

NÉHAI PÁLFY M. DR. ÉS ROZLOZSNIK PÁL:

A BIHAR- ÉS BÉLI-HEGYSÉG FÖLDTANI VISZONYAI

I. RÉSZ: ALAPHEGYSÉG ÉS PALEOZOIKUM

ÍRTA: ROZLOZSNIK PÁL

EMSZT KÁLMÁN DR. ELEMZÉSEIVEL

5 táblával és 21 szövegközti ábrával

• • •

WEIL. DR. M. v. PÁLFY UND P. ROZLOZSNIK:

GEOLOGIE DES BIHAR- UND BÉLER-GEBIRGES

I. TEIL: KRISTALLIN UND PALÄOZOIKUM

BEARBEITET VON PAUL ROZLOZSNIK

MIT CHEMISCHEN BEITRÄGEN VON DR. KOLOMAN EMSZT

5 Tafeln, 21 Textfiguren



BEVEZETŐ.

Közel 30 esztendő mult el azóta, hogy ID. LÓCZI LÓCZY LAJOS a bihari felvételi csoportot, amelynek tagjai IGLÓI SZONTÁGH TAMÁS, PÁLFY MÓRIC és e munka szerzője voltak, a *Bihar- és Béli-hegység* reambulálásával és leírásával bízta meg. A világháború kitörése 1914-ben a külső és belső vizsgálatok befejezését s a vizsgálati eredmények összefoglalását megakadályozta. Én magam a világháború egész tartama alatt katonai szolgálatot teljesítettem, miközben azonban az 1916–17. évek folyamán, mint a cs. és kir. katonai bányafelügyelőség III. csoportja tagjának, alkalmam nyílt a *Királyerdő* bauxittelepeit részletesen tanulmányozhatni.

Az eredeti terv szerint feladatomban a triász és a triásznál idősebb képződmények feldolgozása lett volna, míg PÁLFY M. a mezozoikum többi tagjának feldolgozását vállalta. A világháború folyamán PÁLFY M. a triász feldolgozásának is nekifogott, a kövületek feldolgozását azonban később KUTASSY ENDRENEK adta át. Kedves barátom EMSZT KÁLMÁN főigazgató úr ezúttal is nagyobb számú közet elemzését végezte el.

A világháborút követő zavaros idők a monográfia befejezésének nem kedveztek. Később bizonyos képződmények leírását közölhattük volna ugyan, PÁLFY M. azonban azt a nézetet vallotta, hogy az egész monográfiának egyszerre kell megjelennie. Néhány esztendővel ezelőtt PÁLFY M. kartársam szorgos kezéből kihullott a toll s hátrahagyott kézírata még némi kiegészítésre szorult.

Sürgős új feladatok a monográfia lezárását mindaddig késleltették, annál is inkább, mivel a közelmúltig a monográfia kiadására nem nyílt lehetőség. A paleontológiai eredmények közrebocsátását KUTASSY E. tavaly megkezdte, ez a munka azonban a még alkotni vágyó kutatónak oly korai halálával csakhamar megakadt.

A most kiadásra kerülő első részben a *kristályos pala és paleozoós képződményeket* írom le. Meg kell amellett jegyeznem, hogy közzettani vizsgálataimat régebbi időben, részben még a világháború előtt végeztem el. A csiszolat-anyagnak új átdolgozására most már nem lehetett gondolni s ennél fogva csak a régebbi vizsgálati eredmények újszerűsítésére törekedtem. Mindamellett remélem, hogy a szakörök a monográfiát ebben az alakban is szívesen fogadják s hogy ez a benne tárgyalt hegységeknek további kutatására biztos alapul fog szolgálni.

Kedves köteleességet teljesítek, amikor LÓCZI LÓCZY LAJOS DR. egyet. ny. r. tanár, igazgató úrnak bensőséges hálámat fejezem ki azért az előzékenységeért, hogy a monográfia megjelenését s ezzel örökemlékü ID. LÓCZY LAJOS egyik kedvenc tervének megvalósítását lehetővé tette.

MAURITZ BELA egyet. ny. r. tanár úr, a Magyar Tudományos Akadémia osztálytitkára néhány klisé átengedésével, DOMOK T. öngyámsága és STRÓKAY K. asszisztens úr pedig a mikrofotográfiák elkészítésével köteleztek hálára.

Budapest, 1938. május havában.

ROZLOZSNIK PÁL.

Földrajzi elhatárolás.

A Bihar- és a Kodru-Móma-hegység középponti szakaszát alkotják annak a hegyvonulatnak, amely az Erdélyi-Medencét a Nagy Magyar Alföldről elválasztja. Ezt a központi részt a régebbi földrajzi írók „tágabb értelemben vett Biharhegység”-nek is nevezték el. CHOLNOKY JENŐ „Keletmagyarországi Sziget-hegység” (110, p. 135), ID. LÓCZY LAJOS „Keleti Magyar Középhegycsoport” (113, p. 64) néven foglalta össze, míg a románok újabban „Mii Apuseni”-nek jelölik.

Az e munkában tárgyalt két hegység a mondott hegycsoportnak a Sebes- és Fehér-Körösök között levő főtömegének nyugati részét alkotja. A Kodru-Móma-hegységet SCHMIDL óta (9, p. 10) többnyire a Biharhegység oldalágának jelölik. A Kodru-Móma-oldalág kiindulási pontjául HUNFALVY (13, p. 298) és JANKÓ (41, p. 40) a Déli-Bihar főgerincének Lespedile-csúcsát adják meg. PETHŐ GYULA szerint a két hegységet a Fekete-Körös neogén süllyedési árka választja el, a két hegység határát tehát a Fekete- és Fehér-Körös közötti vízválasztó legmélyebb pontjára, a Dealul-Mare-nyeregére kell helyeznünk (52, p. 14). Utóbbi elhatárolást különben a katonai térképlapokon már PETHŐ előtt is alkalmazták.

Az illetéknéppen elhatárolt Biharhegység a következőképpen tagolható. A Rézbánya—Lepus-vonaltól délre eső rész *Déli-Bihar* néven különböztethető meg. Erre következik *É-felé a Középső-Bihar*, amelyhez *ÉK-felé a Vigyázó* (Vlegyásza), *ÉNy-felé* pedig a *Királyerdő* csatlakozik.

A Kodru-Móma-hegység, amelyet JANKÓ óta röviden *Béli-hegység*nek is nevezünk, nevének megfelelően a fővonulatot alkotó *Kodru*-ból és a hozzá *DK-felé* csatlakozó *Móma*-ból tevődik össze. E munkában Móma alatt, eltérve a katonai térképtől, nemcsak a Móma-gerincet, hanem a hozzá *É-felé* csatlakozó *vaskohi mészkőfennsík*ot is összefoglaljuk.

A Bihar- és Béli-hegység földtani kutatásának története.

A tárgyalt két hegység földtani kutatásának történetét a német szövegben részletesen állítottam össze s e helyen csak a kutatók neveinek felsorolására szorítkozom.

Az első földtani adatok BEUDANT-ig nyúlnak vissza (1), az első helyszíni vizsgálatokon alapuló leírást azonban lovag HAUER F. közölte a Királyerdőről (2). A két hegység első átnézetes kézirati térképét AMBROS T. állította össze, földtani leírását PETERS K.-nak (7), földrajzi leírását pedig SCHMIDL A.-nak (9) köszönjük. A Bécsi Földtani Intézet részéről WOLF H. végzett a Királyerdőben felvételeket (5–6). A régebbi kutatások eredményeit HAUER F. és STACHE G. állították kritikailag össze (11).

A M. Kir. Földtani Intézet részletes felvételei során ID. LÓCZY LAJOS és BOCKH J. közöltek a Béli-hegységre vonatkozó fontos adatokat (33–34), a hegység részletes felvételét azonban PETHŐ GYULA végezte. PETHŐ korai halála után az Ökrös-jelű katonai térképlap kiegészítésével 1903-ban NAGYSÜRI BOCKH HUGÓ-t (71), a hegység többi részeinek reambulálásával pedig 1904. évben PAPP K.-t (76) és 1905-ben KADIĆ O.-t (84) bízták meg.

Ami a Biharhegység magyar részről történt kikutatását illeti, az első földtani megfigyeléseket KOCH A. és KURTHY A. közölték (22—23). A Királyerdő részletes felvételét HOFMANN K. kezdte meg (59) és IGLÓI SZONTAGH TAMÁS fejezte be. A Középső-Biharban PRIMICS GY. végzett két éven át felvételeket (39—40), amelyek azonban korai halála miatt befejezetlenül maradtak. PRIMICS felvételeit SZÁDECZKY GY. reambulálta az 1904—6. évek során (77, 80, 92), aki a Vlegyásza közzeteivel már azelőtt is foglalkozott (66—68). Én magam az 1905—6. évek során a Déli-Bihart vettem fel (81—90).

A két hegység földtani felvételének az előzőekben ecsetelt elaprózása érthetővé teszi, hogy ilyen módon egységes sztratigráfia és egységes tektonikai elképzelés nem alakulhatott ki.

Ez a körülmény készítette ID. LOCZY LAJOST arra, hogy a SZONTAGH TAMÁS vezetése alatt álló bihari felvételi csoportot a két hegység reambulálásával és monografikus leírásával bízta meg. A két hegységet az 1909—1911. évek nyarán együttes bejárások által ismertük meg, bizonyos részeit pedig az 1912—1914. években külön-külön részletesen tanulmányoztuk. PÁLFY M. a világháború folyamán is folytathatta felvételét, míg én magam — mint az előszóban már említettem — a Királyerdő bauxittelepeit tanulmányozhattam részletesen.

Felvételeink tehát a világháború befejeztével záródtak le. Az ezen időpont után megjelent földtani munkák közül megemlíthetem FISCH W.-nek a királyerdői krétával részletesen foglalkozó értekezését (156) és SZÁDECZKY Gy. több cikkét, amelyben az érdemes agg kutató ama nézetét fejtette ki, hogy a Gyalui-Havasok kristályos paláinak kialakulása a krétakorszakban következett volna be (163).

A továbbiakban megfigyelési anyagunk előterjesztésével a részben már régebben kifejtett nézeteinket óhajtom indokolni.

Tektonikai áttekintés.

A mészalpesi vályú folytatásában levő meszeskárpáti vályú egészen a Felső-Tisza besülyledés területéig tekintélyes szélességben követhető. Az e besülyledési területen túl előtűnő hegységekben eltérő viszonyokkal találkozunk.

A triász keletalpesi fáciesét a legtükrözetesebb kifejlődésben a Bihar- és Béli-hegységben találjuk meg. Az erre DK-felé következő s az előbbi mezozoikumtól kristályos pala-masszivummal elválasztott torda-lippai mezozoós vonulat kifejlődésében már jelentékeny különbségekre bukkanunk, ami különösen az ofiolitok és radioláritok előfordulásában fejeződik ki.

Hogy a lippa-tordai vonulat erdélyi érchegyeségi faciesében megvan-e a triász, még kérdéses. A KOCH A.-tól a triászba sorolt borrévi mészkövet, amely már az ofiolitok zárványait tartalmazza, én az alsókrétába helyezem. Ennélfogva triászképződmények gyanánt csak a vonulat déli szegélyén, Algyógy mellett a metamorf kőzetekre települő, erősen bitumenes és szaruköves mészkövek jöhetnek számba, amelyeket PÁLFY M. feltételelesen a triászba osztott be (89a, p. 83).

A kárpáti terület kiszélesedési öve az Alsó-Dunán erősen megszűkül. Az Aldunát a föld felszínén csak a krassósörényi hegység vonulatai lépik át s ezen belül a triász emeletek közül csak az anizusi emelet ismeretes Szászkabányáról.

A kárpáti geoszinklinális tehát a triász korszakban délen még csak igen gyengén lehetett kifejlődve s úgy látszik ez a geoszinklinális Erdély területére érve, részletvályúkra oszlott szét, amely részletvályúknak egy része azután délfelé haladva, lassan teljesen megszűnt. Utóbbi lehetett sorsa a bihari

mezozoós vályúnak is s úgy látszik, hogy az Alsó-Dunától délre a krassószörényi vonulatokon kívül csak az erdélyi érchegységi vonulatnak folytatását lehet kimutatni (180, p. 88).

A bihari mellékvályú kialakulása a permid időben indult meg. A vályúnak eme első képében is a Bihar és a Gyalui-Havasok területén már bizonyos küszöbjelleg mutatkozik. Az e hegységtől Ny-ra általánosan előforduló alsópermi képződmények ugyanis a küszöbfáciesben még nincsenek meg s a permomezozoós üledés a felsőpermmel kezdődik. Az említett terület küszöbjellege a mezozoikumban is megmarad s különösen az ókimériai hegyképző fázis után a júrában jut teljes érvényre. A júra=kréta határán azután megváltoznak a viszonyok.

A küszöbfácies kristályospala=alja a föld felszínén a Gyalui-Havasok területén látható, az utóbbi a két kristályos palaív egyesülése. Az egyik ívet a Rézhegység jelöli s ennek csapása ÉNy—DK-i, azaz párvonalas az Északkeleti-Kárpátokéval.

A második ívnek csapása ÉK—DNy-i s lefutását a Meszes, a cikói kristályos palasziget és a Prelukai-hegység jelölik. Az említett kristályos palavonulatokban szemlátomást permelőtti elrendeződés van előtünk, amelyet a kárpáti gyűrődések nem tudtak átalakítani s amely É-felé szélesedő küszöb alakjában Erdély földtani kialakulásában fontos szerepet játszott.

Vajjon ezt a küszöböt részben vagy teljesen tenger borította-e, erre nézve az alábbiakat kell meggondolnunk. HOFMANN K. a Meszes-hegységben néhány perm=triászrögöt fedezett fel, különben a kristályos palákra közvetlenül felsőkréta rétegek transzgredálnak. Az erdélyi érchegységi fáciesben oly elterjedt mezozoós tufaképződményeknek pedig a bihari mellékvályú lerakódásaiban semmi nyoma. Így bár a Bihar mezozoikumának jelenlegi keleti végződését eróziós peremnek kell tekintenünk, mégis valószínű, hogy a fenti nyugaterdélyi küszöb a mezozoikum folyamán állandóan, vagy legalább is időszakonként a tengerből sziget, vagy szigetcsoport alakjában emelkedett ki.

A folytatólagos üledés az osztrák hegyképződési időszakban szakadt meg. A középsőkrétakor hegyképződésnek fontos szerepére a torda—lippai vonulat hegyszerkezeti kialakulásában már az 1876. évben ID. LŐCZY LAJOS hívta fel a figyelmet (19 és 24) s e megfigyelését SUESS E.: „Anflitz der Erde“ című művében is felvette (28. I. 1. p. 288). Vizsgálataink kimutatták, hogy az osztrák hegyképződés a Bihar- és Béli-hegység tektonikai képezet kialakulásában is főszerepet játszott, amely hegységekben ID. LŐCZY LAJOS — ki különben e hegységeket részletesebben nem vizsgálta — még csak vetős felépítésnek juttatott szerepet (24, p. 181). A lippa—tordai vonulat maga azonban végleges tektonikai kialakulását csak a larámiai hegyképződés során nyerhette el.

Erre vonatkozó nézeteimet a közelmúltban már röviden kifejtettem (185) s ezekre az általános vonatkozásokra az egész monográfia végén még visszatérek. Bevezetésül utalással az előbb idézett munkámból átvett tektonikai átnézetre (l. a német szöveg 1. ábráját) területünk általános tektonikai tagolásával kell még foglalkoznom.

Tektonikai tagolás.

A tágabb értelemben vett Biharhegység (Mti Apuseni) tektonikai felépítése az előző fejezetben ecsetelt elrendezés szükségszerű következménye s benne a Kárpátok erdélyi ívében elfoglalt középponti helyzetének megfelelően két tektonikai irány jut érvényre.

A Béli-hegység, a Királyerdő, az Északi- és Középső-Bihar a bihari mezozoós mellékvályúból

keletkeztek. Az e mellékvályúból keletkezett hegyszerkezet vezérlő vonalai párvonalasak az Északkeleti-Kárpátokéval. A vályú lerakódásain belül két főfácies-területet különböztettünk meg. A partközeli bihari fácies a Királyerdőben, az Északi- és Középső-Biharban található, tehát a nyugaterdélyi küszöb rendes borítója, minélfogva *küszöbfáciesnek* nevezhető. Vele szemben áll a parttól-távolibb *béli* fácies, amely a legteljesebben a Kodrunak Ny-i, kristályos pala-aljjal bíró Nagyarad-egységében van meg.

A bihari mellékvályúból keletkezett szerkezet azzal tűnik ki, hogy látszólag a Fekete-Körös ároksüllyedéséből kiindulva úgy Ny-felé a Nagyarad-egységre, mint K-felé a küszöb-fáciesre lenyesett takarók tolódtak rá, amely takarók mind a béli fáciesben fejlődtek ki s amelyeknek legidősebb képződménye a perm. A Nagyarad-egységre (I. az első táblamelléklet szelvényében) a *Dievi* egység (II) és a *tárkánykai* vagy *Móma*-egység (III), a Bihar-hegység küszöb-fáciesére pedig a két *fericsei* lenyesett takaró (IV—V) tolódtak rá.

A Déli-Biharban az előbbtől eltérő elrendezéssel találkozunk. A déli egységek csapása az észak egységek csapására közel merőlegesen áll, tehát a Déli-Kárpátok csapásával párvonalas. A vezérlővonalak eme hirtelen megváltoztatását a déli szűkülési öv befolyásának kell tulajdonítanunk. A Déli-Biharban a mozgások iránya É-felé irányul s É-től D-felé haladva, először a Nagybihar (Kukurbeta) átbuktatott redője, erre a kevésbé kifejlődött *milonittakaró* vagy délbihari takaró s végül az érchegyeségi fácies erősen gyűrt vonulata következik.

Ismerjük meg mindenekelőtt a különböző képződmények kifejlődését.

A felsőkarbon előtti alaphegység.

A felsőkarbon előtti alaphegység a Kodru Nagyarad-egységében, a Gyalui-Havasban és a Délbiharban jut a föld felszínére. Mindegyik alaphegység bizonyos sajátos jellegekkel tűnik ki s ennél fogva ezeket a különböző fácieseket mint az alaphegység *kodru*i, *gyalui*, *nagybihari* és *délbihari* kifejlődését különböztetem meg.

Az alaphegység kifejlődése a Kodruban.

Amint már a régebbi kutatók megállapították, a permelőtti Kodru felépítésében úgy intruzívus kőzetek, mint metamorf üledékek vesznek részt. Figyelmüket azonban elkerülte az a tény, hogy az intruzívus kőzetek sem ami anyagukat, sem pedig ami elrendezésüket illeti, nem alkotnak egységes tömzsöt, hanem mellékkőzetüket számos kisebb-nagyobb vastagságú teleptelér alakjában hatolják át, ami mellett a különböző teleptelérek összetételükben is lényegesen eltérhetnek egymástól. Ennek a viszornak szemléltetésére egy régebbi szelvényemet (122, p. 83) némileg kiegészítve, a német szöveg 2. ábrájában újból közlöm (l. a 63. oldalt). A részletek érzékeltetésére pedig a 3 a—c vázlatok szolgálhatnak (l. a 63. oldalt). Az intrúziós anyag vastagsága azonban 1—2 dm-re s végül vékony érvastagságra is lesüllyedhet s ezzel — ha nem is gyakran — durván injekciós kőzetek keletkeztek. Némely helyen azt is megfigyelhettem, hogy a teleptelérek a csillámpala gyűrődését is követik. Egy esetben a teleptelér 15 m hosszú lencseszerű keresztzelvényét sikerült megállapítani. Mászor viszont a közetteleptelérekben csillámpala vékonyabb-vastagabb lencsét figyelhettem meg. Kisebb aplit-pegmatit lencsék, melyeknek hossza olykor csak 1—2 dm, nem éppen ritkák, még gyakoribbak azonban a gránitkvarclencsék, amelyek a külső palaburokban is gyakran megtalálhatók.

Habár az intrúzió mechanizmusát a palaburokhoz viszonyított párvonalasság jellemzi, mindamellett egy-két helyen harántszakadékok követő kőzetteléreket is észleltem, amelyekből azután a rétegesség síkjai mentén vékony nyúlványok hatoltak be (l. a 3 c ábrát a 63. oldalon).

Az ecsetelt viszonyok között teljesen pontos térképről már a feltárási viszonyok elégtelen volta miatt sem lehet szó. Az összegyűjtött adatokat mégis a 4. ábrában vázlatos képpé egészítettem ki (l. a 65. oldalt). Ebből a térképből kitetszett, hogy az intrúziós területen belül az erupciós anyag van túlsúlyban és hogy délfelé haladva a csillámpala mennyisége fogy.

KODRU-ALAPHEGYSÉG.

Általános megjegyzések a felsőkarbonelőtti alaphegység metamorfózisához.

Az alsópermkori erupciós kőzetek vizsgálata arról győz meg, hogy ezek még figyelemreméltó nyomásokoza átalakulást szenvedtek. De a mezozoós kőzetek se mentesek a nyomásokoza elváltozásoktól, amint azt pl. az agyagos tagok palássága s a benne levő kövületek torzítása bizonyítja.

Az említett későbbi diszlokációs folyamatok bizonyára a permelőtti alaphegységre is rányomták bélyegüket. Amennyiben az alaphegység összetételében csak normális erupciós- és kontakt-kőzetek vénének részt, úgy az alsóperm utáni elváltozások elkülönítése nem okozna különös nehézséget. Az alaphegységnek azonban úgy intrúziós, mint palaburokkőzeteinek bizonyos szerkezeti jellegei, valamint ásványos összetétele is arról tanuskodnak, hogy végleges kialakulásuk mérsékelt oldalnyomáson ment végbe.

Az alábbiakban a permelőtti ásványos összetételt *eredetinek* jelölöm s megkísérlem az alsóperm utáni nyomásokoza elváltozásoknak elválasztását — különösen az erupciós kőzeteknél.

A Kodru alaphegységének kőzettani jellegei.

A kodru alaphegység üledékes eredetű tagjainak összetétele agyagpala, grauvakkepala és csillámos kvarcitok között váltakozik. A sorozatot tehát jellemzi a mészben való szegénység, mészben valamivel gazdagabb tagok csak elvétve jelentkeznek. A palaburok összetételének említett egyhangúsága ellenére, azzal, hogy különböző tagjai a metamorfózis különböző fokán állanak, meglehetősen változatos képet nyújt. Amint BOCKH H. is megállapította, a metamorfózis erőssége világosan összefügg az intrúziós területhez viszonyított távolsággal. Ennek alapján már BOCKH H. is körülbelül belső- és külsőudvarnak megfelelő két övet különböztetett meg.

Kívülről az intrúziós terület felé haladva, az átalakulás következőképpen megy végbe.

Csillámos-földpátos kvarcitok.

Az intrúziós területtől legtávolabbra levő kőzetek jellemzésére például szolgálhatnak a nagymarosi Nagypatak (Valea Mare) felső szakaszában, közvetlenül a permhatár alatt gyűjtött csillámos-földpátos kvarcitpalák.

A kőzetnek harántírányban készült vékonycsiszolatában mindenekelőtt 1·2—1·5 mm hosszú kvarcitlencsék tűnnek elő, amelyek a főszövettől pigmentmentességükben és jelentékenyebb szemnagyságukban ütnek el.

A főszövet albit oligoklász és kvarc finomszemű granoblasztos keveréke. Ezt azután egymást hegyesszög alatt kereszteződő csillámfekvetek szelik át,¹ emellett bizonyos fekvet csak színtelen csillám= ból tevődhetik össze, míg az őt keresztező fekvetet biotit alkotja. Az ásványos összetételt elég bőséges vasérc, gyér apatit és zirkon egészíti ki. A szerkezetet a párvonalas elrendezés jellemzi, csak gyér musz= kovit= és hematit=táblák helyezkednek el harántirányban. Némely kőzetet pizstacit=erek hatolják át. Az ércképződés ilyenkor az eret határoló közetrész flexurás meghajlításával volt egybekötve s a pizstacit bizonyos távolságra a kinyílt rétegzési síkok mentén behatolt (l. az 1. ábrát a II. táblán). A posztektonikus eredésű pizstacit az erupciós kőzetek plagioklásza anortit=tartalmának általánosan elterjedt lehasadására vezethető vissza.

Andaluzit=pszeudomorfózákat és gránátporfiroblasztokat tartalmazó csillámos kvarcitok.

Az intrúziós terület felé közeledve, a palás kőzetek szemcsenagysága kezdetben nem változik s kontakt hatás *andaluzit=*, *gránát=*, és *magnetit=*idioblasztok s *turmalinoszlopocskák* megjelenésében mutatkozik. Az andaluzit=egyének 2—4 mm nagyságot érnek el, de majdnem mindig teljesen elbontottak.

Hogy a palaburok kialakulásánál kontakt hatásokon kívül egyoldalú túlnyomás is közrejátszott, ez némely vékonycsiszolatból világosan kitűnik.

A botfeji Nagypatak 225 m magassági pontja mellől gyűjtött csiszolatot tisztább s a főszövet kvarcitjától durvább szemnagyságával eltérő kvarcit részben a rétegzés irányában, részben harántul rá injiciálja. Ezt az utólagosan behatolt kvarcot injekciós kvarcnak jelölöm. A mikrotektonika főleg a biotit= vonulatok segítségével követhető. A biotit= vonulatok részben az eredeti anyagelosztást követik s gyengén ráncolt, vagy zeg=zugos lefutást mutatnak, másrészt átlós irányt is követnek. Ezenkívül előfordul vastagabb táblákban harántbiotit is. A csiszolat bizonyos részében szélesebb kvarcinjekcióban bizonyos csillámos kvarcitrészletek átlós biotit= vonulatoktól határolva lépcsősen levetődtek s az átlós biotitvonulatok tovább lefelé redőt alkotnak, amely redőnek kitöltése az injekciós kvarc. A rendszerint egységes orientációt nem mutató kvarcsezemek e redőn belül hosszabb átmérőjükkel nagyrészt a redő tengelyével párvonalasan rendezkednek el (l. a IV. tábla mikrofotográfiáit és táblamagyarázatát). Az átlós biotitvonulatok pikkelyei a haránt= biotitok orientációját mutatják. Megemlíthető még a gránát= és andaluzit=porfiroblasztok előfordulása is. Az utóbbi zárványai: biotit vasérc, turmalin, apatit s olykor kvarc is.

Már ennek a csiszolatnak útmutatásai nyomán a következő tanulságokhoz juthatunk. Az intrúzióval kapcsolatos gyűrődési folyamat a palaburok részletekbe menő átmozgatásával volt egybekötve. Ezzel egyidejűleg kezdődhetett az injekciós kvarcnak, mint a gránitos magmának gázzal és gőzzel telített egy= ásványú elkülönülési termékének behatolása is. A nagyobb s gyakran pegmatit szomszédságában előforduló kvarclencsékre a granitintrúzióval való összefüggés szembetűnő (v. ö. a 3. sz. ábrát a német szöveg 63. oldalán). Az injekciós kvarcnak hasonló eredete azzal valószínűsíthető, hogy egyik vékony= csiszolat egyik rétegecskéjében az injekciós kvarcot andaluzit váltja fel. Más vékonycsiszolatban a kiékelődő kvarcot mindkét oldalról durván leveles biotitátlák szegélyezik, amely utóbbiak azután a réteglap mentén tovább is követhetők, jeléül annak, hogy az átkristályosodást eszközölő gázok és gőzök ezen a réteglapon távoztak el (v. ö. az 5. sz. mikrofotográfiát a II. táblán).

¹ Ez az elrendezés átlósan átszött szerkezetnek jelölhető.

Valamivel későbbi tektonikai fázisba kell helyezni az átlós biotitvonulatok és a harántbiotit-egyének keletkezését. Még későbbi eredésűek a porfiroblasztok, amelyek gyűjtő kristályosodás termékei ebben az időpontban, amikor a hőmérséklet és az anyagvándorlás legmagasabb értékét érte el s az írányított oldalnyomás valószínűleg teljesen szünetelt. Minthogy a biotit az andaluzit-egyéneket is körülhálózza, a hőmérsékleti és nyomási viszonyok nyilvánvalóan a biotit képződésének hosszú időn át kedveztek.

Az átkristályosodási folyamatnak a gyűrődés okozta másodlagos rétegességgel való időbeli összecsését igen szemléltetően mutatja egy másik, a külsőbb kontaktudvarból származó kőzet (részletesebben I. a német szöveget s a III. tábla 1—3. ábramagyarázóját).

Biotitporfiroblasztos=palás szaruszirtek.

Ezek a meglehetősen elterjedt világos színárnyalatú s jól réteges kőzetek az 1 mm nagyságot ritkán meghaladó, szítás szövetű s vastag táblás biotitos porfiroblasztok (I. a III. táblán a 4. sz. mikrofotográfiát) által a foltos palák külsejét mutatják. БОКХ H. búzapaláknak jelölte őket. A porfiroblasztos biotitot, mint a kontaktudvarban található biotitot általában jellemzi az optikai tengelyszög alacsony értéke ($2V_{\max} = 27^\circ$), továbbá a benne ortit-zárványok körül rendszeresen észlelhető széles pleochroitos udvarok.

Amfibol és gránátporfiroblasztos vagy epidotos földpátkvarcitok.

Míg a palaburok kőzeteinek túlnyomó részét mészben való szegénységük jellemzi, addig néhány földpátos kvarcitnak smaragdzöld amfibolos porfiroblasztjai, az ezeket környező klinoisitmikrolit-csoportok, más kőzetekben pedig a piztácitnak sávok és foltok alakjában való jelentkezése bizonyos mérsékelt mésztartalomra vall.

Andaluzitos=gránátos=palás szaruszirtek.

Az ebbe a csoportba foglalt kőzetek szemcsenagyságukra átmenetes helyzetet foglalnak el a csillámos kvarcitok és a csillámpalák között.

Az andaluzitegyének 4 cm hosszúságot és 1.5 cm szélességet érnek el s bennük az összes többi elegyrész alkot zárványokat. Zárványként különösen gyakori a biotit, amely az andaluzitban részben zeg-zugosan gyűrt vonulatban, részben vastag, nem orientált táblákban foglal helyet s végül pegmatit-szerűen össze is nőhet vele (I. a III. tábla 6. sz. mikrofotográfiáját). Egyik csiszolatban az andaluzitnak sztaurolit-való pegmatitszerű összenövését is megfigyelhettem. Az andaluzitot üde állapotban csak három vékonycsiszolatban találtam meg. Rendszerint finompikkelyes halmazzá változott el. A pikkelyek túlnyomó része szericithez tartozik s ezeken $2E = 50^\circ$ optikai tengelyszöget mértem, a pseudomorfózák belsejében azonban helyet foglalnak alacsony kettőstörésű kaolinszerű pikkelyhalmazok is.

A kőzet összetételében résztvevő ásványok egyebekben azonosak a földpátos kvarcitéval s a csillámok átlósan átszőtt elrendezést mutatnak.

Csillámpalák.

A kodrui metamorfózis különösen jellemző vonása az, hogy a kontaktudvarban és az északi intrúziós területen a rendes kontaktmetamorfózishoz való közeledés az intrúziós terület déli részén kimarad. Utóbbi területen ugyanis a közbetelepülések a rendes csillámpalák összetételét mutatják s különleges elegyrészü csak gránát és turmalin jegyezhető fel.

Feltűnő még, hogy a csillámpalán a nyomásokoza elváltozások, bizonyára a durvább szemcse-nagyság és a rétegsorozat egyenlőtlensége folytán, erőteljesebben fejeződnek ki. A kvarc sokszor hullámos kioldódású, vagy mozaikká esett szét. Azonkívül mozgási síkok is fejlődtek ki s ezek mentén a csillámok hajtogatottak, vagy széttöredezetek, rovásukra finoman rostosnak látszó szericitvonulatok fejlődtek ki, melynek rostjai a kvarcba is átnőnek (l. az V. tábla 5. sz. mikrofotográfiáját).

Gneiszkvarcitok.

Míg az intrúziós területnek az előzőkben tárgyalt közbetelepülései úgy ásványos, mint vegyi összetételükben csillámpalának felelnek meg, alárendelten már kvarcitoknak jelölendő, kvarcban gazdagabb kőzetek is előfordulnak. Jellemzi ezeket a kőzeteket biotitban való aránylagos gazdagságuk. A főalkotórészt alkotó kvarc nagyjában egyméretű és körösen határolt szemekben fordul elő, míg a kevésbé ikres plagioklász csak a kvarc után hátramaradó s ívesen határolt tereket tölti ki. Káliföldpát csak a plagioklászban, antipertites összenövés alakjában van jelen.

Injekciós kőzetek.

Az ilyfajta kőzetekre csak ritka esetben akadtam. A megvizsgált két példány durván injekciós kőzet, amelyben az injekciós anyag a rétegzés mentén 2—10 mm vastag teleptelések alakjában hatolt be.

Az egyik kőzetben a teleperecskék anyaga aplitgránitos összetételű s azt a csillámpala-mellékkőzettől 1—2 mm vastag muszkovitból álló réteg választja el. Az eruptiós anyag részben a mellékkőzetbe is áterjed s valószínű, hogy itt beolvasztással is van dolgunk.

A másik kőzetpéldányban, egy gneiszkvarcitban, az eruptiós teleptelérben kvarc mellett plagioklász a főalkotórész s káliföldpát csak kisebb egyénekből fordul elő, amelyekben sakktáblás albittal nő össze.

INTRÚZIÓS KŐZETEK.

A részletes vizsgálat során kitűnt, hogy a Kodruból eddig ismert gránit s az amfibolban dús telérkőzet összefüggő kőzetsorozatnak szélső tagjai. Mielőtt a különböző kőzettípusokat tárgyalnám, az egész sorozatot jellemző szövetet s az ásványos elegyrészek kifejlődését óhajtom ismertetni.

Szerkezeti és szöveti jellegek.

Az intrúziós kőzeteknek csak egy része tömeges szerkezetű, túlnyomó részükön többé-kevésbé kifejezett párvonalas szerkezet érvényesül. A párvonalas szerkezet csak némely esetben vehető eredeti folyásos eredésűnek. Ide sorolom a „M” szerint táblás földpátoknak párvonalas elhelyezkedését néhány vékonyabb dioritos teleptelérben.

Az általánosabban elterjedt szerkezet azonban szemmel láthatólag a főalkotórészeknek megmerevedése után ható erőknek következménye. A különben tömeges szövetű kőzeteken hullámos síkok hatolnak át, amelyeken finoman pikkelyes csillámhártványok fejlődtek ki s melyeknek következtében a szerkezet durván lentikulárisba ment át. Nyújtott szerkezetet csak elvétve figyelhettem meg. A párvonalas szerkezetek inkább a savanyúbb kőzeteken jelentkeznek, míg a legbázisosabb tagok tömeges szerkezetűek.

Különben a párvonalas szerkezet nem fejlődött ki oly mértékben, hogy ezzel a kőzetek erupciós jellege elveszett volna.

A szövet hipidiomorf a gránitos tagoknál, dioritos s porfirszerű a neutrális kőzeteknél, a bázisos kőzeteknél azonban bizonyos ásványos átalakulások folytán világosan nem tűnik ki.

Ásványos jellegek.

Az intrúziós kőzeteknek tágabb határok között változó vegyi összetételéhez képest az ásványos összetétel igen egyhangúnak mondható. Ha a kísérő ásványoktól, mint *apatit*től és *zirkon*tól eltekintünk, úgy főalkatrészüi csak *plagioklász*, *káliföldpát*, *kvarc*, *muszkovit*, *biotit* és *amfibol* sorolható fel. A csillámok a savanyúbb kőzeteknek s még a kvarcos dioritoknak is kizárólagos femikus alkotórészei. Az ásványtársulásnak további jellemző vonása a plagioklásznak aránylag véve alacsony bazicitása s a vasérceknek a rendesenél kisebb mennyiségben való szereplése. Mindezeknek a felsorolt vonásoknak jellege egyértelmű: az ásványos összetételnek alkalmazkodása a GRUBEMANN-féle mezozóna tipomorfikus ásványos összetételéhez.

Az intrúziós települések vérroconsága a különböző átmeneteken kívül abban is kifejezést nyer, hogy kevés káliföldpát még a dioritos kőzetekben is, csekély kvarctartalom pedig még a bázisosabb kőzetekben is kimutatható.

Az említett alkotórészeket eredetieknek jelölöm. Az eredeti alkotórészek későbbi hegynyomások során bizonyos ásványos átalakuláson mentek keresztül. Mindenekelőtt a főalkotórészek kifejlődését fogjuk megismerni.

Plagioklász.

A plagioklász gyakran észlelteti anortit-tartalmának a hegynyomásra bekövetkezett lehasadását. A Kodru kőzetei abból a nézőpontból érdekesek, hogy a jelzett elválkozás a savanyú és neutrális kőzetekben csak kezdetleges fokot ért el s ennél fogva eredeti megtartású plagioklászok sem tartoznak a ritkaságok közé.

Eredeti megtartású plagioklász.

Ikresség és zónásság. A kodru-kőzetek plagioklászai az ikresség nézőpontjából teljesen a mélységbeli kőzetek plagioklászainak felelnek meg. A zónásság ellenben kevésbé kifejlődött s a dioritos kőzetek plagioklászát jellemző bonyolult zónás felépítésnek dioritjainkban nyomát sem találjuk. A zónásság legfeljebb a plagioklászok keskeny peremi részére szorítkozik, a kifelé következő övekben az anortit-tartalom mindinkább fogy, tehát rendes zónássággal van dolgunk.

Zárványok. A kvarcban dúsabb kőzetekben *kvarc-zárványok* gyakoriak s ezek kétféle alakban fordulnak elő. Első alakjuk a többé-kevésbé korrodált s magányosan előforduló dihexaeder s ezeket ROSENBUSCH véleményének megfelelően igazi zárványoknak kell tekintenünk. Más esetekben a kvarc cseppek alakjában csoportosan fordul elő s a cseppek bizonyos területeken egyforma orientálást mutatnak. A kvarccseppek különösen a porfirszerűen kiemelkedő plagioklászok széli részeiben fordulnak elő. Az egy és ugyanazon plagioklász-egység különböző részein előforduló kvarccsepp-csoportok egymástól eltérő optikai orientációt észleltethetnek, míg két különböző plagioklásznak határos részein előforduló kvarccsepp-csoportok orientációja azonos lehet. Olykor zónásan rendezkednek el (I. a II. tábla 4. sz. mikrofotográfiáját).

A csillámok közül a *biotit* ritkán alkot zárványokat, míg a muszkovit-zárványok bizonyos kőzetek plagioklászában általánosan elterjedtek. Itt nem azokról az apró színtelen csillámpikkelyecskékről van szó, amelyek az anortitmolekula lehasadása során keletkeznek. Ezekről az itt tárgyalt zárványok már 0·1—0·3 miliméteres átlagos nagyságukban térnek el. A kétféle nagyságú csillám között átmenet nincs (l. a 2. sz. ábrát a II. táblán). A muszkovit eredeti zárványjellege már abból is kitűnik, hogy zárványai eredeti megtartású plagioklászban is megtalálhatók. A zárványok olykor a plagioklász hasadási síkjaival párvonalasan helyezkednek el. Más esetben a zárványok a plagioklászok belsejében sűrűsödnek még a kvarcos dioritokban is, amelyekben muszkovit mint önálló alkotórész nem fordul elő. A káliföldpátban muszkovit-zárványok csak gyéren fordulnak elő.

Antipertites összenövés.

Az efajtájú képződményekben a plagioklász szivacsvázszerű alapot alkot, amelynek szabálytalan likacsait káliföldpát tölti ki, amimellett a két földpát azonos kristálytani orientációt mutat (v. ö. az 5. sz. ábrát a 83. oldalon). Bár tehát ez a képződmény alakilag eltér SUESS F. E. eredeti antipertitjétől, meghatározása szellemében mégis odasorozandó. Az eredeti antipertitektől való megkülönböztetésül az itt tárgyalt kifejlődésre az *antipertites összenövés* nevet használom.

A kodruai kőzeteknél antipertites összenövést csaknem minden kőzettípusnál megfigyelhettem, még olyan kőzettípusoknál is, amelyekben a káliföldpát önálló szemekben már nem fordul elő. Különbözik is a káliföldpátban szegényebb kőzetekben gyakrabban megfigyelhető, de a megvizsgált csiszolatok nem mindegyikében volt kimutatható.

A vázolt antipertites összenövéseket magmatikus eredésűnek tartom. Ezzel a felfogással összhangzásban az antipertites káliföldpát néha kvarc-zárvánnyal (l. az 5/II. ábrát), máskor biotitos zárványokkal áll összefüggésben, olykor mirmekites szegély szélezi (l. 5/IV. ábrát) s így a mirmekitképződésnél idősebb kora világosan kitűnik.

Bazicitás.

A plagioklászok anortittartalma a kőzetek növekvő bazicitásával először gyorsan, későbbben pedig alig növekszik. Bár a legbázikusabb tagok plagioklásza eredeti bazicitását annak teljes szétesése miatt már nem tudtam meghatározni, eredeti plagioklász-meghatározásaim mégis a normális dioritokig terjednek.

Az előbbi megállapítás különösen akkor öltik szemünkbe, ha BECKE-eljárás szerint az optikai úton meghatározott s az elemzési adatokból kiszámított átlagos plagioklász anortittartalmát a_0 -ra vonatkoztatva diagrammban felrakjuk (v. ö. a 6. sz. ábrát a német szöveg 84. oldalán). Az ábra megszerkesztéséhez szükséges adatokat a csatolt táblázatban állítottam össze.

Kőzetfaj	a_0	Optikailag megállapított $An\%$	Az átlagos plagioklász $An\%$
Aplitos gránit	9·55	10	8·5
Gránodiorit	7·84	22—25	16·7
Gránodiorit	7·6	17—27	27·8
Kvarcos=biotitos diorit	6·7	27—29	31·6
Biotitos=amfibolos=kvarcos diorit	4·5	30—32	48·1
Amfibolos diorit	4·95	29—30	54·2

Látjuk, hogy a viszonyok kb. $a_0 = 7.6$ -ig rendeseknek jelölhetők, amennyiben az átlagos plagioklás anortittartalma az optikailag megállapított anortittartalomnál alacsonyabb. Ennek okát részben a káliföldpát pertites orsóiban, részben pedig a plagioklás szétesésében találjuk meg, amely utóbbi folyamat rendszerint a mésztartalom csökkenésével lehetett egybekötve. Az $a_0 = 7.6$ határvonalon túl, az optikailag megállapított anortittartalom közel egyforma marad, míg az elemzésből kiszámított anortittartalom jelentékenyen emelkedik. Hasonló viszonyokat figyelt meg BECKE F. a Tauern-Havasok különben sok tekintetben eltérő közeiteinél is. Ezek a kőzetek tehát nyilvánvalóan oly nyomási és hőmérsékleti viszonyok között képződtek, amelyeknél bázisos plagioklás nem képződhetett.

A kodrui kőzeteknél a két anortittartalom közti eltérés szemmel láthatólag az amfibolnak megjelenésével és nagyobb mennyiségével függ össze. A közönséges amfibol vegyi összetétele a következő NIGGLI-féle értékeket szolgáltatja:

$$\begin{array}{lll} Si = 77, & C = 24.5, & Mg = 0.57, \\ Al = 13, & Alk = 3.5, & C/fm = 0.40. \\ Fm = 59, & K = 0.20, & \end{array} \quad (154, p. 71.)$$

Mármost az átlagos földpát kiszámításánál az amfibol alumíniumtartalmának megfelelő molekulaszámot mint bázisos földpátot mutatjuk ki. Minthogy továbbá a bázisos kőzetek plagioklásának szétesésénél gyakran szintelen csillám a túlnyomó szétesési termék, az így előállott alumíniumfelesleg a számítás során az amfibol mésztartalmával egyesítve a számított átlagos plagioklás anortittartalmát ismét növeli.

Ezeknek a meggondolásoknak helyességét az a tény igazolja, hogy a bázisos kőzetek elemzési adatainak OSANN eljárása szerinti átszámításánál a jelentékeny amfiboltartalom ellenére is csak egészen alacsony alumíniummal nem telített CaO -tartalom marad hátra.

Mirmekit és mozaikplagioklás.

A plagioklásnak a kvarccal való ezzel a szabályos összenövésével számos neves petrográfus foglalkozott (főbb irodalma: 74, p. 70, 82. 94, 121, 141 a, 154, p. 182).

Hogy a mirmekit keletkezéséhez egyoldalú nyomás közreműködése nem szükséges, már azzal is bebizonyítható, hogy típusos mirmekitet az egyoldalú hegynyomás által egyáltalában nem érintett krassószörényi gránodioritokban és azok aplitos közeiteiben is kimutattam (75 a, p. 159, 172 stb.). A bonni KRANTZ-cég által ROSENBUSCH rendszere szerint összeállított nagyobb kőzetgyűjteményben pedig mirmekitet az összes ott szereplő gránit és két aplit csiszolataiban is megtaláltam.

A Kodru intrúziós közeiteiben is a mirmekit csaknem mindegyik káliföldpátot tartalmazó kőzetben, sokszor bőségesen fordul elő s kétféle kifejlődést mutat:

a) *Mirmekitszegély.* Ebben az esetben a mirmekit a plagioklás kisebb kiterjedésű szektorának mintegy legkülső zónáját alkotja. A plagioklás ilyenkor korrodált határokat mutat s a mirmekit, mintegy az ezen korrodált határon túl, a káliföldpát rovására képződött többletnek látszik (v. ö. a 7. sz. ábrát a 88. oldalon).

b) *Mirmekitszemölcs.* Az efajtájú képződmények vagy a plagioklás széleihez tapadnak, vagy a káliföldpátban elszórtan fordulnak elő. Utóbbi esetben főleg a káliföldpát széli részeiben, vagy a karls-



badi ikersik mentén, vagy két szomszédos káliföldpát=egyén érintkezési határán helyezkednek el. A mirmekit=szemölcsök halmazokká is csoportosulnak.

Megjegyzendő, hogy az aplitos gránitok nagy káliföldpát=egyéneitől körülfogott plagioklász=zárványokban olykor a rendes mirmekitszálaaktól eltérő, szabálytalanul elosztott és durvább kvarc=szálak is figyelhetők meg, amelyek némileg a már tárgyalt kvarccseppekhez vezetnek át. Máskor viszont a plagioklász és káliföldpát határán a mirmekit kimaradásával kis kvarccseppek jelentkeznek, némelykor pedig a mirmekit=szemölcsök belsejében találhatók kvarccseppek vagy durva pegmatitszerű áthatolások.

További összefüggés állapítható meg a mirmekit és a savanyú kőzetekben előforduló s általam mozaik=plagioklász=nevezett képződmények között is. E névvel azokat az egymással szabálytalan határok=rokkal érintkező savanyú plagioklász=halmazokat értem, amelyek a mirmekit= és a mirmekit=csoportokhoz hasonló szerepet játszanak. A mozaik=plagioklász azonban általában nem mirmekites, habár egyes elvétett kvarcszálak vagy kvarccseppek benne gyakran észlelhetők. A mozaik=plagioklász a mirmekithez hasonlóan a plagioklász=egyéneket szélezi a káliföldpát felé, továbbá két káliföldpát határán, vagy pedig a káliföldpátban magában foglal helyet (I. a 3. mikrofotográfiát a II. táblán).

Az egyes mozaik=plagioklász=egyének között hátramaradó íves tereket káliföldpát tölti ki, amely a nagy káliföldpát=egyénnel azonos orientációt mutat. A mozaik=plagioklász gyakran jól ikres, s éppúgy mutatja a szétesés jelenségét, mint a többi plagioklász. A mozaik=plagioklászhoz mirmekit=szemölcsök is társulnak (v. ö. a 8. ábrát a 89. oldalon) s mindkettő minden valószínűség szerint egyidős képződmény.

Ami a mirmekit képződését illeti, bizonyos összefüggés áll fenn a mirmekittartalom s a kőzetek savanyúsága között, természetesen bőséges káliföldpát=tartalmat feltételezve. Vagyis nátronban dús oldatoknak hátramaradása a savanyú magmák sajátossága s ezeknek keletkezése úgy látszik a plagioklász= az ilyfajta kőzetekben általánosan megfigyelhető korróziójának eredménye. További összefüggés állhat fenn a mirmekitképződés s a savanyú magmák gáztartalma között. A mirmekites képződményeknek bőséges előfordulását a kontaktképződményekben MICHEL—LÉVY, LACROIX és REINHARD M. (82, p. 78), különösen szép kifejlődését az injekciós palákban és injekciós gneiszokban pedig WEINSCHENK E. (64, p. 118), SCHWENKEL H. és GRUBENMANN M. (107, p. 219) hangsúlyozták. Mindezekben az esetekben gázokban és gőzökben dús széli fáciesekkel vagy aplitos=pegmatitos elkülönülési termékekkel van dolgunk.

A plagioklászok szétesése.

Ez a jelenség a bázisos plagioklászoknál *saussuritesedés* néven régóta ismeretes ugyan, mégis WEINSCHENK E. piezokristályosodási elmélete volt az, amely e jelenséget a petrográfusok érdeklődésének előterébe helyezte. WEINSCHENK ugyanis tagadta a földpátban levő mikrolitok utólagos keletkezését s a jelenséget magas nyomás alatt történt kristályosodással magyarázta. A plagioklász szerinte kikristályosodása pillanatában magasabb fajsúlyú mészaluminiumszilikátokká esett volna szét s ezeket azután a még hátramaradó plagioklász beburkolta. Ennek az elméletnek helytelen voltát már MILCH (69, p. 189) és BECKE is (121, p. 224) kimutatták. A Kodru kőzeteinél is mikrolitok utólagos keletkezése olyan szembe= tünő, hogy erre a körülményre már 1912. évi jelentésemben is rámutattam (122, p. 84).

Az eredeti megtartású plagioklászban ugyanis ezek a mikrolitok teljesen hiányoznak s amint azok megjelennek, az őket közvetlenül körülvevő plagioklászrészletek, azonnal csaknem tiszta albittá változnak át, jelül annak, hogy a plagioklász anortittartalma az egyidejűleg megjelenő újképződésekben vált ki. A szét=

esés vagy a magban, vagy pedig a széli részletekben jelentkezhetik, a szélesebb részletek szivacsvázszerű hálává folynak össze, amelynek kialakulását gyakran a plagioklász zárványai írják elő. A folyamat erősebb kifejlődése esetén az eredeti plagioklászból csak egyes foltok maradtak meg s végül ezek is teljesen eltűnnek. Amikor az eredeti plagioklász nem volt túlságosan bázisos, úgy a szétesett plagioklász albit-alapja az eredeti földpát kristály- és ikerszerkezetét teljesen megtartja. Az újképződések mennyisége az eredeti földpát bazicitásával szemmel láthatólag szoros összefüggésben áll. A Kodru kőzeteiben az albit-alap kristály és ikerszerkezete még a bázisos oligoklász-összetételű eredeti földpát mellett is jól kivehető. A legbázisosabb kőzetekben azonban az újképződések oly sűrűn csoportosulnak, hogy albitalap jelenléte s már alig állapítható meg.

Az újképződések között rendszerint színtelen *csillámpikkelykék* a túlnyomók. *Klinozoisit*, ritkábban *zoisit* is változó mennyiségben mutatkozik, olykor túlsúlyba is jut, mennyiségük azonban a plagioklász bazicitásával nem arányos, amennyiben a színtelen csillám éppen a legbázisosabb kőzetek túlnyomó szétesési terméke lehet.

Újabb időben több osztrák kartárs a mikrolitokkal telt földpátok kérdésével, mint kiválóan alpin kérdéssel részletesebben foglalkozott. Éppúgy nevezhető azonban kárpáti kérdésnek, amennyiben pl. e sorok írója ilyen szétesett plagioklászokat Aranyidáról (119, XII. tábl., 5–6. ábra) s Dobsina környékéről is írt le (188), éppúgy ismeretesek a Hegyes-Drócsa s a Magas-Tátra stb. mélységbeli kőzeteiből s aligha hiányoznak a többi maghegységbeli intrúziós kőzetekben.

ANGEL és HERRISCH a mikrolitokat körülzáró földpátokat általában *telt földpátoknak* (gefüllte Feldspäte) nevezték el (174) s ebben a nomenklaturában a mi szétesett földpátunk az ilyfajtaú képződeményeknek azt a válfaját foglalja magába, amelyek „valódi kitöltést” (echte Fülle) zárnak körü (l. c. p. 43.).

Újabb időben CHRISTA és KOLBL bizonyos módosításokkal a WEINSCHENK-féle elmélethez tértek vissza, míg ANGEL és CORNELIUS véleménye szerint az átalakulás a földpátok megszilárdulása után ment végbe azzal, hogy a kőzet nagyobb mélységből a külső epizónába kerülve, mérsékelt oldalnyomásnak volt alávetve. CORNELIUS megfigyelései szerint a szétesés a mirmekit földpátján is kimutatható, éppúgy, mint a Kodru kőzeteinél is, ahol ezt a jelenséget a mozaikplagioklász is megfigyelhetjük (l. a II. tábla 3. ábráját).

E helyen a szétesésnek két kérdésével óhajtok foglalkozni. Az első a *szétesés időpontját* illeti. A Kodru permkori, diabáztól kvarcos-porfirig terjedő kőzetei fokozott mértékben mutatják az anortit-tartalom leválását azzal a különbséggel, hogy ez nem mindig marad meg mikrolitok alakjában, hanem gyakran elvándorolt. Kézenfekvő dolog a perm s permelőtti sorozat azonos irányú elváltozását ugyanarra az alsóperm után bekövetkezett tektonikai folyamatra visszavezetni, mimellett az anortit leválásában mutatkozó különbségeket a két kőzetsorozat összetételében s településében fennállott különbségekkel gondolom megmagyarázhatni.

A másik kérdés az, vajjon a szétesett plagioklászokban általánosan elterjedt színtelen csillámpikkelyeket tényleg a muszkovithoz sorozzuk-e, amint az már sokszor történt, vagy sem. ANGEL CATHREIN-nek a saussuritokra vonatkozó elemzési sorozatára támaszkodva, erre a kérdésre igenlőleg válaszolt (174, p. 37). Én magam, amint azt a német részben részletesebben kifejtettem, CATHREIN elemzéseit illetőleg, az erre használt anyagot e kérdés eldöntésére nem tartom alkalmasnak. Hogy a szétesési termékek

csillámpikkelyeiben a mésznátron=csillámsorozat képviselőit sejtjük, ennek a nézetnek támogatására az alábbi érveket sorolhatom fel:

Valószínűségi okokból a plagioklász mésztartalmának leválásakor mégis csak elsősorban mésznátron=csillámok keletkezését lehet várni. A csillám a bázikus kőzetek földpátjainak szétesési termékei között gyakran teljesen túlsúlyba kerül, a kőzetek elemzéseiben mégsem találunk a rendesenél magasabb kálitartalmat. Ez a megállapítás különösen a Kodru némely permkori diabázánál szembeűnő, amelyekben EMSZT K. barátom — bár bennük csillám az uralkodó szétesési termék — csak 0,42 és 0,50 súly=százalék kálit tudott kimutatni.

Mindezeknél fogva a szóbanforgó csillámpikkelyeket mésznátron=csillámoknak tartom. Hogy a plagioklász csekély kálitartalma muszkovit=pikkelyek alakjában vált ki, az természetes. Ha pedig a csillámpikkelyek a mésznátron=csillámokhoz tartoznak, úgy a plagioklászok szétesése sem szorul olyan különleges folyamatok közreműködésére, amilyeneket CORNELIUS-nak a muszkovit=pikkelyek kálitartalmának leszármaztatására feltételezni kellett.

Muszkovit és biotit.

Említettem már, hogy csillámok alkotják a Kodru gránitos és kvarcdioritos kőzettípusainak kizárólagos színes alkotórészét s hogy az amfibol csak a peléites és normális dioritok képviselőiben jelentkezik. A biotitnak ez a szerepe megszokott dolog, a muszkovitnak eredeti alkotórészként való képződéséről azonban még némileg eltérők a nézetek. A muszkovitnak eredeti elegyrész gyanánt való fel fogása mellett többek között WEINSCHENK (64, p. 29), GOLDSCHMIDT W. (140, p. 22, 119 és 120), ERDMANNSDÖRFFER O. (156 a, p. 186) és SUESS F. E. (159 a, p. 14) nyilatkoztak.

A Kodru kőzeteiben a két csillám annyira egyforma szerepet játszik, hogy mindkettőnek azonos képződésére kell következtetnünk. Minthogy azonban a biotit a muszkovitban zárványként fordul elő, kiválása előbb kezdődött. A csillámokat általában a kisebb szemnagyság jellemzi s ha a szövet porfir szerű, úgy a csillámok főleg az alapanyagban gyűlnek össze. A biotit különösen két plagioklász=egyen között szokott helyet foglalni, vagy a plagioklász és kvarc határán található. Utóbbi esetben olykor a plagioklász kristálysíkjaival párvonalasan rendezkedik el, vagy pedig mintegy a plagioklász bizonyos széli részeit helyettesíti. A biotit azonkívül rosszul kiképződött határokkal a plagioklászba is belenyúlik s azt, olykor kvarccal együtt, mintegy kiszorítja.

A muszkovit főleg a kvarccal együtt az utolsó megmerevedési terméket alkotja. Táblácskái ritkán némileg idiomorfok s ilyenkor a kvarcot részekre tagolják. Rendszerint azonban határait úgy a plagioklász, mint a kvarc is befolyásolja. A muszkovit különben plagioklász=, különösen kis kvarc= zárványokat is észleltet. Hogy a plagioklászban mindkét csillám zárványként fordul elő, azt már említettem.

Mindezeknek a megfigyeléseknek az alapján a csillámok főleg a plagioklász=képződés után kvarccal egyidejűleg merevedtek meg.

A muszkovit mennyisége természetesen a növekvő bazicitással süllyedt. A kvarcos dioritokban muszkovit csak a plagioklász zárványaként, vagy pedig a biotitot ferdén áthatoló kis táblácskák alakjában figyelhető meg, de előfordulhat még a legbázisosabb kőzetekben is.

Amfibol.

Az amfibol eredetileg zöldesbarna színárnyalatú lehetett, amely pleochroismus azonban a legtöbb esetben tisztán zöldes-kékeszöldes árnyalatokba ment át.

Az amfibol képződését illetően is arra az eredményre jutottam, hogy ez a plagioklász kiválása előtt s vele egyidejűleg folyt le, de még a kvarc kiválása alatt is tartott.

A főalkotórészek nyomásokoza elváltozásai.

Az alsópermutáni hegyképződések mehanikai befolyásai a főalkotórészekben az alábbi elváltozásokban jelentkeznek.

A plagioklász gyéren mutatja ikerlemezeinek meghajlását, csak egy-két vékonycsiszolatban hullott szét durva mozaikká s a szericites mozgási síkok is ritkán hatolnak át rajta. Úgy tűnik fel tehát, hogy az oldalnyomás a plagioklásznál főleg anortittartalmának lehasadásával, a földpát szétesésével váltódott ki. A káliföldpát viszont a nyomásokoza alakváltozásokat szabálytalan mikrolinácossággal tudta követni. A nagyobb csillámlemezekben ellenben a táblák meghajlítása, esetleg széttöredezése nem éppen ritkán figyelhető meg. Az egyoldalú nyomás legjobban a kvarcon fejeződik ki, amely csak elvétve észleltet egységes kioldást s túlnyomóan durva mozaikká hullott szét.

A durván lentikuláris szerkezet keletkezése.

Ez a szerkezet a mikroszkópos képben hullámosan lefutó csillámvonulatokban fejeződik ki. A vonulatok összetételében főleg szintelen csillám vesz részt, amely azonban részben biotitból alakult ki. A vonulatok rendszerint a nagyobb plagioklász- és kvarcegyének határvonalát követik, — innen ered hullámos lefutásuk is — s csak itt-ott keresztezik azokat. Olykor egy-egy nagyobb csillámtáblából indulnak ki s úgy látszik, hogy részben azok rovására fejlődtek ki.

A csillámvonulatok szemmel láthatólag az előző fejezetben tárgyalt alsópermutáni nyomásokoza elváltozásoknál idősebbek, mivel olykor eredeti megtartású földpáton is áthaladnak. Képződésüket legnagyobb valószínűséggel az intrúzióval kapcsolatos hegyképződési folyamat legutolsó jelentkezésével kell magyaráznunk.

Az intrúziós kőzetek fő típusai.

Mínthogy a kőzetek ásványos összetételében bizonyos mezozónális jelleg is érvényesül, a kőzetek elnevezésénél a metamorf kőzetek nevei is tekintetbe jöhetnének s pl. a legbázisosabb kőzet amfibolitnak is volna jelölhető. Mínthogy azonban az intrúziós kőzetek főtömegét alkotó savanyúbb kőzetekben a szálikus alkotórészeknél a megmerevedési szövet világosan kiténik, az erupciós kőzetek neveit alkalmaztam.

1. *Aplitos muszkovitos gránitok.* Ezeknek az aprószemcsés leukokrata kőzeteknek főalkotórésze *mikroklin*, a részben korrodált dihexaederekben előforduló kvarcnak mennyisége a káliföldpáténál kisebb. A plagioklász gyéren található önnálló erősen korrodált egyéneken, erősen korrodált részletei rendszerint csak a káliföldpát zárványát alkotják vagy szélezik azt.

2. *Engadinitos muszkovitos gránit.* Ezek a közepes szemcsés kőzetek sorosan csatlakoznak az előző típushoz, a plagioklász azonban bennük már jelentékeny szerepet játszik, sőt olykor kissé túlsúlyba kerül.

3. *Savanyú trondhjemitos granitit.* Egy gyűjtött kőzetpéldány idetartozik s az előző kőzettől a plagioklász jelentékenyebb szerepében s abban különbözik, hogy színes alkotórésze már biotit.

4. *Trondhjemitos granitit.* Ebből a válfajból is csak egy közép szemcsés kőzetpéldánynak vékonycsiszolatát vizsgáltam. A típus még eléggé gazdag káliföldpátban, de plagioklásza már nagyobb bazicitású.

5. *Savanyú plagioklászgránitos kétcsillámos leukokvarcdiorit.* Ezt az érdekes típust szintén csak egy kőzetpéldányban ismertem fel s azért nevezetes, mivel magas savanyúsága mellett sem tartalmaz önállóan előforduló káliföldpátot.

6. *Plagioklászgránitos gránodiorit.* Ezeknek a már sötétebb színárnyalatú kőzeteknek uralkodó csilláma a biotit. Kvarc bennük még elég bőségesen fordul elő, a káliföldpát mennyisége azonban már alárendelt. A megvizsgált számosabb példány egyik része már dioritos szövetű.

7. *Káliföldpátmentes kvarcosdiorit.* A kvarcdioritos kőzetekben a plagioklász porfirszerűen emelkedik ki, szerkezetük viszont kissé párvonalas. A kvarc a dioritos szövetnek megfelelően hosszúkás lagunákat, vagy háromszögletes tereket tölt ki.

8. *Amfiboltartalmú kvarcosdiorit.* Egy idetartozó kőzet a kiemelkedő plagioklász következtében szintén porfirszerű. Színes alkotórészü a túlnyomó biotit mellett korrodált oszlopokban amfibol is fordul elő. Káliföldpát antipertites összenövés gyanánt figyelhető meg.

9. *Peléites káliföldpáttartalmú biotitos=amfibol-kvarcos diorit.* Egy idetartozó kőzetpéldányban a túlnyomó színes alkotórész még biotit, amfibol csak alárendelten fordul elő. Káliföldpát úgy antipertites összenövésekben, mint a plagioklászlecek után maradó lagunák kitöltéseként alárendelten fordul elő.

10—11. *Kvarctartalmú bázisos tonalitok.* Az idesorolt kőzetek a színes és színtelen alkotórészek aránya alapján két csoportra oszthatók. Az első csoportban a színtelen alkotórészek még túlsúlyban vannak s ezek külsőleg apró szemű amfibolitszerű kőzetek. A második csoportba sorolt kőzet szövege kiemelkedő plagioklász következtében porfirszerű, a színes s színtelen alkotórészek mennyisége közel egyforma.

12. *Kvarctartalmú anortositgabbroidális amfibolos gabbro (amfibolit).* Ez a típus az előbbiből úgy fejlődik ki, hogy az amfibol látszólag túlsúlyba kerül. A porfirszerű szövetű válfajban ugyanis a 10—15 mm hosszú amfibolok a kőzetnek közel felét alkotják s az 1—2 mm szem nagyságú alanyanyag= szerű résznek is közel a fele amfibol. A nagy amfibolok azonban telve vannak nagyobb plagioklász= és biotitzárványokkal. A БОКЧ HUGÓ felfedezte kőzet is idetartozik, de nem porfirszerű szövetű. A plagioklász minden megvizsgált vékonycsiszolatban teljesen elcsillámosodott.

A Kodru alaphegységének kémiai viszonyai.

a) *Palaburok.* A palaburok üledékes jellege az EMSZT K. végezte elemzésekben is kitűnően kifejezésre jut. (Az elemzések összeállítását l. a német szöveg 108. oldalán, az OSANN—GRUBENMANN és NIGGLI-féle értékek összeállítását pedig annak 109. oldalán).

Az OSANN—GRUBENMANN-féle értékek közül a magas aluminium=felesleg és F -érték egybekötve az A és C értékek alacsony voltával s a káliumnak a nátriummal szemben megállapított túlsúlyával, kőzeteinket a GRUBENMANN-féle aluminumszilikát=gnájszok típusos képviselőivé avatják. Ebbe a csoportba tartoznak tudvalevőleg a csillámpalák és a fillitek is. Egyes kőzeteink magasabb kovásvartartalma a kvarc=

citokhoz vezet át s ez a körülmény és a rendesen magasabb A -érték az előzőekben használt földpát-kvarcit elnevezést vegyileg is indokolja. Az aluminiumfelesleg csak a földpátos kvarcitoknál mutat kisebb értékeket, az 5—11. elemzésekben tetemes nagyságú, mely utóbbi körülmény ásványtanilag e kőzetek magas csillámtartalmában s az andaluzit előfordulásában fejeződik ki.

Ami a Kodru üledékes és intrúziós eredésű kőzeteinek NIGGLI-féle értékeit illeti, úgy ezek a variációs diagrammban jól elkülönülnek egymástól (l. a 9. ábrát a német szöveg 106. oldalán). Az üledékes kőzetek NIGGLI-féle értékeinek figyelmes vizsgálatai pedig azt eredményezik, hogy a belső kontakt-területen alkália-hozzáadás nem mutatható ki.

b) *Intrúziós kőzetek.* Az eredeti elemzéseket a német szöveg 112. oldalán, az OSANN- és NIGGLI-féle értékeket a 113. oldalán, a normatívus összetételt végül annak 116. oldalán állítottam össze. Ezeknek alapján egy aluminiumban gazdag, mészből és alkáliákban szegény magmával van dolgunk s ezek a jelek a kőzettani számítások során a savanyú kőzeteknél olykor elég tetemes aluminiumfeleslegben vagy pedig normatívus korundtartalomban fejeződnek ki. Ez az aluminiumfelesleg a savanyúbb kőzeteknél a csillámtartalom következménye s a már eredeti aluminiumfelesleget azután a csillámvonulatok kifejlődése, a biotitot kloritosodása s végül a plagioklászok szétesésénél — abban az esetben, ha csillám a túlnyomó szétesési termék, — az utóbbi folyamat is növelte.

A savanyú kőzetekben a csillámoktól létrehozott kémiai jelleg, u. m. az aluminium-felesleg s a kémiailag kötött víztartalom a bázisosabb kőzetekben ásványtanilag az amfiboltartalomban folytatódik. Minthogy normatívus színes alkotórész kőzeteinkben nincs, az amerikai rendszer szerint kiszámított és a valóságos összetétel között természetesen tetemes különbségek mutatkoznak.

A kőzetek NIGGLI-féle értékei és a német szöveg 10. ábrája variációs diagrammja alapján a kőzetek vegyi helyzetét illetőleg az alábbiak állapíthatjuk meg.

A *gránitos magmák* típusos képviselőjének csak az 1—2. elemzés muszkovitos gránitjai tekinthetők. Amint biotit lesz a kizárólagos színes alkotórész, a plagioklász kissé túlsúlyba jut. Az ily típusú gránitok (3—4. elemzés) átmenetet alkotnak a *dioritos* magmákba.

A leukokvarcos diorit különleges ásványtani összetétele az elemzésben (l. az 5. elemzést) is kifejeződik. A 6. sz. elemzés gránodioritjaival NIGGLI plagioklászgránitos magmájába jutunk. A 7. sz. elemzés kvarcos dioritja kovasavtartalmát tekintve még a plagioklászgránitos és granodioritos magmák között áll, de káliföldpátmentes. A 8. elemzés amfiboltartalmú kvarcos dioritja meg magas aluminium-felesleget észleltet, mely körülményt a gazdag biotittartalomnak s a biotit túlnyomó kloritosodásának kell tulajdonítanunk.

A további típusokban az amfibol a színes alkotórészek között fokozatosan túlsúlyba, illetőleg egyeduradalomra kerül. A mésztartalom ezzel egyidejűleg rohamosan megnövekszik s a nátrontartalom rohamosan fogy. A 9. sz. elemzésnek még kevés amfibolt tartalmazó kőzete a peléeites maginához simul. A 10. és 11. elemzés a tonalitoknál, mint azoknak bázisosabb képviselői, helyezhetők el. Az abnormálisan magas mésztartalom a 11. sz. elemzéssel kezdődik és folytatódik a 12₁ és 12₂ sz. elemzésekben. Ezeknek a kőzeteknek NIGGLI-féle értékei már nem illeszkednek a gabbrodioritos és normál-gabbroidális magmák előírta vonalba, hanem inkább e vonal és az anortozit-gabbroidális és piroxenit-hornblendid-gabbroidális magmák előírta vonal közé helyezkednek el, de még az anortozit-gabbroidális magma átlagos bazicitását sem éri el. Minthogy azonban az elemzések magas mésztartalma

s alacsony nátrontartalma bázisos eredetű plagioklászra mutat, kőzeteinket kvarctartalmú amfibol=gabró=nak jelöltem.

A közettípusok térbeli elterjedése.

A hatalmasabb teleptelések főtömege aplitos=pegmatitos muszkovitos gránit. Már az intrúziós terület legészakibb feltárásában, a Nagymarosi=patakban is bőségesen fordul elő, az intrúziós terület minden részén található képviselve s az intrúziós terület D=i részében pedig teljesen túlsúlyba kerül. Eléggé elterjedt még a gárnitit=típus is, különösen a Botfej=i, Bélörvényes=i és Klit=i patakokban. A több leírt közettípus csak vékonyabb teleptelérben fordul elő s bár olykor — mint a Rakisa=patak szelvényében — nagyobb számban is fordulnak elő, összességükben mégis csak mintegy bőségesebb telérkiséret szerepét játsszák.

Megemlítem még, hogy némely teleptelér összetételében kisebb eltolódások is megfigyelhetők, pl. a Rakisa=patak 11. gránodiorit=telére fedő részében kvarcos=dioritba megy át.

A permelőtti Kodru kialakulása.

A permelőtti Kodru tehát gyűrt palahegység képét nyújtja, amelyben a gyűrődés végén a réteg=sorozat fellazulása következett be. Utóbbi folyamat a gránitos magmának vízben dús elkülönülési termékeinek behatolásával volt egybekötve, melynek során a túlnyomó muszkovitgránitot mindinkább bázisosabb elkülönülési termékek kísérték. Az oldalnyomás a kőzetek megmerevedése alatt is időnként feléledt s úgy az intrúziós kőzetek, mint a palaburok kifejlődésére rányomta bélyegét.

Az intrúziós folyamat az epizónában ment végbe s az általa szállított hőmennyiség elegendő volt ahhoz, hogy az oldalnyomással karöltve oly kontakt udvart eredményezzen, amelyben a rendes és a mezozónális metamorfózis jellegei kombinálódnak.

Az intrudáló magma magas víztartalmának s mérsékelt oldalnyomásnak tulajdoníthatjuk az ásványos összetétel különlegességeit is, úgymint a mirmekites képződmények s a kvarccseppek gyakori előfordulását, a plagioklász aránylag véve alacsony bazicitását, a vasérc gyakori hiányát s végül azt a körülményt is, hogy femikus alkotórészül csak hidroxidtartalmú ásványok fordulnak elő s piroxének teljesen hiányoznak. Ezek lényegileg ugyanazok az előfeltételek, amelyeket GOLDSCHMIDT a stavangeri metamorfózis számára is követelt (140, p. 137—140).

Az így kialakult permelőtti hegységből azonban csak erősen lekopott tönk maradt meg. A hajdanta feltornyosult felépítmény a lehordás áldozatául esett, úgyhogy a perm rétegei D=en közvetlenül az intrúziós kőzetekre települnek. Ennek a tönknek is csak kis része hozzáférhető. Még az intrúziós területet sem tanulmányozhatjuk teljes szélességében, a palaburoknak pedig csak ÉK=i szárnya bújik ki a föld felszínén.

A Kodru alaphegységének általános helyzete.

a) Közettani vonatkozások.

A Kárpátok ívén belül levő permelőtti metamorf hegységekben rendes kontakt=metamorfózist eddigelé csak a Velence=hegységből ismerünk. Ezt a hegységet VENDL A. kitűnő tanulmányban írta le. (127.) Én magam a Meleg=hegyen gyűjtött példányokban az itt injekciónak jelölt kvarcképződményeket

s megtaláltam s helyi turmalinesodást is megfigyeltem. Figyelemreméltó az a tény, hogy VENDL A. sem a gránit, sem pedig a kontaktudvar leírásánál nyomásokoza elváltozásokról nem emlékezik meg. A Velence-hegység ennél fogva az alpine gyűrődésektől nem érintett permelőtti hegység rögét tárja eléünk (magyar közbenső tömeg).

A Kodruban a rendes kontakt=metamorfózisnak s a térfogati törvény uralma alatt bekövetkező metamorfózisnak kombinációját tanultuk megismerni.

A Gyalui=Havasokban, amint azt a továbbiakban még látni fogjuk, a térfogati törvény még abban uralomra jut, de PÁLFY M. és SZÁDECZKY GY. még az andaluzitnak gyér előfordulásáról is megemlékezik. A Kárpátok többi külsőbb permelőtti hegységeinek metamorfos közeteit a térfogati törvény teljesen uralja s belőlük andaluzitot még nem írtak le.

A Kárpátokon kívüli andaluzit=előfordulások közül a Silvretta=Oszlái s GRAMANN A., ESCHER F., BLUMENTHAL M., CORNELIUS H. P., HAMMER W. és STRECKEISEN A.-tól leírt andaluzit=előfordulás bizonyos tekintetben hasonló a Kodruéhoz, az alpesi viszonyok azonban sokkal nagyszerűbbek, mint a mi hegységünkben.

b) Vegyi vonatkozások.

A Kárpátok területe permelőtti gránitos s ezzel összefüggésben álló intrúziós közeteinek NIGGLI-féle értékeit a német szöveg 122. oldalát követő táblázatban állítottam össze, az értékek variációs diagramját pedig a 11. ábra mutatja (l. a német szöveg 120. oldalán). Ezeknek az adatoknak alapján az intrúziós közetek jellegéről az alábbi képet nyerjük:

1. A *prekárpátok* gránitjának összetételét KREUTZ S. határozta meg a flisben található „exotikus” gránittömbök segítségével. Ezek az alkáliföldpátek túlsúlyától jellemzett gránitok vegyileg a *rapakivitos* magmában helyezkednek el.

2. A *Magas-Tátrában* KREUTZ S. megkülönböztet:

a) Bázisos metamorfos előhírnököket, amely gránátos amfibolos közetek a normális gabbroid magma tartozékai (T_{23}).

b) Kvarcdioritos vegyi összetételű ortognájszokat (T_{20} — T_{22}).

c) Tulajdonképpen „gránitok”-at, amelyeknek főképviselei azonban a plagioklászgránitos és trondhjemitos, tehát már dioritos magmához tartoznak. A közeteknek csak kisebb része sorolható a yosemit-gránitos és normálgránitos magmákba. A pegmatitos telérkiséretben két ágat különböztethetünk meg: egy káliban szegény (T_{14} és T_{16}) és egy káliban dús ágat (T_{15} , T_{17} és T_{18}).

A Kodru intrúziós közetei közül a muszkovitot tartalmazó közetek fő típusai ($K_{1-3, 5}$) már a Magas-Tátra pegmatitjainak felelnek meg, mi mellett a Kodru közeteinek kálitartalma általában a Magas-Tátra két pegmatitsora között helyezkedik el. A Kodru biotit-tartalmú közetei, amelyek már nevezetesebb szerepet nem játszanak, felelnek meg a Magas-Tátra fő típusainak.

3. A Kárpát-i külső maghegységek intrúziós közetei azonosak a Tátra fő típusaival.

4. A Kárpát-i belső maghegységek (Nyitrai-hegység, Alacsony-Tátra, Vepor, Branisko) intrúziós közeteinél a Magas-Tátra közeteinél jelzett kettéválást erőteljesebben találjuk kifejlődve s a gránitos és dioritos magmák képviselői jobban válnak el egymástól.

5. Az előbb említett folyamat folytatódik s erősödik a Szepes-Gömöri-Érchegységben, ahol is Aranyidáról engadinitgránitos és yosemitgránitos típusokat, Dobsináról pedig kvarcdioritos s normális gabbriodális amfibolitot ismerünk.

6. A Dunántúl az internidákba jutva a Velencei-hegység yosemitgránitos gránitja nem tartalmaz muszkovitot, mészben gazdagabb s „fm”-ben szegényebb mint a Kodru megfelelő kőzetei.

7. A Fazekas-Mórágys-hegységből egy kvarcban szegény engadinitgránitos gránit s egy amfiboltartalmú gránitit elemzése ismeretes, utóbbi a kvarcos monozonitos és monozonitszenites magmák között rendezkedik el. Hogy ez utóbbi elemzéssel kimutatott szenites jelleg mennyire tekinthető a Fazekas-Mórágys-hegység intrúziós tömegének jellemző vonásául, ennek eldöntését csak a vizsgálatok folytatásától lehet várni. Ezzel a kérdéssel kapcsolatban megemlíthetem, hogy a szomszédos Mecsek-hegység középkrétaori trachidoleritos kőzetsorozata, amelynek kitűnő jellegzését MAURITZ B.-nak köszönjük, a kárpáti előtér teschenitjeinek mintegy D-i analógiáját alkotják.

Erdély területére visszatérve, a Gyalui-Havasok intrúziós kőzeteiből csak az irisori gránit elemzése áll rendelkezésünkre, az irisori gránit normális-gránitos magmának aplitos képviselője. Amint azonban a továbbiakban látni fogjuk, a Gyalui-Havasok intrúziós kőzeteinek összetétele tágabb határok között váltakozik.

A D-i Kárpátok havasalföldi részének intrúziós kőzeteiről BAJOR I. közölt számos elemzést. A kőzetek vegyi összetétele az aplitgránitos magmától az opdalitos magmaig terjed át, a Kodru kőzeteivel semmiféle közelebbi összefüggésbe nem hozhatók.

A Sebesi- és Szebeni-Havasok gránitgnájszai vegyileg úgy gránitos, mint dioritos magmát képviselnek. Metamorf jellegüknél fogva a Kodru kőzeteivel nem hasonlíthatók össze.

A Fogarasi-Hegység u. n. Koziagnájsza elemzése ademellitós magmára mutat, az elemzési anyagba azonban a mikrolinos szemeket nem vették be.

További gazdagabb elemzési adatok révén reményünk lehet arra, hogy a körvonalakban már kibontakozó szabályszerűséget jobban lehet körülírni, amint az ma lehetséges.

A GYALUI HAVASOK ALAPHEGYSÉGE.

A bihari küszöbfacies alaphegysége nagyrészt Gyalui-Havasok néven különül el a Biharhegységtől. Minthogy ezt a hegységet nem reambuláltuk, e helyen csak főbb jellemző vonásait sorolom fel az irodalom nyomán.

PÁLFY jellemzése alapján (88 és 93) a hegység központi részét 5–11 km széles gránittömzs alkotja, amelytől kifelé a kristályos palák II., majd pedig III. csoportja következik. A kristályos palák II. csoportjának összetételében részben kétcsillámú gnájsz, különösen pedig gyakran gránitos csillámpalák vesznek részt. A palaburok K-i szárnyában sűrűn figyelhetők meg pegmatitos grániterek, gránitos gnájszok sem ritkák s amfibol is előfordul. A palaburok Ny-i szárnyában pegmatitos erek alig fordulnak elő, gyakori az amfibolit és az amfibolgnájsz. A központi gránitot PÁLFY kétcsillámú gránitnak jelöli. Leírása sejteti, hogy nem egyöntetű gránittömzzsel van dolgunk, mivel a grániton belül többszörösen gnájsz-kőzbetelepüléseket figyelt meg.

SZÁDECZKY GYULÁ-nak köszönjük az irisori gránit s a Hidegszamos-völgye gnájszainak és amfibolitjának mikroszkópos leírását (98). A Hidegszamos-völgye távolabbi környékének kőzeteit SZÁDECZKY egyik tanítványa PAPP S. dolgozta fel. Megfigyelései közül megemlítem a *sztaurolit*-nak, *disztén*-nek és *kloritoid*-nak kimutatását a csillámpalákban (101). SZÁDECZKY másik tanítványa TUSKE B. Offenbánya környékét írta le s ott szintén sztaurolitos csillámpalákat írt le (104).

Későbbi munkájában SZÁDECZKY GY. a központi tömegből a tulajdonképpeni grániton kívül albitos gránitot, oligoklász- és andezin-dioritokat, pegmatitot és aplitot is sorol fel (163).

Amint azt már a földtani bevezetésben is megemlítettem, SZÁDECZKY ebben s több ezután következő munkájában a Gyalui-Havasok normális és metamorfos erupciós kőzeteinek kitörési időpontját s a kristályos palák metamorfózisát is a krétakorszakba helyezi. E felfogásának bizonyítékait a Torda-Torockói-hegységben vélte megtalálni. A német szövegben röviden rámutattam azokra a régebbi és újabb megfigyelésekre, amelyeknél fogva SZÁDECZKY újabb felfogása el nem fogadható.

E helyen csak hangsúlyozom, hogy különböző nyomásokozta s a krétavégi granodioritsor-nak intrúziójával kapcsolatos kontakthatásokkal létrehozott metamorfózis a mezozoikus kőzeteken régóta ismeretes. Ezeket a fiatalabb metamorfózisokat azonban élesen kell megkülönböztetni a régebbi metamorfózisoktól. A Középső- és Északi-Biharban is a permomezozoós rétegsorozat s annak rendszerint csillámpala fekvője között a metamorfózis fokát tekintve hatalmas ugrás állapítható meg. A kristályos palafekvőnek azonkívül sajátos tektonikája is van, amely a permomezozoós rétegsorozatban nem folytatódik. Ami a Gyalui-Havasok DK-i részét illeti, bizonyos Orest község környékén tett megfigyeléseim alapján valószínűnek tartom, hogy itt olyan takaró áttolódásokkal van dolgunk, mint amilyenek a Déli-Biharban vannak.

Véleményem szerint tehát a Gyalui-Havasok tektonikájáról csak akkor lehet majd beszélni, amikor a különböző metamorfos fácieseket egymástól elkülönítették s egymáshoz való viszonyukat tisztázták.

Az előző jellemzés a Gyalui-Havasok É-ibb főtömegeire vonatkozik, amely a küszöbfácies fekvője s amely a gránitintrúziót is magában foglalja. A felsoroltak alapján valószínűnek kell tartanom, hogy a Gyalui-Havasokban a Kodruéhoz hasonló intrúziós kapcsolattal van dolgunk. A viszonyok azonban sokkal nagyobb szerűek s a palaburoknak pegmatit-erekkel való áthatolása is jobban elterjedt jelenség. A kristályos palaburok főközete a csillámpala, amelyeknek fáciesét a *sztaurolit* és *disztén* előfordulása jellemzi. Úgy PÁLFY, mint SZÁDECZKY GYULA (163) *andaluzit*-nak gyér előfordulásáról is megemlékeznek. A PÁLFY által annak idején rendelkezésemre bocsátott csiszolatban csak *andaluzit*-nak magyarázható pszeudomorfózákat láttam.

A DÉLI-BIHAR METAMORFOS FÁCIESEI.

Bár a Gyalui-Havasok alaphegysége — mint láttuk — a Kodruétól az intrúziós folyamat nagyszerűségében, a metamorfózis erősségében s a térfogati törvény fokozott érvényesülésében eltér, a két hegység alaphegységének közeli rokonsága mégis félreismerhetetlen. A Déli-Biharba átlépve azonban már egészen eltérő metamorfos fáciesekre bukkanunk. A tektonikai taglásnak megfelelően itt meg kell különböztetnünk a Nagybihar átbuktatott redőjének fáciesét (nagybihari fácies) és a D-i milonitos takaró fáciesét (délbihari fácies).

a) *Nagybihari kristályos palafácies.*

A nagybihari fáciesen belül két rétegsorozatot lehet megkülönböztetni.

1. *Albitos gnájszok csoportja.* Ebben a csoportban a túlnyomó albitos gnájszokon kívül amfibolitok és üledékes eredésű tagok is foglalnak helyet.

Az üledékes eredetű kőzeteket 2 m vastag padokban gyéren előforduló cukorszemcsés *dolomit* s az ugyancsak ritkán megfigyelhető *epidozitok* és *epidotos=augitos* szirtek képviselik. Ezek a tagok csekély elterjedésük ellenére is azért fontosak, mivel a sorozatnak tengeri képződését igazolják.

A *kvarcos=albitos=gnájszok*, a *kloritos=amfibolos=gnájszok* s az *amfibolitok* ellenben egy össze tartozó erupciós sorozat metamorf tagjainak látszanak.

2. *Zöldesszürke kvarcit=palacsoport.* Ez a sorozat a felsővidrai vadászlaktól É-ra 3 km széles pásztában található. Felsőgirdától D-re apró kvarc=szemeket is zár körül, a *Lapus* község melletti *Negesci*-n pedig kvarcithömpölyös konglomerátum=réteget is észleltem benne. Jellemző erupciós eredésű tagjai amfibolitok, alárendelten zöldkőpala is előfordul benne.

A nagybihari kristályos palafácies korkérdése.

A nagybihari sorozatnak permnél idősebb korát azzal rögzítettem, hogy az alsóperm alap konglomerátumában albitos gnájsz=hömpölyöket mutattam ki (83). Régebbi munkámban ennél fogva a sorozat devonkora mellett nyilatkoztam, amely nézet úgy látszik, ma is a legvalószínűbb.

A sorozat idősebb korát valószínűsítik a karbonkonglomerátumban előforduló zárványok is. A karbon konglomerátumot a Kisaranyos két kezdő ága között a Piatra Molivisu ÉK-i oldalán levő meredek falon lehet jól tanulmányozni. A konglomerátum túlnyomóan kvarcos zárványai mellett olyanok is akadnak, amelyeket némi valószínűséggel a nagybihari sorozatból lehet leszármaztatni.

Ilyenek elsősorban az alig koptatott s limonitosan málló dolomithömpölyök, amelyek ökolnyi nagyságot is elérnek. A dolomit=hömpölyök mállási felületein nem éppen ritkán 2—3 mm nagyságú elkovácsodott gömbölyű vagy cseresznyemag=alakú, kőületszerű képződményeket figyelhetünk meg (l. a 13. ábrát a német szöveg 131. oldalán), de ezeknek kielégítő értelmezése mindeddig nem sikerült.

Előfordul a hömpölyök között *albitos gnájsz* is, mely az ismert nagybihari albitgnájszoktól csak abban tér el, hogy a hömpölyök albitja zárványmentes s hogy kötőanyaguk *ferritháló*, amelynek hálószekeit csillámpikkelyecskék töltik ki. További érdekessége a karbon konglomerátum=zárványoknak egy *aplitos gránit*, amelyben a káliföldpát szerepét sakkjátsza albit játsza, amely valószínűleg a káliföldpát kiszorításából keletkezett. Megjegyezhető, hogy a Móma D-i oldalán levő karbon konglomerátumból rendes összetételű, de parallelszövetű gránit zárványai is kerültek elő.

A Piatra Molivisu karbon konglomerátumjához visszatérve, benne a csillámos kvarcit és kvarcit=homokkő között váltakozó összetételű hömpölyök is gyakoriak, sőt egy turmalinos kvarcithömpölyt is gyűjtöttem.

A leírt zárványok közül csak a szögletes dolomithömpölyök származtathatók le nagy valószínűséggel a Nagybihar környékéről. Az albitosgnájsz s a csillámkvarcitok bizonyos vonásokban eltérnek azoktól a nagybihari típusoktól, amelyeket vékonycsiszolatokból is ismerek. Ez a körülmény azonban természetesen nem zárja ki annak a lehetőségét, hogy ilyen típusok a nagybihari területen elő ne forduljanak. Az aplitos gránit leszármaztatási lehetőségéről a következő fejezetben foglalkozom.

A délbihari metamorfos eruptivumok vegyi viszonyai.

Az ezekről a kőzetekről eddig elkészített elemzések összeállítását l. a német szöveg 134. oldalán. Az elemzések egy részét már régebbi munkáimban közöltem (83 és 185), az új elemzések kizárólag a karbon-konglomerátum zárványairól készültek.

Mint hogy nagyrészt teljesen átkristályosodott kőzetekről van szó, az elemzések csak tájékozásul szolgálhatnak. A kvarcos=albitos gnájsz elemzése, amint ezt már más alkalommal kifejtettem (185) egy nátronriolittal hozható összefüggésbe s a Nagybihar kvarcmentes albitos=kloritos gnájszának elemzésében is a nátron túlsúlya még igen kifejezett. A Zanoga=csúcs bázisosabb albitos=kloritos gnájsza vegyi összetétele már NIGGLI ossipit=gabbroidális magmájában helyezhető el, míg az albitos gnájszokkal kapcsolatos amfibolit a normális gabbroid=noritos magmában talál helyet. A zöldesszürke kvarcitpala=sorozatban előforduló amfibolit NIGGLI piroxénites magmájában helyezhető el, míg az amfibolos=pisztacitos=albitos pala típusú kőzet bázisos gabbrodioritnak jelölhető.

A karbonkonglomerátum albitosgnájsz zárvénya vegyileg hozzásimul a Nagybihar albitosgnájszaihoz, eltérő köőanyaga s az epidotos ásványok hiánya az alacsony mész- és magnéziatartalmában nyer kifejezést. Az aplitos albitos=gránitzárványok legjobban a SZÁDECZKY GYULA leírta albitos gnájsszal (98) hasonlíthatók össze. Ez a gnájsz, amint az a táblázatunkban is felvett elemzéséből kiténik, káliumban szegényebb, a saktáblás albit kifejlődésében azonban a két kőzet igen közel áll egymáshoz (l. a IV. tábla 6. számú mikrofotográfiáját). SZÁDECZKY az albitgnájszból csak néhány méter hosszú lencsét írt le. A Gyalui=Havasok részletesebb kőzettani felvétele fogja eldönteni, nagyobb elterjedésű-e ez a kőzet s lehet-e karbon-konglomerátumjainak albitos=gránitzárványait e vidékről leszármaztatni?

Ami végül a csillámos kvarcitpala elemzését illeti, ez magas kálitartalmával az albitos kőzetektől élesen elüt.

b) A délbihari kristályos pala fácies.

Ezt a rétegsorozatot először PETERS figyelte meg s a fekvő fillites sorozatot a karbonba sorolta, a felette települő szemcsés mészkövet pedig a Középső-Bihar kontaktmetamorfos meszeivel párhuzamosította. PETERS állásfoglalását arra alapította, hogy a kristályos meszek olykor bitumenesek s nem ritkán kontúros mészpátkiválásokat zárnak körül, amelyeket ő szerves maradványoknak magyarázott (9, p. 418). Utóbbi képződmények organikus eredését már DOELTER C. is kétségbevonta (16, p. 13) s utána sem magam, sem a vonulat folytatásában dolgozó kartársak a szemcsés mészkőben szerves maradványoknak magyarázható képződményekre nem akadunk. SCHOPPE E. ezzel szemben PETERS véleményéhez csatlakozott. Véleményének indokolását más alkalomra ígérte (106, p. 9.) de ez sohasem jelent meg.

Én magam 1906-ban a sorozatot BOCK HUGÓ DR. szepes-gömöri-érchegységi taglalásának behatása alatt a karbonba soroztam, 1914. évi reambulációs felvételeim során azonban arról győződtem meg, hogy a délbihari sorozatot a nagybiharitól áttolódási sík választja el.

A sorozat üledékes tagjai gyanánt különböző fillitek, kvarcitos és szericites palák sorolhatók fel. Ezen sorozat látszólagos fedőjében foglalnak helyet a már említett, rendszerint nyújtott szerkezetű szemcsés mészkövek, amelyekben még alárendelt fillit-közbetelepülések is megfigyelhetők.

A sorozat összetételében jelentős szerepet játszanak elváltozott eruptív kőzetek, u. m. szemcsés gnájszok és porfiroidok is (90). Utóbbi típus eredeti kőzete még kérdéses, mivel hasonló porfiroid-

külsejű kőzeteket a Hegyes-Drócsa gránitjának milonitos elváltozásaként is figyelhettem meg (185). A Déli-Bihar egyik porfiroidszerű kőzetének elemzését a német szövegnek 134. oldalán közölt táblázatában találjuk meg s ez a kvarcos porfirok összetételétől nem tér el.

Megjegyezhetem, hogy szemes gnájsznak és porfiroidszerű kőzeteknek hasonló társulását a Radnai-Havasokban is tapasztaltam (100). További összehasonlításra kínálkoznak a PÁLFY M. (89) és NOPCSA BÁRÓ (75) által az erdélyi érchegységi fácies-terület déli kristályos-pala szegélyén, Algyógy környékén leírt porfiroidok. Korukat NOPCSA BÁRÓ devonnak, PÁLFY M. karbonnak vette, mindketten szepes-gömöri-érchegységi analógiák alapján. Újabban én magam a Szepes-Gömöri-Érchegység porfiroidos sorozatának ópaleozoós kora mellett nyilatkoztam (188). A hunyadmegyei meszeket HALAVÁTS GY. devon-, NOPCSA BÁRÓ pedig triászkorinak vélte. A NOPCSA által Gyalár környékén a fillites sorozat és a szemcsés mészkövek között hangsúlyozott diszkordanciában én csak a HEIM A. ráncvetési törvénye által előírt diszharmonikus gyűrődés eredményét tudom látni. Úgy ott, mint nálunk, metamorf faciessel van dolgunk s mindaddig, míg e területeken metamorf triász fácies létezése kétségtelenül kimutatva nincsen, a kérdéses szemcsés meszeket a legnagyobb valószínűség szerint mégis a palaeozoikumba kell helyeznünk.

KARBON.

A PETERS által túl tágnak vett karbonsorozatból már HAUER F. elválasztotta a valóságban permkori „szemcsés grauvakkét“ (11, p. 173 és 504), én magam pedig a nagybihari és délbihari kristályos-pala fácieseket különítettem el.

Az ilyenformán összezsugorodott karbonon belül egy fekvő konglomerátumos s egy fedő agyagpalasorozat különböztethető meg. A konglomerátumos tagokat erős kipréselődésük jellemzi s a kvarcszárványok nagyságának csökkenésével durva szericites vagy grauvakke-homokkőbe mennek át. Zárva nyukról már az előző fejezetekben volt szó.

A karbon Rézbánya, Pojána és Lepus községek környékén a krétavégi granodioritok feltódlása következtében többé-kevésbé jelentős kontaktmetamorfózison mentek át. A karbon kőzetek alacsony mész- és magnézium-tartalma elegendő volt ahhoz, hogy *pisztacit* és *amfibol* képződhessen. Az újonnan képződött ásványok fészkekben, lencsékben és csíkokban gyűltek össze s a kőzeteknek színdús külsőt adtak. Az agyagpalák a kontakt-metamorfózis során elvesztették hasíthatóságukat s vastagpados szerkezetet vettek fel.

A rendes és kontaktmetamorf karbon kőzetek elemzéseit a német szöveg 140. oldalán találjuk meg.

Ami a rétegcsoporthoz való sorolását illeti, az egyelőre csak petrográfiai hasonlóságok alapján történik. Bizonyos tekintetben hasonlít a dobsinai karbonsorozat felső tagjához, de az e sorozatot különösen jellemző muszkovitpikkelyes homokkővek a Biharban hiányoznak s teljesen hiányzik a dobsinai karbon alsó meszesebb rétegsorozata is. Minthogy a Kárpátokban a felsőkarbon előtti nem-metamorf tagok még ismeretlenek, úgy a nagybihari sorozat későkarboni kora a legvalószínűbb.

Ami a karbon elterjedését illeti, az szigorúan a nagybihari kristályos palafaciészhez tapad, annak úgy fekvőjét, mint fedőjét alkotja, úgyhogy nagybihari átbuktatott redője éppen a karbon segítségével mutatható ki. A Nagybihar átbuktatott redőjének egységén kívül csak a Móma D-i oldalán Zimbró környékén ismeretes, ahol hasonló tektonikai helyzetben, azaz a perm sorozatra átbuktatva fordul elő.

A PERMOMEZOZOÓS GEOSZINKLINÁLIS KÉPZŐDMÉNYEI.

A perm-i időszak beálltával az itt tárgyalt hegységek területén egy konkordánsnak látszó sorozat lerakódása kezdődik, amelyen belül csak átmenetes sztratifráfiai hézagok figyelhetők meg. Ez a folytatódó üledés után az osztrák hegyképző fázisban az alsó- és felsőkréta határán átmenetesen megszakadt, úgyhogy a felsőkréta tenger már részletgeoszinklinálisból keletkezett hegységre transzgradál.

Perm-i képződmények.

Amint azt a tektonikai bevezetésben említettem, a bihari részletgeoszinklinális első kialakulása, a posztvariskusi tektonika is már azokat a mélységbeli különbségeket észlelteti, amelyek után a mezozoikum-ban teljesen érvényre jutnak. Ennélfogva a főbb egységek perm-jének kiképződését külön kell tárgyalni.

A béli fáciesterület permje.

Hegységeink perm-jében BOCKH HUGO-val egyetértésben három főtag különböztethető meg.

1. Alapkonglomerátum és breccsa, amelynek összetételében a perm-i vulkánosság termékei még nem vesznek részt.

2. Homokkő és pala, olykor konglomerátumok is, amelyek a perm-i vulkánosság termékeivel váltakoznak.

3. Alapkonglomerátum (Verrucano) és kvarcithomokkő (nagyaradi homokkő) és palák.

A verrucanonak jelölt konglomerátum már a perm-i kvarcporfir olykor fejnagyságot elérő hömpölyeit zárja körül s a nagyaradi homokkő összetételében már csak a kvarcos porfir feldolgozási termékei szerepelnek.

Azon a kevészámú helyen, mint Borz környékén és a Mómában, ahol a triász fekvő rétegei is fel vannak tárva, azt tapasztaljuk, hogy a triász a nagyaradi kvarcithomokkő fedőjében levő palás sorozatból dolomitpadok közbeiktatásával fejlődik ki. Minthogy pedig másrészt a legmélyebb kövület-tartalmú réteg, amelyet a Moma Printesti-völgyében találtunk meg, oly *miófóriákat* tartalmaz, amelynek alapján KUTASSY E. vizsgálatai szerint nagy valószínűséggel már a *kampili-rétegek*hez tartozik. (170a, p. 23), a triász elválasztása a perm-től nyílt kérdés marad. Csak annyi bizonyos, hogy a nagyaradi homokkő legfeljebb a felsőpermbe sorolható.

Az erupciós termékekkel váltakozó üledékek alsóperm korára analógiákból következtethetünk. Hasonló erupciós sorozattal váltakozó rétegek korát ugyanis TELEGDY ROTH LAJOS a Krassó-Szörényi-hegységben növénymaradványok alapján alsópermnek határozhatta meg.

A felsőperm rétegeket a monográfia következő kötetében óhajtom ismertetni, az alsóperm leírását pedig a Nagyradegység legjobban tagolható rétegsorozatával kezdem meg.

A Nagyradegység alsópermjének üledékes tagjai.

Az alsóperm fekvő transzgressziós képződményei a felszínen leginkább a Nagyrad-vonulat északi részében, Havasdombrovica és Nagymaros községek között terjedtek el. Az alsópermnek ez a jelentékeny felszíni elterjedése, amint azt régebben szelvénnel érzékeltettem (122, p. 82), az alsópermnek a felsőpermre bekövetkezett helyi rátolódására vezethető vissza. Dél-felé haladva, az alsóperm

pásztá szélessége csökken (l. a német szöveg 65. oldalán közölt földtani vázlatot), sőt a Plesul-tól Ny-ra, amint arra már БОКН H. is rámutatott (71, p. 142), átmenetileg ki sem mutatható. Hogy ez a körülmény a feltárások hiányosságának, vagy pedig helyi kis rátelődésnek következménye-e, nyílt kérdés marad. Az előbb említett földtani vázlatból azonnal kivehető, hogy az alsóperm a Kodru alaphegységére határozott diszkordanciával települ.

Az alsóperm legfekvőbb sorozatának főképviseleje veres csillámos kötőanyagú konglomerátum, vagy breccsa, amelyekben hol a kötőanyag, hol a zárványok kerülnek túlsúlyba. A zárványok anyaga hol túlnyomóan kristályos pala, hol pedig kvarc. Tönkőd községtől K-re, a V. Osoiului-ban a gránitra közvetlenül települő arkózaszerű változatból aplitos gránitnak zárványa is előkerült (128, p. 222).

A nagyobb görgetegek kimaradásával a fekvő csoportból élénkvrös csillámos-homokos sorozat fejlődik ki, amelynek egyes tagjai hol homokkőhöz, hol pedig agyagpalához állanak közelebb. Némely tagjára jellemzők lapos gyalakú hieroglifáik, amilyenekkel a többi egység permjében is fogunk találkozni. A homokos tag csak a Nagyaradi-vonulat északi részében választható ki s itt először БОКН HUGO különítette el. A sorozat azért érdekes, mivel benne kvarcosporfirtufa-közbetelepüléseket sikerült kimutatni, miáltal az alsópermi vulkánosság kezdetére biztos támaszt nyertünk (122, p. 87).

Az alsóperm felső részét a Nagyarad-vonulatban kizárólagosan erupciós kőzetek alkotják, míg a többi egységben klaszikus eredésű tagok is közbetelepülnek, sőt bizonyos egységekben túlsúlyba is jutnak. Mielőtt ezeknek leírására rátérnék, először a permi erupciós kőzetek közettani jellegeit fogom ismertetni.

A permi erupciós kőzetek jellegei.

Amint azt már az 1912. évről szóló jelentésemben említettem (122), a Kodruból már ismeretes diabáz és kvarcosporfir olyan erupciós sorozatnak végső tagjai, amelyek közé még több közbenső típust is kell beiktatnunk. Minthogy pedig a kőzetek a nyomásokozta elváltozásnak igen különböző fokán állanak, a külsőleg meglehetősen egyhangú kőzetek vékonycsiszolatban igen változó képet nyújtanak.

Az erupciós kőzetek általános osztályozása s metamorfózisuknak főbb fázisai.

A permi erupciós kőzetek közül a kvarcos-porfiros világosan efúzivus jellegű s eme jellegüket kvarcos-porfirtufák is igazolják. A kristályos-pala-alaphegységben a kvarcos-porfirok s a diabázok is közzetelések alakjában jelentkeznek. A permi rétegsorozaton belül a zöldkőporfiritok lávafolyások alakjában, a bázisos zöldkövek pedig kis lakkolitok s teleptelér alakjában fordulnak elő. A bázisos kőzetek csoportja finoman szemcsés kőzeteket foglal magába, ennél fogva ezeket a kőzeteket a zöldkőporfiritoktól már a helyszínen is meg lehet különböztetni. Minthogy a zöldkőporfiritok vegyi összetétele körülbelül kvarcos-porfiritoknak felel meg s közöttük és a bázisosabb tagok vegyi összetétele között kis hézag állapítható meg, ennek a két főcsoportnak megkülönböztetése vegyileg is alátámasztható.

Ami a permi bázisosabb szemcsés kőzetsorozatot illeti, benne úgy diabázok, mint pedig már dioritos vegyi összetételű típusok találhatók. A Béli-hegységnek eme dioritos kemizmust mutató és spilites szövetű kőzeteit, megkülönböztetésül a diabázos spilitek-től, mezospilit néven választottam el.

Már ebből az általános tájékoztatásból is kitűnik, hogy a Béli-hegység permi erupciós kőzete

a Kárpátok ívén belül az eddig ismert legváltozatosabb összetételt mutatják s már ebből a nézőpontból is bizonyos érdeklődésre tarthatnak igényt.

A nyomásokoza elváltozás a diabázoknál és mezospiliteknél a következő. A legjobban megtartott kőzetek is már bizonyos ásványos átalakulást mutatnak. Legkevésbé stabil a plagioklász, úgyhogy a megvizsgált 35 vékonycsiszolatnak csak egyikében találtam eredeti *labrador=bytownit* összetételű plagioklászt. Átalakulásánál először megtelik újképződésekkel, amelyek közül gyakran túlnyomó a szintelen csillám. A csillám pikkelyei olykor 0·02—0·05 mm hosszúak, diszperziójuk $\rho > \nu$, $2V = 18-35^\circ$. Ezekben a tulajdonságokban leginkább a muszkovitnak TSCHERMÁK szerint *fengit*nek jelölt válfajához csatlakozik. Minthogy azonban, amint arra már az intrúziós kőzetek tárgyalásánál rámutattam, a csillám oly kőzetekben is a plagioklász uralkodó átalakulási terméke, amelyeknek kálitartalma igen csekély, benne inkább a mésznátron=csillámok képviselőjét kell sejttenünk.

A plagioklásznál valamivel ellenállóbb a *diopszid*; átlagos kioltódása $41\cdot5^\circ$, átlagos tengelyszöge $2V = 43^\circ$, mely adatok alapján a magnéziumdiopszid és a diopszidos augit között helyezkedik el. A még ép augitot tartalmazó kőzeteket a leírásban az *első csoportba* foglaltam össze.

Amint a diopszid is az átalakulás áldozatául esett, a kőzetek kezdetben az uralitos=saussurites zöldkövek képét nyújtják. Ezeket a típusokat a *második csoportba* foglaltam össze.

Az átalakulás további folyamán az amfibol=epidot=zoisit=csoport ásványai már hiányoznak. A diopszid vagy kloritosodás, vagy elferritesedés áldozatául esik. A ferritesedés folyamán a titánvas is opak vasércbe megy át, míg titántartalma leukoxéncsoportokban, vagy titanit alakjában különül el. A mezosztázisszerű terekben, amelyeket eredetileg diopszid foglalt el, háló= vagy szivacs-vázszerű elrendezésben vasérc található, a hálószemeket pedig klorit és kvarc, olykor aktinolit, pisztacit, csillám vagy kalcit tölti ki. Az augit és titánvas átalakulásából keletkezett vasérc főrésze veresvasércnek látszik.

A kloritosodás és ferritesedés folyamatát tehát vegyileg főleg a mésztartalom csökkenése mutatja. Hasonló folyamat érvényesül a plagioklászoknál is. A plagioklász sok esetben kőzet= és kristályszerkezete megtartása mellett albitba ment át. Habár az albit apró csillám= és kloritpikkelyeket zár körül, ezeknek mennyisége nem olyan nagy, hogy ezáltal az albit interferens színének vagy optikai tengelyképének egy séges volta megzavartatnék. Az ily módon elváltozott kőzeteket a *harmadik csoportba* foglaltam össze.

Amint a nyomásokoza elváltozás mechanikai átalakulásokban is érvényesül, a plagioklász eredeti kristályszerkezete is elvész. Az uralkodó elváltozás szerint megkülönböztettem egy *negyedik csoportot*, amelyben a *ferritesedés*, egy *ötödik csoportot*, amelyben a *kloritosodás* és egy *hatodik csoportot*, amelyben a *kalcitosodás* az uralkodó jelleg.

Ami a zöldkövek szerkezetét illeti, úgy tömeges kőzetek csak alárendelten fordulnak elő. A párvonalas szerkezet először is különböző színű csíkok váltakozásában jelentkezik. Gyakran már lentikuláris szerkezet fejlődött ki s végül többé-kevésbé élesen kifejlődött palás szerkezet is eléggé elterjedt.

Áttérve a *zöldkőporfirokra*, ezekből eredeti ásványos megtartású kőzet nem került elő. Túlnyomólag azt az elváltozási állapotot mutatják, amelyeket az albitosodott zöldköveknél ismertettem. Szerkezetük túlnyomólag tömeges. Beágyazásuk az albitosodott plagioklászra kívül a pseudomorfózák tanúsága szerint biotit, amfibol és augit lehetett. Ritkán kvarc is észlelhető beágyazásul, a kvarctartalom főrésze azonban az alapanyag granofir=tartalmában foglaltatik. Jellemzők a zöldkőporfirokra a holokrisztályos kiválások gyakorisága is. Ez a tendencia a Nagyarád egyik típusánál uralomra jut s érdekes slíres

típust eredményez. A zöldkőporfirrok rendes kifejlődésénél ellenben túlnyomó a tömött alapanyag, a kőzet zöldkőves típusa ez alapanyagban egyenletesen elosztott kloritpettyektől ered. Az alapanyag az esetek túlnyomó részében holokristályos lehetett s csak ritkábban lehet eredetileg üveges alapanyagra következni. A zöldkőporfiroknak a szemcsés zöldkövekkel való vérokonsága azzal is kimutatható, hogy némely szemcsés zöldkőtípusban utolsó hézagkitöltésül kvarc és granofir is fordul elő.

Akadnak ritkán oly válfajok is, amelyek a kvarcos=porfirokba való átmenetet jelzik. A Nagyrad=egység egyik kőzetpéldányában kvarc= és albitbeágyazáson kívül ortoklászbeágyazások is fordulnak elő. Egy másik ugyanebből az egységből származó kőzetpéldányban, amely a zöldkőporfirit szövetét mutatja, az albit szerepét teljesen az ortoklász vette át. Utóbbi kőzeteket granofiros ortoklászporfir néven írom le.

A permi erupciós kőzetek főtipusainak részletes leírása.

A) Zöldkövek.

A német szövegben az előbb megkülönböztetett csoportokban az alábbi alcsoportokat írtam le.

a) Ép augitot tartalmazó zöldkövek :

1. Finoman szemcsés diabázok doloritos szövezzel.
2. Finoman szemcsés diabázok toleitos szövezzel.
3. Telérdiabázok, amelyek a kristályos palahegységben fordulnak elő.
4. Mezospilitek.
5. Palás augitosporfirrit.

b) Saussuritos zöldkövek, ép augit nélkül.

6. Albitos granofir= és kvarctartalmú mezospilitek.
7. Saussuritos diabázok és mezospilitek.

c) Zöldkövek, amelyekben a plagioklász kristályszerkezetének megtartása mellett albittá változott el.

8. Albitosodott diabázok.
9. Albitosodott mezospilitek.

d) Ferritesedett zöldkövek, amelyekben a plagioklász kristályszerkezete teljesen elveszett.

10. Ferritesedett diabázok.

e) Részben kalcitosodott zöldkövek.

11. Kalcitosodott diabázok és mezospilitek.

f) Tisztán kloritosodott zöldkövek.

12. Kloritos zöldpalák.

g) Savanyú mezospilitporfirrit.

B) Zöldkőporfirrok.

Amint már említettem, a Kodru tektonikai egységeinek zöldkőporfirritjai nagyrészt granofirjuk különböző kifejlődése alapján különböztethetők meg egymástól.

I. A nagyaradi egység zöldkőporfirritja.

a) Rendes alapanyagú típusok.

Az ide tartozó kőzetek *albit*beágyazásai részben automorf, részben korrodált határokat mutatnak. A korrodált határok az alapanyag granofiros képződményeivel függnek össze. A korróziós öblöket ugyanis granofir tölti ki, vagy pedig a granofir kvarclevelei az albitba belenyúlva, annak határait szabálytalanná alakítják át. Az albitkristályok vagy az *M/P* él irányában megnyúltak, vagy pedig táblásak az *M* lap szerint. Néhány jellemző ikerképződményét a német szöveg 159. oldalán mutatom be.

Az albitbeágyazások olykor csomósan összenőnek. Ezek a csomós összenövésnek mintegy átvezetnek a holokristályos kiválásokhoz, amelyekben az albitlécek közti tereket most már klorit tölti ki.

Az alapanyag plagioklász=lécecskékből, granofirból és bomlástermékekből tevődik össze. A tulajdonképpeni alap granofiros mozaik, amelynek 0.05–0.3 mm átmérőjű képződményei szabálytalan határokkal érintkeznek egymással (l. az V. tábla 4. számú mikrofotográfiáját). A granofir földpátja részben az albitker=léccesség alapján albitnak határozható, részben pedig számos zárványa miatt meg nem határozható. A kőzet vegyi elemzésének elég tetemes kálitartalma alapján benne káliföldpátot is kell várnunk. Ami a granofir kifejlődését illeti, *leveles granofir*ral van dolgunk. A kvarclevelek keresztmetszetben 2–20 μ vastagok és egy és ugyanazon granofiros képződményen belül azonos orientációt mutatnak. Legdurvább kifejlődésben találhatók a plagioklász közvetlen szomszédságában. Kifejlődésüket a német szöveg 151. ábrájában (l. a 161. oldalt) érzékeltettem.

A kőzet zöldesszürke színe klorittól ered, amely részben egyenletes elosztású pettyeket alkot részben pedig a színes alkotórészek utáni pszeuromorfózák körül gyűlik össze. Kísérő alkotórésziül eléggé elterjedt a titánvas és a titánomagnetit, illetőleg bomlástermékeik: leukoxén, hematit és limonit.

b) Eltérő alapanyagú típusok.

Egy a Solyom község mellett, a V. Ceresagului kezdőszakaszában gyűjtött kőzet a főtípustól abban különbözik, hogy az alapanyagban a granofir hiányzik s szerepét mintegy a kvarc veszi át. A kőzet apró mandulaképződményei eredeti üvegbazis jelenlétére is vallanak.

Két a V. Soimului kezdőszakaszában gyűjtött mintában az eredeti üvegbazis relikv fluidális szövetek alapján mutatható ki. Az egyik kőzetben az eredeti üreg helyét most már kvarcsemmes halmaz foglalja el. Ezt azonban vonalasan elrendezett klorit=ferrit=szemcsék olyaténképpen hatolják át, hogy a görbéknek analóg lefutása a *perlites* elválásnál keletkező görbékhez első pillantásra is szembeötlő (l. a 2. mikrofotográfiát az V. táblán). Előfordulnak nyújtott *felzoszferit*okhoz hasonlító képződmények is, amelyekben túlnyomó kvarcon kívül változó mennyiségű albit, klorit s egy színtelen csillám is vegyül.

A második begyűjtött kőzetminta az előzőtől főleg abban különbözik, hogy benne az új képződmények között kalcit is jelentékeny szerepet játszik.

c) *Slires* zöldkőporfirritok.

Ebből az érdekes válfajból a Botfeji=Nagypatak és a Solymosi=patak kezdőrészéből gyűjtött kőzetpéldányokat vizsgáltam meg. Mindkettő tömeges kőzet. Valamivel világosabb színű kötőanyagban szoros elrendezésű, általában 16–70 mm nagyságú és sötétebb színárnyalatuknál fogva elütő holokristályos kiválások ülnek. A kiválások korrodáltan határoltak s a világosabb kötőanyag helyenként a kiválások korróziós öbleibe nyúlik be.

M. a. A bázisos kiválások doleritos szövetű albitosodott és ferritesedett kőzet képét nyújtják. Színes alkotórésze részben biotit lehetett. A mezosztázisokat kitöltő csillámpikkelyek valószínűleg káli-földpát elválózási termékei s utolsó mezosztázisul kvarc is fordul elő.

A világosabb kötőanyag világosan porfiros szövetű s beágyazása albit, kvarc és ferritesedett biotit. Kötőanyagában a 0.06 mm hosszú albitlécecskék fluidális szövetet eredményeznek, az albitlécek közötti teret szericitpikkelyek és ferrites képződmények töltik ki. Az egyik kőzetben az alpanyagban klorit is előfordul.

d) Átmenetes típus a kvarcosporfir felé.

Az egyedüli ehhez a típushoz tartozó közetpéldányt a Merisoara-csúcs alatt gyűjtöttem. Beágyazása ortoklász, albit és kvarc, mimellett az ortoklász-beágyazások száma valamivel több, mint az albité.

Az alpanyag kifejlődése a zöldkő=porfirítok alpanyagától különben nem tér el.

II. A Djevi=takaró zöldkő=porfirítja.

E közetcsoporton belül is először a jellemző alpanyagú típusokat írom le.

a) Típusos alpanyagú zöldkő=porfirítok.

Az idetartozó tömeges szerkezetű kőzetek csak kevés plagioklász beágyazást mutatnak. Színes beágyazások után csak pszeudomorfózák maradtak meg.

A túlnyomó alpanyag szövete a következő. A 0.1—0.2 mm hosszú albitlécecskék folyásosan rendezkednek el, a hátramaradó tereket granofir és utolsó képződményül kvarc tölti ki. Részletenként az előbbi kitöltést klorit helyettesíti, amelyhez vasércszemek, leukoxén és olykor epidot is csatlakozik.

A granofir kifejlődését a német szöveg 16. ábrája mutatja (l. a 164. oldalon). A kvarc a földpátokba szálakban hatol be a kvarc *a*-tengelye a földpát *b*-tengelyével esik össze. A kvarcszálak sugárasan rendezkedtek el. Nem orientált metszetben az összenövés vonalkázás, vagy háló alakjában jelentkezik. A granofir földpátjában káliföldpátot sejtethünk. Megemlíthető még, hogy az alpanyagban egyenletesen elosztott 0.01—0.03 mm szemnagyságú érc főrésze *titanomagnetit*.

b) Eltérő alpanyagú kőzetek.

Ennek az előzőtől kevésbé eltérő közettípusnak albitbeágyazása két jellemző ikerösszenövését a német szöveg 17. ábrájában (l. a 165. oldalt) találhatjuk meg.

Az alpanyag albitlécei 60° alatt rendezkednek el. Különben az alpanyag kifejlődése hasonló az előző típuséhoz, csak hogy a granofir, — úgy látszik — elválózott s helyét kvarc foglalja el, amely csak apró csillám- és klorit-pikkelyecskét zár körül. Az utolsó kiválást alkotó kvarc ezeket az újképződéseket nem tartalmazza.

III. A tárkánykai takaró albitporfirítja.

Ez a típus csak Ravna (Róna) község környékéről került elő, ahol kalkopirit előfordulásával kapcsolatos.

A világosrózsás tömeges kőzet vékonycsiszolatában mindenekelőtt feltűnik a vasérc teljes hiánya, ami a termális hatás eredménye. A csiszolatban mindössze két albitbeágyazás észlelhető. A kőzet főrészét alkotó alpanyag holokristályos s szövete az egymást keresztező s hosszúlécés keresztmetszetű,

egymással zeg-zugosan érintkező albitcsoportok alapján jégvirágszerűnek jelölhető. A rozettás képződmények között ugyancsak albitalapok vannak, amelyekbe a rozetták albitja korrodált határokkal bele-nyúlik s amelyek valószínűleg káliföldpát kiszorításával keletkeztek. Azonkívül még szórványosan klorit is fordul elő mezosztázisként. A karbonátpettyek elterjedtek, itt-ott pisztacit-csoportok is észlelhetők. Repedések kitöltéseként albit, karbonátok és rézércsek fordulnak elő.

C) A kvarc=porfiros tűzhányói tevékenység termékei.

A Nagyarad egységében fekvő tufaszintet, fekvő kvarcos=porfirritot, középső tufaszintet és fedő kvarcosporfirt lehet megkülönböztetni. Először a tömeges kőzetek kifejlődésével fogunk megismerkedni.

1. Fekvő kvarcos=porfir.

A fekvő kvarcos=porfirt általában a beágyazások jelentékenyebb nagysága és a gyakran granofiros alapanyag jellemzi. Külön típust alkotnak a hipoabisszikus kvarcos=porfirok. A német szövegben az alábbi típusok találhatók leírva:

- a) Granofiros alapanyagú kvarcos=porfirok.
- b) Eredetileg üveges alapanyagú kvarcos=porfirok.
- c) A kvarcos=porfir hipoabisszikus faciese.
- d) Granofiros ortoklász=porfir.

Az utolsó típusból csak egyetlenegy, Pusztahodyselen begyűjtött minta áll rendelkezésemre. Ez a típus azért nevezetes, mivel beágyazásként csak *ortoklász* fordul benne elő. Holokristályos kiválásainak is túlnyomó része *ortoklász*, amely a kőzet kizárólagos földpátja.

2. Kvarcos=porfir telérek.

A kristályos alaphegységben gyéren előforduló kvarcos=porfir főbeágyazása a kvarc. Mellett plagioklász s olykor ortoklász=beágyazások is fordulnak elő. Az alapanyag összetételében granofir és plagioklász, alárendelten ortoklász és kvarc vesznek részt.

3. Fedő kvarcos=porfir.

A Nagyarad=egység fedő kvarcos=porfirját a gyér és apró beágyazások jellemzik. Többnyire beágyazásként csak átlagosan 1 mm nagyságú kvarcdihexaederek tűnnek ki. Az alapanyag szabad szemmel mintegy kvarcosodottnak látszik.

Mikroszkóp alatt ezek a kőzetek, mint az előzők is, erősen elbontottak. Az alapanyag reliktszövetek után ítélve, eredetileg üveges lehetett.

Eredetileg üveges alapanyagúak lehettek azok a gránátszemeket tartalmazó kvarcos=porfirok is, amelyeket PETHŐ GY. Nadalbest és Szuszány községek határában fedezett fel.

4. A Nagyarad=egység kvarcos=porfir tufái.

- a) *Kristálytufák a kvarcos=porfir fekvőjében.*

A csillámos homokos sorozat közbetelepüléseként kvarcos=porfir tufák a V. Ceresagului-ból és a Botfeji=Nagypatakából kerültek elő.

Csiszolatban az anyag túlnyomó része kristály, a rendszerint igen finoman szemcsés szericites-kvarcitos kötőanyag mennyisége alárendelt. A kristályok főrésze *ortoklász*, amely kis tengelyszögével tűnik ki ($2E = 22.5 - 43^\circ$). Elterjedtek *kvarc*-kristályok is, amelyek gyakran ép dihexaederes kristály-formát mutatnak. Kevésbé elterjedt az *albit*, s végül alárendelten *biotit*- s *magnetit*-kristályok is fordulnak elő. Idegen eredésű lapillik gyanánt csillámpala- és kvarcít-darabkák és muszkovittáblák említhetők meg.

b) Fekvő tufa hamu-kötőanyaggal.

E típus főrésze a kötőanyag. A kristályok kifejlődése ugyanaz, mint az előző kőzetben, de túlnyomóan ívesen határoltak. A kötőanyag hamuszövege még jól felismerhető. Az eredetileg üvegből álló szilánkok ugyan kvarc-albit keverékké változtak el, de záránymentesek, vízfisztán átlátszók, míg a kötőanyag apró szericitpikkelyzárványoktól zavaros. Süllyesztett viálgítókészülék mellett tehát a vulkáni hamuszerkezet igen szépen kivehető (l. az 1. mikrofotográfiát az V. táblán).

Külön érdekessége a csiszolatnak néhány apró lapilli, amely holokristályos szövet mellett főrésszében 0.25 mm hosszú albitlécekből tevődik össze. Gyér mezosztázisokban kvarc is fordul elő, apró vasérc-szemek is elterjedtek. Az egyik lapilliban egy *ortoklász*-beágyazást is észleltem. Ezek a lapillik tehát leginkább azzal a kőzettel hozhatók összefüggésbe, amelyet a nagyarádi típusú zöldkő-porfiritok függeléke gyanánt átmeneti típusnak a kvarcos-porfirok felé, írtam le.

Az idegen lapillik közül 0.5 mm nagyságot elérő *gránátszem* említhető meg.

c) A középső tufa-szint agglomerátumos tufái.

Típusos agglomerátumos tufák a Nagyarád-vonulat északi részéből, Havas dumbrovia községtől D-re kerültek elő. A tufák vékonycsiszolatában a túlnyomó lapillik mellett *kvarc*, *ortoklász* és *biotit* változó mennyiségű szilánkjai is megfigyelhetők. A kötőanyag mennyisége alárendelt s némelykor hamuszövetet észleltet.

A lapillik relikttumos szövete eredetileg horzsaköves, fluidális, vagy perlites szövetű lapillikra vall, de előfordulnak granofiros alapanyagú lapillik is. A lapillik többnyire csak apró beágyazásokat tartalmaznak. Két vékonycsiszolatban zöldkő-porfirit lapilli is akadt. Az idegen eredésű lapillik közül muszkovitos csillámpala, csillámos-kvarcít és egy muszkovitos intrúziós-kőzet-lapilli érdemelnek említést.

A Djevi-takaró alsópermje.

A lenyesett takaró a fekvő kvarcos-porfirnak megfelelő violaszínű kvarcos-porfirral kezdődik, amelyben alárendelten csillámos veres homokkő-kőzetelepedések is előfordulnak. Erre következik a Djevi-takarónak az előzőekben részletesen leírt zöldkő-porfiritja, amely fedő részében ibolyás palákkal is váltakozik. A nagyarádi fedő kvarcos-porfirjának megfelelő tag nem fejlődött ki s a zöldkő-porfirit fedőjében kvarcos-porfir konglomerátum s palás agyagok települnek, amelyekben kisebb diabáz-intrúziók is foglalnak helyet. A részleteket illetően l. a német szöveg 18., 19. és 20. számú ábráit a 173. és 174. oldalakon.

A tárkánykai lenyesett takaró alsópermje.

Az alsóperm legalsó konglomerátumos tagja ebben a takaróban sincsen meg. Az üledékes eredésű tagok, u. m. szericites kvarcít-palák, szericites kvarcítok, lila- és veresszínű, olykor homokos palák

s különösen veres csillámos homokkövek már tetemesen jelentékenyebb szerepet játszanak. Alárendelten kvarcos=porfir tufák is fordulnak elő.

Ami az erupciós tagokat illeti, feltűnő a kvarcos=porfiroknak aránylag véve csekély — és a szemcsés zöldköveknek (diabáz és mezospilit) jelentékenyebb szerepe. A zöldkő=porfiritokat csak a ravnai albitos=porfirit képviseli.

Ami a kvarcos=porfirokat illeti, meg kell jegyeznem, hogy párvonalas szerkezet már az előző tektonikai egységek kvarcos=porfirjain sem ritkák, de ezek csak kivételesen fejlődtek ki erősebben. A tárkánykai takaró kvarcos=porfir termékei túlnyomóan erősebb nyomásokoza palásságot észleltek. Mindennél fogva a tömeges kőzetek elkülönítése a tufáktól nem mindig lehetséges. A típusos kristály=tufák felismerése természetesen nem jár nehézséggel s ezeknek jelenlétét vékonycsiszolatokban is megállapíthattam. A tufás anyagok elválasztása tufás külsejű durva homokkövekben s kvarcos=porfir kavicsait is tartalmazó konglomerátumokban azonban már bizonytalan. Bizonyos világos színű szericites palák, amelyben beágyazások nincsenek, legalább részben vulkáni hamuból is keletkezettek. Másrészt több helyen, pl. a Fekete-Körös meredek partján Vaskőh és Barest között, ilyen szericites palák fokozatosan fejlődnek ki a tömeges kvarcos porfirokból. Némely már erősen palás kőzetben a földpát=táblák, másokban pedig a biotit=táblák a palásság síkjára merőlegesen rendezkednek el.

A Középső-Bihar és a Királyerdő takaró=rögeinek alsópermje.

A takaró=rögök alsópermjének kifejlődése közeledik a nagybihari átbuktatott redő alsópermjéhez, amennyiben vulkáni termékek benne csak alárendelt szerepet játszanak. Különben csak tökéletlenül maradt meg.

A Nagybihar átbuktatott redőjének alsópermje.

Az alsóperm ennek a tektonikai egységnek területén legteljesebben kifejlődve Lepus és Felsőgirda községek között található. Teljes permsorozattal van dolgunk, amelynek fekvő tagja a veres csillámos alapkonglomerátum, amint azt már említettem, a nagybihari típusú albitos=gneisz olykor ökol= és fej=nagyságú hömpölyeit zárja körül. A fedőbb sorozatot jellemzi az üledékes tagok, u. m. veres csillámos, olykor tufás homokkő és a veres= és lilaszínű homokos=palák túlsúlya. A homokos=palák rétegfelületén nem ritkán hieroglifák láthatók (v. ö. a német szöveg 21. ábráját a 177. oldalon). A kvarcos=porfir és tufája alárendeltebb szerepet játszik s még ritkább a diabáz.

Rézbánya környékén az alsóperm — amint azt már a karbon tárgyalásánál említettem — a granodiorit feltörésével kapcsolatban elég erős kontaktmetamorfózison ment át.

A permi eruptívusok kitörési egymásutánjának kérdése.

Ebben a kérdésben PETHŐ Gy. és BOCKH H. egymással homlokegyenest eltérő eredményekhez jutott. Saját kutatásaim az előbbi két nézet között mintegy áthidaló eredményhez vezettek. A Magyarad=egység átnézetes viszonyai alapján kétségtelen, hogy a tűzhányói tevékenység a kvarcos=porfirok kitörésével indult meg. A zöldkő=porfirit lávafolyásának közbeiktatása folytán a kvarcos=porfir tűzhányói tevékenysége két főszakaszra osztható: a fekvő és fedő kvarcos=porfir kitörési időszakokra. A középső kvarcos=

porfir tufaszint zöldkő=porfirit lapillija kétségtelenné teszi, hogy a nagyaradi vonulatban a zöldkő=porfirit feltörésében csak a kvarcos=porfir tűzhányói tevékenységet megszakító epizódot kell tekintenünk. A Djevi-takaróban — amint láttuk — elmarad a fedő kvarcos=porfir s a zöldkő=porfirit fedőjében kisebb diabáz=intrúziók figyelhetők meg. A tárkánykai takaróban végül a rétegsorozat alján szintén először kvarcos=porfir jelentkezik s ennek kitörése ebben a takaróban az alsóperm=sorozat végéig tartott. Hogy az e sorozatban oly elterjedt zöldkövek csak lakkolitokat alkotnak, vagy pedig lávafolyások és teleptelések alakjában is közbetelepülnek-e, — ami különben igen valószínű — ennek a kérdésnek eldöntésére a feltárási viszonyok nem kedvezők.

A permi erupciós kőzetek vegyi összetétele.

EMSZT K. barátom előzékenysége folytán az összes megkülönböztetett kőzettípusról elemzés is áll rendelkezésünkre (l. a német szöveg 178. oldalát követő táblázatot). Az elemzések csaknem kizárólag a Béli-hegység sorozatából készültek.

Mínthogy a legjobban megtartott kőzetek is már bizonyos elváltozáson mentek keresztül, a kőzeteknek szorosabban körülírt kémiai típusokba való beutalásáról már nem lehet szó. Az elemzések tehát csak tájékoztatásul szolgálhatnak. Így a doleritos szövetű diabáz elemzése a diabázok kémizmusába egészen jól beleilleszkedik. Valamivel savanyúbb a toleitos diabáz, ami gyér kvarctartalmára vezethető vissza. A mezospilit elemzése az alacsony Al_2O_3 és H_2O tartalom alapján még elég eredetinek látszik, magas nátrontartalma azonban arra vall, hogy a nátron már viszonylagosan megnövekedett. Az augitos=porfirit vegyileg szorosan csatlakozik a mezospilithez, elég tetemes elváltozása viszont az aluminium=feleslegben és az alacsony „C” értékben jut kifejezésre.

A zöldkő=porfiritok az albitosodás következtében bizonyos pszeudokeratofiros jellegűekké válnak. Mínthogy eredeti megtartású kőzet e típusból még nem került elő, a vegyi elváltozás nagyságát nem tudjuk megítélni. Mivel azonban sehol sem akadunk oly ásványra, mely kőzetünknek az atlanti sorozatba való tartozását valószínűsítene, összes kőzeteinket a *pacifikus* sorozatba kell sorolnunk.

Ami a sílres zöldkő=porfirt illeti, úgy a bázisos kiválások és a köőanyag elemzésének számtani közepese a zöldkő=porfirit elemzésével jól megegyezik. A bázisos kiválások elemzése viszont észrevehetően savanyúbb, mint a legsavanyúbb zöldkőé.

Ami a kőzeteknek a különböző átalakulásokkal kapcsolatos vegyi elváltozását illeti, úgy végignézve az elemzésekből kiszámított OSANN- és NIGGLI-féle értékeken (l. a német szöveg 180. oldalán), a következő szabályszerűség ötlük szemünkbe.

A $SiO_2 + TiO_2$ viszonylagos mennyisége változatlan marad. A diabázok és kvarctartalmú diabázok „si” értéke ugyanis 110—123 között változik s csak a telérdiabázban éri el a 127 értéket. A mezospilitok „si” értéke 152—163 között van, a granofir kvarctartalmú típusokban 173-ra, a savanyú mezospilitben pedig 191-re emelkedik. A zöldkőporfiritok „si”-értéke már jelentékenyen magasabb (275—290).

Látjuk tehát, hogy az egy csoportba sorolható kőzetek „si” értékei szűk határok között változnak s a különböző csoportok „si”-értékei jelentékeny ugrással válnak el egymástól.

A nyomásokoztta anyagvándorlások további követésére a TRAGER E. kidolgozta eljárást használtam, amely eljárás tudvalevőleg a NIGGLI-féle értékkel dolgozik. A továbbiakban feltételeztem azt,

hogy az anyagvándorlás során a legtetemesebb növekedést mutató Al_2O_3 abszolút mennyisége állandó maradt. Az agyagföld mennyiségéhez viszonyítva azután kiszámítható a különböző csoportok abszolút és viszonylagos vesztesége (l. a német szöveg táblázatait a 181. és 182. oldalon). E számítási módozatnál tisztában kell lennünk azzal a ténnyel, hogy egyik molekula-csoport sem tekinthető abszolút állandónak. A pizta-citnak helyenkénti összegyülemzése s az erek klorit- és piztácit-kitöltése arra vall, hogy az aluminium is vándorol.

Mindamellett az ily módon nyert értékek alkalmasak arra, hogy némely általánosabb nézőpontok alapján nyert tanulságot élesebb megvilágításba helyezzenek.

A kavasav-tartalomnak már évekkel azelőtt is feltűnt viszonylagos állandósága az egyes kőzet-típusoknál ezzel a számítási móddal is beigazolódik. A kavasav viszonylagos vesztesége ugyanis az átlagos összes veszteségtől csak 1–2%-kal tér el. A kavasav-tartalom viszonylagos állandósága tehát a kodru-típusú metamorfózis egyik jellemző vonása. Másik jellemzője az, hogy a fémmolekula-csoportok vesztesége a kavasav veszteségét felülmúlja. A kőzetek a nyomásokozta átalakulás folyamán nemcsak alkáli-kban, de vasban és magnéziában is szegényedtek s a mészben való veszteség igen szélsőséges értékeket ér el. A saussuritos kőzetekben az amfibol- és epidot-csoport ásványai még bizonyos mérsékelt mész-tartalmat tartanak vissza, amint azonban ezek eltűnnek, a mésztartalom minimumra süllyed. Az alkáliák-ban való veszteség a kloritosodott kőzetekben ölt nagyobb méretet.

A kalcitosodott és doleritos diabáz hasonló összeállításából kitűnik, hogy a NIGGLI-féle „*fm*”, „*c*” és „*alk*” értékekben egyaránt jelentékeny veszteségek állapíthatók meg.

A TRAGER-féle számításból kiviláglik, hogy a plagioklászok albitosodásához nátronhozzáadás nem szükséges, mert az albitosodott kőzetekben is még bizonyos mérsékelt alkáliaveszteség adódik ki. A számítás továbbá arról győz meg, hogy a kodru metamorfózis első pillantásra nem is sejtett magas anyag-veszteségekkel volt egybekötve. A veszteség molekuláris százalékokban 14–34% között változik s ezzel a veszteséggel szemben a kőzetek vizet, szénsavat és olykor kénsavat is vettek fel. Bár a veszteségek nem teljesen abszolútak, mivel az elvándorolt anyag egy része erekben vagy epidotosodott kőzetekben rakódott le, mégis tetemes anyagmennyiségek távozhattak el s ebben a kérdésben TRAGER E.-vel teljesen egyetértek.

TARTALOM:

	Oldal
Bevezető	5
Földrajzi elhatárolás	7
A Bihar- és Béli-hegység földtani kutatásának története	7
Tektonikai áttekintés	8
Tektonikai taglalás	9
A felsőkarbon előtti alaphegység	10
Az alaphegység kifejlődése a Kodruban	10
Kodrualaphegység	11
Általános megjegyzések a felsőkarbonelőtti alaphegység metamorfózisához	11
A Kodru alaphegységének közettani jellegei	11
Csillámos-földpátos kvarcitok	11
Andaluzit-pszeudomorfózákat és gránátporfiroblasztokat tartalmazó csillámos kvarcitok	12
Biotitporfiroblasztos palás szaruszirtek	13
Amfibol és gránátporfiroblasztos vagy epidotos földpátkvarcitok	13
Andaluzitos-gránátos-palás szaruszirtek	13
Csillámpalák	13
Gneiszkvarcitok	14
Injekciós kőzetek	14
Intrúziós kőzetek	14
Szerkezeti és szöveti jellegek	14
Ásványos jellegek	14
Plagioklász	15
Eredeti megtartású plagioklász	15
Antipertites összenövés	16
Bazicitás	16
Mirmekit és mozaikplagioklász	17
A plagioklászok szétesése	18

	Oldal
Muszkovit és biotit	20
Amfibol	20
A főalkatrészek nyomásokoza elváltozásai	20
A durván lentikuláris szerkezet keletkezése	21
Az intrúziós kőzetek fő típusai	21
A Kodru alaphegységének kémiai viszonyai	22
A kőzettípusok térbeli elterjedése	23
A permelőtti Kodru kialakulása	24
A Kodru alaphegységének általános helyzete	24
a) Kőzettani vonások	24
b) Vegyi vonatkozások	25
A Gyalui-Havasok alaphegysége	26
A Déli Bihar metamorf fáciesei	27
Nagybihari kristályos palafácies	27
A nagybihari kristályos palafácies korkérdése	27
A délbihari metamorf eruptívumok vegyi viszonyai	28
A délbihari kristályos pala fácies	29
Karbon	30
A permomezozoós geoszinklinális képződményei	31
Permi képződmények	31
A béli fácies terület permje	31
A Nagyarad-egység alsópermjének üledékes tagjai	31
A permi eruptív kőzetek jellegei	32
Az eruptív kőzetek általános osztályozása s metamorfózisuknak főbb fázisai	32
A permi eruptív kőzetek főtypusainak részletes leírása	34
A) Zöldkövek	34
B) Zöldkőporfiritok	34
I. A nagyaradi egység zöldkőporfiritja	35
a) Rendes alapanyagú típusok	35
b) Eltérő alapanyagú típusok	35
c) Slíres zöldkőporfiritok	35
II. A Djevi-takaró zöldkőporfiritja	36
a) Típusos alapanyagú zöldkőporfiritok	36
b) Eltérő alapanyagú kőzetek	36
III. A tárkánykai takaró albitporfiritja	36
C) A kvarcporfíros tűzhányói tevékenység termékei	37

1. Fekvő kvarcos-porfir	37
2. Kvarcos=porfir telérek	37
3. Fedő kvarcos=porfir	37
4. A Magyarad=egység kvarcos=porfir=tufái	37
a) Kristálytufák a kvarcos=porfir fekvőjében	37
b) Fekvő tufa hamu=kötőanyaggal	38
c) A középső tufa=szint agglomerátos tufái	38
A Djev=i takaró alsópermje	38
A tárkánykai lenyesett takaró alsópermje	38
A Középső-Bihar és a Királyerdő takaró=rögeinek alsópermje	39
A Nagybihar átbuktatott redőjének alsópermje	39
A permi eruptívusok kitörési egymásutánjának kérdése	39
A permi eruptívus közetek vegyi összetétele	40

