche: Zsil, Olt, Bodzás, Ojtoz, Tatros, Békás und der Kleine-Beszerce. Sämtliche Schluchten stellen gleichzeitig auch wichtige Verkehrswege dar.

Nach der Tölgyeser-Schlucht, entsprechend dem sanfteren Bogen der Karpaten, finden sich nur noch Pässe. Solche sind im Nordteil der

Ostkarpaten die Borgóer, Radnaer und Borsauer Pässe, in den Nordöstlichen Karpaten die Tatár-, Vereckeer-, Uzsoker- und Dukla-Pässe. Im Westteil der Nordkarpaten der Jablonkaer und der Vlára-Pass. Inzwischen wurde die auf Zug beanspruchte Zone des Gebirges nur am Kulminationspunkt der Nordkarpaten vom Poprád-Fluss durchbrochen. Die in entgegengesetzter Richtung gebogene Strecke der Westkarpaten erlitt wieder eine kräftigere Biegung. Sie wird von Querbrüchen durchsetzt, die in die Gebirgskette breite Tore eingeschnitten haben. Durch diese Tore durchqueren das Gebirge, bezw. die kristalline Schieferzone, die Flüsse Vág, Donau und Leytha.

Die Schluchten und Pässe der Karpaten durchqueren also genau dort und auf der Weise das Gebirge, wo und wie es auf Grund unserer mechanischen Erörterungen zu erwarten ist. Nach einer Skizzierung des Problems von den Alpen werden wir dann noch sehen, dass auch die übrigen Kettengebirge dieser Gesetzmässigkeit folgen.

Zum Schluss der Illustrierung der engen Verbindung zwischen der Struktur und dem Mechanismus der Karpaten möchte ich nur noch auf eine Erscheinung hinweisen. Und zwar auf jene charakteristische Tapperbewegung, mit der die von Süden her auf Druck beanspruchte Ungarische Zwischenmasse, zusammen mit den bereits angeschweissten Teilen des inneren Kettengebirges, am Rande der alten Massive des nördlichen Vorraumes (Böhmische Masse, Sudeten, Russische Tafel) entlangrollte und die von Westen nach Osten immer jüngere Faltenzonen der Flyschzone nacheinander ausgepresst und aufgefaltet hat (s. Abb. 3.).

Diese rollende Bewegung ist eine natürliche Folge jenes Drehmoments, von dem die Zwischenmasse, am charakteristischsten am Anfang der Orogenese, in der Kreide, getroffen wurde, als im Südosten die Südkarpaten und im Nordwesten die Zone der Kerngebirge aufgefaltet wurden. Diese Kraftwirkung dauerte — wie es gerade aus der Struktur der Flyschzone hervorgeht — wenn auch mit einer absterbenden Intensität, so doch durch das ganze Tertiär fort (s. Abb. I/a der Abbildungsgruppe 2.).

Erich *Seidl* war nicht nur unter den ersten, die für die Analyse der Gebirgsstrukturen die exakten mechanischen Methoden eingeführt haben, sondern er war zweifelsohne der erste, der diese Methode für ein ganzes Kettengebirge, die Alpen, anzuwenden versucht hat.

Nach ihm soll der Bogen der von einem südlichen Druck aufgefalteten Alpen infolge eines O-W-lich gewirkten Gebirgsdruckes, also einer Knickbeanspruchung, zustande gekommen sein, so wie das die Abbildung 4/a zeigt.

Nach *Seidl*, entsprechend seiner mechanischen Supposition, hätten die Alpen sich auch nach Süden ausbiegen können. Dieser Annahme widerspricht aber sowohl eine ganze Reihe geologischer Geschehnisse, die sich in diesem Krustenteil abgespielt haben, wie auch die Lage der übrigen Glieder der mediterranen Kettengebirge und der Zwischengebirge. Ausserdem wäre bei einer Knickbeanspruchung eher

in der Richtung der Bewegung, d. h. in der der Knickung des Bogens ein Knick des mittleren Teiles zu erwarten. Eine Umdrehung der Wirkungskraft um 90° nach der Faltung des Faltenbündels lässt sich geologisch nicht motivieren, wie ich darauf bereits anlässlich der Besprechung der Theorie von *Ampferer* hingewiesen habe.

Meiner Auffassung nach sind die Falten, der Bogen und das Zurückbleiben des mittleren Teiles der Alpen auf ein und dieselbe Kraft zurückzuführen, und zwar in der obigen zeitlichen Reihenfolge, so wie das in der Abbildung 4/b gezeigt wird.

Der von Süden her wirkende Gebirgsdruck faltete also zuerst die im grossen und ganzen W-O-lich streichenden Faltenbündel auf (I), und dann, als das Westende derselben — infolge ihres Schubes nach Norden — an das Französische Massiv anstoss, drehte er in NW-licher Richtung das ganze System etwas um, sodass das Ostende nun in der Böhmisches Masse ebenfalls einen Widerstand fand. Der in N-licher bzw. in NW-licher Richtung weiter wirkende Gebirgsdruck nahm nun in dieser Lage den orogenen Ast auf Biegung in Beanspruchung, sodass er sich nach Norden immer mehr ausbuchtete (II), bis etwa die Mitte des Bogens vor die alte Masse der Vogesen und des Schwarzwaldes vorgerückt ist, die den Alpen-Bogen zuerst eingedrückt und dann auch ausgeschoren hat (III). Die nach Norden gerichtete gebirgsbildende Kraft wirkte aber auch während des Ponts noch weiter und faltete im Vorraum der Alpen die vom Grund abgeschorenen Ablagerungsgesteine in die sanften Falten des Juragebirges auf, die dann an der Südspitze des Schwarzwaldes, wie an einem Wellenbrecher, aufgestaut wurden.

Inzwischen aber erlitt die kleine Masse dieses Wellenbrechers auch selbst Schaden. Infolge der etwas schiefen Kraftwirkung ist er schwach aufgewölbt und auch aufgerissen worden. Das Aufreißen wurde auch durch den Umstand bevorzugt, das zu gleicher Zeit in diesem alten, starren Massiv, entlang der zu der NNW-lich wirkenden gebirgsbildenden Kraft diagonal entstehenden Hauptgleitflächen auch Scherung auftritt. So ist der ursprünglich einheitliche alte Block in zwei Teile zerrissen worden: in die entgegengesetzt einfallenden Massen der Vogesen und des Schwarzwaldes, während zwischen diesen beiden Teilen die Senke des Rheingrabens entstand.

Die übrigen Strukturelemente der Alpen widerspiegeln ebenfalls sehr deutlich die Biege-Beanspruchung. Abgesehen von den charakteristischen Merkmalen der auf Zug und Druck beanspruchten Zonen, sind, entsprechend der grösseren Beanspruchung, die stärker gebogenen Westalpen am kräftigsten gefaltet und auch die Gesteine der tiefsten, der Helvetischen Decke, sind hier zu den höchsten Gebirgsgraten aufgestaut. Und hier ist — besonders in der auf Zug beanspruchten Zone — die jüngste und gleichzeitig auch höchste Decke, die austrische, am meisten zerstückelt und abgetragen. Ihre Reste findet man in Form von Deckschollen über der tiefsten Decke, der helvetischen Decke, wie z. B. am Genfer-See. *Kober* sieht auch im

Dent Blanche einen solchen Rest, der über der mittleren alpinen Decke, der penninischen, liegt. Die kristallinen Gebirgszüge der Westalpen werden von vielen Flüssen durchquert. Auch die meisten und berühmtesten Pässe der Alpen befinden sich hier, wie Col di Tenda, Mt. Cenis, der Kleine und der Grosse St. Bernhard, Simplon, St. Gotthard und Grimse-Pass.

Wichtige Schluchten und Pässe sieht man auch in den Gebirgszügen der verbogenen mittleren Alpen (Maloja-Pass, Bernina-Pass, Reschen-Scheideck-Pass usw.).

Das alles steht im Gegensatz zu den Ostalpen, wo hinter dem Brenner über die 155 km lange gerade geschlossene Felsenmauer der Hohen Tauern kein einziger Pass hinüberführt. Ein Pass trifft man erst dort wieder an, wo die Mürzthaler Alpen sich in das Leithagebirge bezw. in die Karpaten umbiegen. Hier liegt der Semmering-Pass.

Man sieht also, dass hier derselbe Zusammenhang zwischen dem Grad der Biegung und den Übergängen, Pässen und Schluchten vorhanden ist, wie wir es in den Karpaten bereits erkannt haben.

Und genau mit demselben Fall haben wir es auch in den übrigen orogenen Ästen bezw. Kettengebirgen zu tun.

Der Balkan wird nur in seinem gebogenen Teil von Flüssen in Schluchten durchbrochen. Solche sind nach der Kazán-Schlucht die in die Donau fliessenden Flüsse: an der serbisch-bulgarischen Grenze der Timok und der bei Sofia vorbeifliessende Isker. Nachher folgt eine gerade Strecke des Gebirges, durch die nur zwei hohe Pässe: der Sipka und das Demir-Tor durchführen.

Die Fortsetzung des Balkans wird am Südteil der Krimer-Halbinsel vom Jajla-Gebirge gebildet, das mit einem breiten Bogen in den Kaukasus hinüberführt. Die Halbinsel Krim ist von diagonalen Hauptgleitflächen ausgebildet. Östlich von ihr, im Kulminationspunkt des Gebirgsbogens, liegt die Meerenge von Kertsch, die das Azovische Meer mit dem Schwarzen Meer verbindet. Hier fängt die 1250 km lange, majestätisch finstere und auffallend geradlinige Gebirgskette des Kaukasus an. Sie wird weder von einem Fluss noch von einem Pass durchquert, nur der Grusische Heeresweg, der etwa in der Mitte des Gebirges von Tiflis nach Vladikavkas hinüberführt, führt hindurch.

Betrachten wir nun aber auch den Südast des mediterranen Orogenes und besprechen wir zuerst die kleinasiatischen Kettengebirge.

Die nach Norden hoch ausgebuchteten iranischen Gebirgsketten werden nur in der Kulmination des Bogens von Flüssen durchbrochen und zwar vom Tigris und Euphrat, die nach der Mesopotamischen Ebene zu fließen. Daran schliesst sich im Westen der undulierende Gebirgszug vom Taurus, der sich wieder dem orogenen Ast angliedert, der über das Archipel des Ägäischen-Meeres und im westlichen Teil der Balkanhalbinsel dahinzieht. Der äussere Bogen ist das Glied, das den Taurus über die Inseln Rhodos, Karpathos, Kreta und Kithira und die Halbinsel Peloponnesos mit der südlichen Fortsetzung

der Dinariden, mit den Helleniden, verbindet. Schon die geometrische Form des schön gestalteten mächtigen Bogens verrät, dass sie nur infolge einer Biegung zustandekommen konnte, wovon uns auch der Umstand vollkommen überzeugt, dass dieser Bogen auch den mechanischen Erfordernissen einer Biege-Beanspruchung vollkommen entspricht. Wo die Biegung am stärksten war, ist das Gebirge — infolge der auftretenden Zugkräfte — in Inseln zerrissen. Auch die junge Senkung des Ägeischen Meeres dürfte entlang dieser Brüche und Verwerfungen entstanden sein. Die Art und Weise, wie die Peloponnesos-Halbinsel von der Balkan-Halbinsel abgerissen ist, weist ausdrücklich auf eine Biege-Beanspruchung hin. Die Bucht von Korinth, die auf eine Zugbeanspruchung hinweist, wird von der Eginabucht, die vermutlich in der Druckzone liegt, durch eine schmale Enge, den Isthmos, getrennt. In der Bucht von Egina tritt, entsprechend ihrer Lage, dem erlittenen Druck und der vor sich gegangenen Senkung, ein starker Vulkanismus auf: auf den Inseln Egina, Milos und Santorin.

Die ziemlich geradelinige Strecke der Dinariden, die hauptsächlich aus Kalkstein besteht und sehr schöne Karsterscheinungen aufweist, zeichnet sich durch keine besondere Zergliederung aus. Es fehlt aber der scharfe Bogen, mit dem die Dinarischen Alpen in die Apenninen hinübergehen. Dieser Bogen ist — offenbar infolge der ausserordentlich starken Beanspruchung auf Biegung zerbrochen und zerrissen — etwa im Gebiete der West-Lombardei unter der Po-Ebene versunken.

Die Gebirgskette der Apenninen zeigt wieder musterhaft jene Erscheinungen, die von einer Biege-Beanspruchung hervorgerufen werden. So sieht man, dass die Gebirgskette gerade in den schärferen Bogen am meisten zerstückelt ist und von ihren Bauelementen die ältesten, auch stratigraphisch tiefsten Gesteine hier an der Oberfläche erscheinen. Eine solche Strecke wird besonders charakteristisch durch den Bogen repräsentiert, mit dem die Apenninen auf Sizilien hinüberziehen. In den hinter dem Sango-Tal beginnenden Süd-Apenninen ändert sich sehr wesentlich das bis hierher ziemlich ruhige Bild des Gebirges. Es wird von mächtigen Brüchen durchquert, die in ihm breite Tore eröffnen. Unter den tertiären Schichten treten immer wieder mesozoische ja sogar paläozoische Bildungen auf. In Kalabrien besteht das Gebirge nur noch aus Urgesteinen. Am Aufbau der in einzelne Kerngebirge zerbrochenen Gebirgskette nehmen hauptsächlich kristalline Schiefer, Granite, Porphyre usw. teil. Dieser Gebirgszug der kristallinen Gesteine ist auch im östlichen Teil Siziliens noch vorhanden, um weiter nach Westen, hinter dem Bogen, jüngeren Gesteinen Platz zu machen. Kalabrien und Sizilien werden voneinander durch die nach aussen zu sich trompetenförmig ausbreitenden Meerenge von Messina getrennt. Sie ist eine Grabensenke und eine Folge der infolge der Biegung in Streichrichtung auftretenden Zugkräfte. An der inneren Seite des Bogens liegen die vulkanischen Inseln in regelmässigen, sich senk-

recht durchquerenden Reihen. Sie liegen, dem Wesen nach, bereits im Bereiche des Kratogenes und demzufolge entlang solcher Strukturlinien, die dem Kratogen entsprechen, wie ich darüber in meiner im Jahre 1943 erschienenen Studie „Technisch-geologische Probleme“ bereits berichtet habe. Von Sizilien geht der orogene Ast mit einer nördlichen Biegung nach fremden Boden, nach Tunis, hinüber und tritt dort auf dem afrikanischen Kontinent über, wo er sich unter dem Namen Atlas fortsetzt. Der gebogene Teil des Kettengebirges, wie wir schon in vielen Fällen gesehen haben, ist infolge der Biegung zerstückelt und in der Tiefe versunken, um der Sizilischen Meerenge Platz zu machen.

Der Atlas bildet am nördlichen Ufer Afrikas eine 2000 km lange Gebirgskette und läuft dementsprechend in einem leichten Sinusbogen ab. Auffallendere Querstörungen sind in ihr keine vorhanden. Sie wird nur an zwei Stellen von Flüssen durchquert, und zwar bei Algir vom Chelif-Fluss und an der Ostgrenze des Kleinen Atlas vom Mouluya, dem Grenzfluss von Spanisch-Marokko. Beide Stellen liegen in den Maxima des Bogens. Das Gebirge wird für uns erst dort interessanter, wo der Kleine Atlas sich mit einem scharfen Bogen nach Norden biegt, um, über den El Rif mit der betischen Kordillere, die mit dem Atlas beinahe parallel verläuft, eine Verbindung herzustellen. In der Symmetrieachse dieses vollkommenen Halbkreisbogens treten — und zwar nicht als ein glücklicher Zufall, wie dies von *Cholnoky* angenommen wurde, sondern wie wir gesehen haben, zwangsmässig, mit einer Gesetzmässigkeit ohne Ausnahme — die Brüche und Risse auf, entlang deren das Gebirge zerstückelt wurde und teilweise versank und die auf diese Weise zur Entstehung der von Gesichtspunkte des Verkehrs aus so bedeutenden Gibraltarer Meereseenge geführt haben. Die Form dieser Meereseenge — besonders mit ihrer nach aussen, dem Atlantischen Ozean zu gerichteten, also in der Zugzone liegenden trichterförmigen Erweiterung — weist selbst auf eine Biege-Beanspruchung hin.

Die betische Kordillere schliesst sich dann über die Balearen, in einer noch nicht ganz geklärten Weise — nach *Kobers* Auffassung vielleicht über die Montes Universales — an die Pyrenäen an.

Das etwa 400 km lange, auffallend geradlinige Kettengebirge der Pyrenäen wurde durch keine Biege-Beanspruchung deformiert. Deshalb durchquert es kein einziges Tal, kein Fluss, ja sogar kein leichter gangbarer Pass führt darüber. Seine regelmässige Felswand läuft überall mit einem hohen Grat ab, sodass auch die Eisenbahnstrecken das Gebirge an beiden Seiten umgehen müssen.

Es ist also offenbar, dass dieser einsame Riese der Gebirge seine unzerbrochene und geschlossene Einheit in erster Linie dem Umstand verdankt, dass hier keine Biege-Beanspruchung (und natürlich auch keine rupturrell deformierende z. B. Zug- oder Scher-Beanspruchung) stattfand und nicht dem Umstand, dass hier die rückschreitende Erosion fehlt, woran *Cholnoky* gedacht hat.

Die Gebirgskette der Pyrenäen schliesst sich den bereits besprochenen Alpen mit einem 80^o-igen scharfen Bogen an. Deshalb ist dieser Bogen aber auch eingerissen. An seiner Stelle liegt heutzutage die Bucht von Lyon, mit nach aussen, dem Mittelmeer zu, radial divergierenden Uferlinien.

Auf Grund des oben gesagten ist es nun leicht zu verstehen, warum die Kettenglieder, die die einzelnen Gebirge des alpinen Orogens verbinden, fast immer fehlen. Einfach darum, weil sie in scharfen Bogen liegen, also dort, wo sie infolge der Biege-Beanspruchung zerbrochen, zerrissen, zerstückelt sind und so meistens auch in die Tiefe sinken konnten. Die Vorstellung *Kobers* über die Gliederung bezw. den Zusammenhang des alpinen Orogens ist also auch vom geomechanischen Gesichtspunkte aus richtig (s. Abb. 1.).

Es wäre allerdings eine verlockende Aufgabe, das alpine Orogen auch weiter zu verfolgen, z. B. nach dem Inneren Asiens, wo, wie wir wissen, das an beiden Seiten des Himalajas um 90^o nach Süden gebogene Kettengebirge im Westen vom Indus und seinen Nebenflüssen und im Osten vom Brahmaputra durchquert wird, sodann weiter, entlang des Ostufers des asiatischen Kontinents und der diesem folgenden Inselbogen, oder aber über die in grossen Bogen liegenden Inselwelt Hinterindiens und Ozeaniens; allenfalls über die lange Strecken hindurch gerade ablaufende westliche Uferlinie Nord- und Südamerikas sowie über Mittelamerika und die Westindische Inselwelt.

Der beschränkte Raum ermöglicht mir aber nicht dieser Verlockung zu folgen. Es ist aber vielleicht auch nicht von Bedeutung. Allein die Aufzählung dieser Linien macht es für jeden, der die Erdkarte einigermaßen kennt, offenbar, dass die nachgewiesene Gesetzmässigkeit überall zur Geltung kommt. Infolge der Biege-Beanspruchung sind die gebogenen Gebirgszüge zerstückelt, von Pässen durchquert, von Brüchen, Flüssen, Schluchten durchbrochen, eventuell sind hier auch Vulkane vorhanden, während die geraden Strecken, die die Spuren von Biegung nicht aufweisen, von Querdeformationen frei sind und meistens fast völlig unbegangbare Gebirgsketten bilden.

In Verbindung mit meinen früheren Studien hoffe ich mit den oben ausgeführten Gedanken bewiesen zu haben, dass nicht nur die Tektonik der starren Massen und Tafeln, der sog. Kratogene, sondern auch die ganz abweichende Struktur der Orogene, der Zone gefalteten Kettengebirge von einfachen, leicht verständlichen aber strengen mechanischen Gesetzmässigkeiten beherrscht wird. Damit wird es klar, dass die charakteristischsten und markantesten Züge im Antlitz der Erde durch auf einheitliche Kraftwirkung zurückzuführende geomechanische Ursachen und Gesetzmässigkeiten zustande gebracht wurden.

К СИНТЕЗИСУ ЦЕПНЫХ ГОР ВООБЩЕ И КАРПАТСКИХ ГОР В ЧАСТНОСТИ

В порядке изучения структуры окаменелых жестких глыб и плоскостей, так называемых кратогенов, автор в нескольких своих работах доказывает, что если эти силы на образование гор действуют диагональным давлением, тогда орогенные силы характеризуются отвесным тектоническим направлением.

По мнению автора, геосинклинальные каналы медитеранских цепных гор (смятые горы) образовались вдоль таких горных структур, какие создавались очень давно, но хотя бы с варискозовского времени горного образования. По сути они создавались вследствие усилия волочения или давления юго-северного направления.

Из этих морских глубин, являющимся сборниками осадков (синклинали) отложения века медитеран смялись в силу горообразования (горсжимающий дождь) юго-северного направления.

Как пласты заполняющие геосинклинала так и самого геосинклинала, силы горообразования смяли и сжали на более узком пространстве.

В соответствии оказываемому местному сопротивлению старых массивов (горных масс) местами выгибающие, местами волочения или работающим на срез образующим силам горообразования, медитеранские отложения вынудили к тому, чтобы принять существующее в настоящее время положение.

Автор подробно приводит способы механического действия в Карпатах и в Альпах, на медитеранских цепных горах и на других членах Альпийской (ороген) горной структуры.

Он на основании механических действий сил доказывает теоретически ожидаемые и изысканиями на деле подтверждаемую аналогичность геологических деформаций.

Как автор доказывает, в горах века медитерана (ороген) горные породы, перевалы, морские проливы являются законными последствиями механической работы. Так само петрографическое, стратиграфическое и тектоническое построение цепных гор является ясно доказанным последствием действия этих сил.

Возвращаясь к прежним своим работам, автор считает изложенным в книге доказанным, что не только в кратогенных но и в орогенных структурах гор доминируют простые, легко доказываемые, но очень строгие механические законности.

И этим считает доказанным что самые характерные и типичные черты земной поверхности создались в силу таких геомеханических причин, действий одной или той же силы и законности.

La synthèse de la structure des Carpathes et des chaînes de montagnes en général.

Étudiant la structure des massifs rigides de l'écorce terrestre — dits cratogènes — l'auteur a en plusieurs travaux démontré que les failles de ces cratogènes s'effectuent diagonalement par rapport au sens de la pression, tandis que les failles des orogènes sont caractérisées plutôt par des lignes tectoniques parallèles à la direction des couches, c'est à dire rectangulaires par rapport à la force tectonique.

D'après l'interprétation de l'auteur les canaux géosynclinaux des chaînes méditerranéennes furent formés suivantes les structures tectoniques anciennes, du moins aux temps varisques, du à des forces poussants respectivement tirantes de direction Sud-Nord.

De ces auges maritimes — réservoirs de sédiments — fut plié l'orogène alpin par la pression de la force pliante méridionale, agissant en sens septentrional. Les géosynclinaux et ses couches plastiques furent comprimés sur une étendue reserrée. La résistance locale des massifs anciens a guidé la direction des forces orogéniques en tirent ou bien déterminent la forme actuelle des faisceaux de plis.

L'auteur démontre en détail les caractéristiques des influences mécaniques agissantes sur les Carpathes, les Alpes, les chaînes méditerranéennes et sur les autres membres de l'orogène alpin et constate l'identité entre les déformations produits par l'expérience et celle nées par voie naturelle. Selon l'auteur la structure pétrographique, stratigraphique et tectonique des cols et des gorges des détroits maritimes et même des chaînes de montagnes dans le cadre de l'orogène méditerranéenne doit être conforme aux lois de ces influences mécaniques.

En se rapportent à ses travaux précédents l'auteur espère d'avoir démontré en son étude que les structures, des cratogènes et des orogènes seraient soumises à des lois mécaniques simples, exacts et faciles à suivre. En conséquence les traits caractéristiques et marquants de la face terrestre dépendent des effets et des lois géomécaniques dirigentes des forces élémentaires.

Synthesis of the Carpathians and generally of the tectonics of chain-mountains.

In the course of study of the rigid blocks and tables, the so called Cratogenes, author showed in several papers that these break diagonally to the pression. Lines parallel with the strikes, i. e. orthogonal directions to the pression, are on the other hand characteristic for the Orogenes.

In his interpretation the geosynclinal channels of Mediterranean chain-mountains developed since the Variscian age effected by S—N pression or draw following old tectonic forms.

From these sedimentation-troughs the Mediterranean Orogene was folded up by the S—N pression of the mountain-forming force, which first compressed the geosyncline and its plastic rocks, then it compelled the stiffening bundles of folds to form their present shape by means of bending, tensile, shearing stresses — accordingly to the local resistances which were presented by the old massives.

Author demonstrates the qualities of mechanic stresses on the Carpathians, the Alps, the Mediterranean chain-mountains, and at last on the other members of the Alpic Orogene, and relying on these facts, the identity of theoretically expected and actually observed geological deformation and the shapes taken.

In the author's opinion the petrographic, stratigraphic, and tectonic structure of the defiles and passes of mountains, of the straits, and even of the chain-mountains in the Mediterranean Orogenes are explained as a result of fraction, and evidently are the fonction of mechanical stresses.

Joining to his former publications author believes to have demonstrated that the tectonics of the Cratogenes as well as those of the Orogenes, are ruled by simple, easily deducible, and exact mechanic laws. Consequently the most characteristic and profound traits of the earth's face effected by geomechanical principles which control uniform forces.

TARTALOMJEGYZÉK—CONTENTS

	Oldal Page Seite
1. <i>Dr Szalai Tibor</i> : Az Északkeleti Kárpátok geológiája	3
<i>T. Szalai</i> : Geology of the Northeastern Carpathians	37
2. <i>Dr Schmidt Eligius Róbert</i> : A Kárpátok és általában a lánc hegységek szerkezetének geomechanikai szintézise	69
<i>E. R. Schmidt</i> : Zur Synthese der Tektonik der Karpaten und der Kettenbirge im allgemeinen	97
<i>E. R. Schmidt</i> : К синтезу цепных гор вообще и Карпатских гор в частности	121
<i>E. R. Schmidt</i> : La synthèse de la structure des Carpates et des chaînes de montagnes en général	122
<i>E. R. Schmidt</i> : Synthesis of the Carpathians and generally of the tectonics of chain-mountains	123

