

BOHUSLAV CAMBEL

TEKTONITY MALOKARPATSKÝCH
GRANITOIDNÝCH HORNÍN*(Tab. IV—VI, ruské a nemecké resumé)*

Každý pracovník, ktorý chce študovať horniny dynamicky menené, katalázované a mylonitizované, naráža na nevyjasnenú otázku nomenklatúry jednotlivých tektonických derivátov. Vyplýva to z toho, že vo svetovej literatúre, kde sa problém mylonitizácie hornín rieši už od konca minulého storočia, rôzni autori dávali používaným nomenklatúrnym termínom rôznu náplň, teda vcelku v tomto ohľade až dodnes vládne značná nejednotnosť. Preto je potrebné, aby sme sa zmienili práve dnes, keď mnoho mladých geológov pracuje v oblasti kryštalickej hornín, postihnutých dislokačnou metamorfózou, o uvedenej problematike. V uvedenej práci sa pokúsime podať prehľad hlavných literárnych dát, ktoré sa týkajú pokryštalickej deformácie hornín. Potreba podobnej práce vysvitá aj z toho, že doteraz na území Slovenska sa s otázkou tektonitov zaoberalo pomerne málo autorov, hoci geológovia na Slovensku sa na každom mieste stretávajú s horninami postihnutými mylonitizáciou. Z novších prác treba spomenúť najmä prácu J. Koutka z r. 1931 a menšie zmienky v prácach V. Zoubka.

Prehľad názorov

Jedným z najstarších autorov, ktorý riešil otázku zmien hornín za tektonických pochodov, bol Ch. Lapworth (1885). Tento prvý definoval pojem mylonitu (názov od gréckeho slova mlyn) ako mikrobrekcie s prúdovitou textúrou, ktorej medzihmota je len čiastočne rekryštalizovaná. Tento pojem použil pre deformované horniny príkrovovej zóny Erribollu v Škótsku. Ako protiklad mylonitu s malou rekryštalizáciou postavil okatú bridlicu (Augenschist), kde je už zreteľná kryštaloblastéza, ktorou vznikajú porfyroblastické očká. Podľa Lapwortha okaté bridlice vznikajú pod vplyvom dynamických účinkov na hlbšie zóny zemskej kôry, ako je to pri mylonite.

Lapworthov pojem mylonitu sa nerozšíril hneď. Ešte ďalej sa používali termíny, ako protogin alebo granitické apeninity, ktoré predstavujú rôzne štádiá mylonitizácie hornín. Pojem mylonit začal sa všeobecne používať až zásluhou P. Termiera po vyjdení práce o mylonitoch z Elby (1911).

Hneď, len čo sa pojem mylonitu stal v literatúre známym, rôzni autori ho rozlične chápali. Napr. R. Staub (1915) pojem mylonitu používa len pre eruptívne horniny a pre kryštalické bridlice navrhuje použiť termín kataklastický popri vlastnom názve horniny. Staub pre sedimenty pojem mylonit nepoužíva. Zdôrazňuje, že tvorba mylonitov nie je aktom prekryštalizácie, ale len čisto mechanickým preformovaním horniny, pri ktorom najdôležitejšiu úlohu hrá rozbitie a vyvalcovanie minerálov. Pritom pri mylonitoch nevyhnutne musí dôjsť k zbridličnateniu. Odporúča, aby tam, kde chýba vyvalcovanie, kde nie je zbridličnatenie, používal sa pojem kataklastický. Vo svojom rozdelení mylonitických hornín z granitového masívu Berninagebirge uvádza podľa štruktúry šesť typov mylonitických hornín, a to typ:

- a) klastograniticko-brekciovitý — s veľmi slabou lentikulárnou textúrou,
- b) porfyroklastický — slabo lentikulárny,
- c) hrubomylonitický — lentikulárny,
- d) jemnomylonitický — s vlnovite sprehybanou ložnou textúrou,
- e) ultramylonitický — s lineárnou ložnou textúrou,
- f) ultramylonitický — s helicitickou textúrou.

Z uvedených typov e) a f) vidieť, že Staub pod pojmom ultramylonitu rozumie horniny silne bridličnaté, s detailne prevrásnenou textúrou, čo sa značne líši od termínu ultramylonitu, ktorý používa Quensel (1916)

Po Lapworthovi jeden z prvých, ktorý podal detailnú charakteristiku mylonitov, bol P. Termier (1911). Tento autor opísal všetky prechody medzi granitom a jeho mylonitickými derivátmi z oblasti Elby, z Ligurického masívu, z oblasti Savonny atď., a poukázal na rozšírenie mylonitov na ďalších miestach v Európe (Plateau Central, Korzika, Alpy, oblasť Briançonu). Termier rozlíšil tieto štádiá mylonitizácie granitu:

1. Granite fissuré et brecciforme,
2. Granite incompletement écrasé, laminé,
3. Laminage plus intense,
4. Écrasement incomplét sans laminage,
5. Écrasement plus complét aucun minéral n'est vraiment discernable a l'oeil nu,
6. Purée parfaite,
7. Laminage de la purée précédente.

Najvyšší stupeň kataklázy Termier označuje ako purée parfaite (úplná kaša). Pritom sa takéto horniny podobajú tvrdej, zelenkastej, takmer homogénnej hornine voskového vzhľadu. Ak je hornina zbridličnatená, má vzhľad sericitickej až maskovej bridlice.

Súčasne s Termierom a Staubom, ako aj pred nimi mylonitizované horniny študovali aj v oblasti Škandinávie viacerí geológovia: F. Svevonijs (1900), A. Hammberg, T. J. Holmquist (1910) a Gavelin (1915). F. Svevonijs pre kataklastické horniny zaviedol pojem kakirit (cachirit) podľa jazera Kakir. Išlo o horniny makroskopicky podobné kvarcitu alebo hälleflinte. Termín kakirit sa ujal, avšak už aj severskí autori ho používali v rôznom zmysle. P. J. Holmquist ho používa ako synonymum mylonitu, kde ide o mikrobrekciovatenie horniny. Naproti tomu P. Quensel vo významnej práci z r. 1916 o mylonitoch z Laponska (Lapplandu) z územia Kebnekaise pokladá kakirit za makrobrekciu.

Quenselova práca pre štúdium mylonitov mala zásadný význam. Quensel v podstate vyslovil názor, že za kataklastické horniny, mylonity atď. možno považovať len také, ktoré neprejavujú rekryštalizáciu v prevahe nad kataklázou. Zistil, že medzi čistým rozomletím a úplnou rekryštalizáciou je celý rad prechodov. Konštatoval, že klastéza a blastéza nezávisia len od vonkajších tektonicko-metamorfných procesov, ale aj od minerálneho zloženia samej horniny. P. Quensel podáva toto rozdelenie tektonitov:

1. Kakirity. Sú to horniny, pri ktorých brekciovitosť má makroskopický charakter (makrobrekcia). Rozbitie sa týka viac-menej trhlín a šmykových plôch, podľa ktorých sa hornina rozpadá a v ktorých sa uplatňuje silnejšie minerálne novotvorenie, kým medzistojace úlomky majú zachovalú horninu. Primárne štruktúry sú relatívne dobre rozoznateľné. Sú to vcelku horniny tlakove málo postihnuté.

2. Mylonit-gneis — mylonitická rula. Rekryštalizácia a katakláza sú v premenlivých proporciách. Hornina je zbridličnatená, pričom najmä kremeň a tmavé minerály rekryštalizovali a orientovali sa podľa roviny zbridličnatenia. Ostatné mechanicky rozbité súčiastky sú týmito novotvarmi prúdovite obklopané. Štruktúra týchto hornín je kombináciou kataklázy a kryštalizačnej bridličnatosti. Sú tu časté prechody jednak k typickým mylonitom, jednak k typickým kryštalickým bridliciam. Často u nich býva okatá štruktúra. Tieto horniny podľa Quenselovej definície sa zhodujú s Lapworthovými okatými bridlicami, s početnými porfyroklastmi.

3. Mylonit. Mylonity v Quenselovom zmysle sú také kataklastické horniny, pri ktorých kataklastická štruktúra prevláda nad kryštaloblasticou. Pôvodný materiál je poznateľný len podľa porfyroklastických reliktov. Quensel rozlišuje mylonit v užšom a v širšom slova zmysle. My-

lonit v užšom slova zmysle by mal byť bezsmernou horninou bez výrazného uplatnenia sa rekryštalizácie, pričom by deštrukcia viedla k mikrobrekcitizácii zŕn. Takýto čistý mylonit bez stôp rekryštalizácie, kde sa uplatnilo len drvenie, vyskytuje sa málokedy, a preto pojem mylonitu treba chápať širšie. Quensel okrem mylonitov v užšom zmysle slova rozlišuje tieto ďalšie typy mylonitov:

a) Mylonitické bridlice, v ktorých je zjavná paralelná textúra, podobne ako to bolo pri mylonitových rulách iba s tým rozdielom, že tu sa rekryštalizácia uplatnila len menej. Vyplýva to z toho, že mylonitové bridlice vznikajú z hornín s minerálmi obyčajne salického charakteru, takže tu dominuje kataklastická štruktúra, lebo sú tu len nepatrné sericitické lístky, ktoré sa ukladajú do dlhých pásov. Prirodzene, že mylonitické bridlice majú rozličné prechody k mylonitickým rulám, uvedeným pod č. 2. Ich charakter často súvisí najmä s množstvom tmavých minerálov alebo s bá-
zickejšími plagioklasmi v primárnej hornine. Mylonitické bridlice oproti kakiritom (č. 1) sa líšia tým, že v nich vystupuje homogénne tvorenie brekcií, ktoré nevznikajú iba v jednotlivých zónach, ale v celej mase a týkajú sa priamo rozlámania jednotlivých minerálov (mikrobrekcie).

b) Ultramylonity. Sú to také horniny, kde sa proces mylonitizácie ešte viac vystupňoval, pričom primárne štruktúry sa úplne zotreli a z pôvodných minerálov sa nezachovali ani porfyroklasty. Ak tento pojem chápeme v úzkom slova zmysle, pri ultramylonite by potom rekryštalizačný proces mal byť celkom nepatrný. Hornina by mala byť všesmerná, podobná felzitu alebo kvarcitu. Tieto horniny zodpovedajú Termierovmu purée par-faite. V širšom slova zmysle však ultramylonit môže mať aj usmernenú textúru a zvýšené množstvo rekryštalizovaných minerálov, ako je to pri tzv. hartschieferi.

c) Hartschiefer (tvrdá bridlica) je teda bridličnatý ultramylonit s páskovanou textúrou, pri ktorom sa uplatnila silná metamorfóza a rozsiahla chemická diferenciácia hmoty, čím sa vytvorili jednotlivé prúžky. Pomer ultramylonitu a hartschieferu je asi taký ako pomer mylonitu k mylonitovým bridliciám. Treba poznamenať, že tento pojem sa v literatúre neujal a zostal termínom, ktorým sa nazývajú jedine študované horniny Laponska.

Treba pripomenúť, že už z toho, čo sme doteraz uviedli, pojem ultramylonitu je u rôznych autorov rozličný. Spomenuli sme už, že Staub za ultramylonity pokladá horniny bridličnaté, ultralaminované. Ed. Wenk (1934) sa prikláňa k Staubovej definícii, pričom podotýka, že ultramylonity sa makroskopicky poznávajú podľa tmavého grafitického vzhľadu. Tento znak je pre ultramylonity rozhodujúci. Pod mikroskopom sa v takýchto ultramylonitoch striedajú tmavé a svetlé, najviac 1 mm mocné polohy. Prvé

sú tvorené sericitom a tmavým pigmentom, odmiešaným z minerálov Fe, a druhé sú z mikrogranulovaného kremeňa.

V ďalšom sa oboznámime ešte s takými termínmi, ktoré sa v literatúre používajú v súvislosti s horninami menenými dislokačnou metamorfózou.

Označenie kataklastický a kataklázit je v literatúre značne zaužívané. Označenie kataklázit sa prvý raz objavilo v knihe Grubenmann—Niggli: *Die Gesteinsmetamorphose*. Autori ho používali pre označenie hornín vzniknutých dislokačnou metamorfózou. Ide tu o mikrobrekciovanie horniny bez toho, že by sa pevnosť horniny znateľnejšie znížila. Prevažný podiel na vzniku kataklázitu má jednoduchá katakláza, drvenie bez súčasnej laminácie hornín spojennej s vyvalcovaním minerálov. G. W. Tyrrel (1927) v učebnici petrografie rozlišuje na jednej strane kataklázity nezbridličnatené, rozdrvené, a na druhej strane mylonity, ktoré sú rozomleté a zbridličnatené. Staub pojem kataklastický používal pre drvené horniny bez vyvalcovania. Naproti tomu Holmquist pojem kataklastický použil ako synonymum mylonitického. B. Sander nepoužíva definíciu kataklázitu a mylonitu tak, ako je použitá v Grubenmann—Niggliho učebnici. Podľa neho rozdiel medzi kataklázitom a mylonitom nie je v chýbaní diferenciálnych pohybov pri kataklázitoch, ale spočíva v tom, že pri kataklázitoch vonkajší vzhľad horniny sa ešte zachoval a dostatočne pripomína pôvodné štruktúry. Pri mylonitoch je už pôvodný vzhľad horniny málo poznateľný.

V literatúre sa často používa termín blastomylonit, ktorý zaviedol B. Sander (1912). Blastomylonit podľa Sandera je taká hornina, v ktorej rekryštalizácia postúpila až do tej miery, že mylonitizáciu horniny je len ťažko rozoznať. Obyčajne len lentikuly, v ktorých sú zachované porfyroblasty, svedčia o kataklastickej štruktúre. Takáto hornina je podobná kvarcitu, je biela a pevná s jemnou granoblastickou štruktúrou, s kremeň-sericitickou základnou hmotou so zriedkavými porfyroblastmi ortoklasu. Kým mylonity podľa Sandera sú bridličné horniny, blastomylonity nie sú bridličné.

V literatúre sa používa aj termín tektonit. Tento výraz prvý raz použil B. Sander (1912) na označenie metamorfovaných hornín menených diferenciálnymi pohybmi, ktoré sú súčasťou celkového tektonického pohybu. Wenk (1934) pod pojmom tektonitu označuje všetky kataklázity, mylonity a horniny s blastickou granuláciou. V tomto rozšírenom zmysle, ktorý reprezentuje všetky možné tektonometamorfné deriváty, budeme termín tektonit používať aj my. V tejto práci často používame aj pojem epitektonit. Sú to také tektonity, pri ktorých prevláda sericitická rekryštalizácia v tlakove postihnutých horninách.

V súvislosti s dislokačnou metamorfózou treba sa ešte zmieniť o termínoch diafторit a fylonit.

Treba poznamenať, že s mylonitizáciou hornín často súvisí i retrogradná diafторitická premena minerálov. Diafторézu treba pokladať za konštruktívny metamorfný proces, za ktorého vyrastajú zo zničených prvotných minerálov nové minerály, charakteristické pre zmenené termodynamické podmienky. Treba brať do úvahy to, že o diafторéze sa nemá hovoriť vtedy, ak metamorfovaná hornina neprekonáva už druhý raz metamorfný proces. Môžu byť diafторitizované kataruly s pôvodným vysokým stupňom metamorfózy, no nemožno ako diafторity nazvať mylonitické deriváty žúl, ktoré metamorfózu neprekonali.

V súvislosti s tektonickými procesmi treba sa zmieniť aj o fylonitoch. B. Sander pomenoval týmto názvom horninu fylitického vzhľadu, ktorá makroskopicky spravidla nie je rozoznateľná od obyčajného fylitu. Túto horninu Sander nazýva inak aj fylit-mylonitom. Na rozdiel od normálnych fylitov, fylonit (fylit-mylonit) nevznikol kryštalizáciou nových minerálnych zložiek, nadobúdajúcich v priebehu metamorfózy postupne väčšiu a väčšiu veľkosť zrna, ale bol utvorený mylonitickou degradáciou pôvodne hrubozrnnej horniny. Táto degradácia je vytváraná kataklastickými diferenciálnymi pohybmi pozdĺž „S“ plôch. Charakteristickým výsledkom fylonitizácie je predĺženie šošoviek alebo prerušovaných prúžkov, pozostávajúcich zo sploštených indivíduí, približne o rovnakej veľkosti a o rovnakej optickej orientácii. Aj keď sa šošovky môžu od seba líšiť veľkosťou, zrná jednotlivých šošoviek sú približne rovnako veľké. Lentikulárna textúra je často viditeľná len mikroskopicky. Indivíduá v tej istej šošovke ukazujú subparalelnú optickú orientáciu.

V literatúre sa často používa pojem fylonitu ako synonymum diafторitu, a to aj tam, kde nemáme dôkazy o retrogradnom metamorfizme mylonitizovanej horniny. Je pravda, že značná časť fylonitov sú diafторity. Máme však fylonity, ktoré vznikli degradáciou žúl alebo konglomerátov, pričom nemôžeme hovoriť o diafторite. Fylonit môžeme nazvať diafторickým iba vtedy, ak pôvodnú horninu možno charakterizovať ako mezobridlicu alebo katabridlicu, ktorá bola mylonitizovaná za podmienok umožňujúcich vznik nových minerálov, ktoré sú charakteristické pre epizónu.

Už z toho, čo sme doteraz uviedli, vidieť, že v literatúre panuje veľká rozmanitosť používaných termínov, a preto sa mnohí pokúsili urobiť prehľad o termínoch derivátov dislokačnej metamorfózy. E. B. Knopfová (1939) ako prvá hľadala synonymá v nomenklatúre tektonických metamorfítov. E. B. Knopfová mylonity usporiadala podľa rastúcej rekryštalizácie do týchto skupín:

- | | |
|---|--|
| 1. Ultramylonity
(Quensel) | Katakláza je pravládajúca. Je to hornina podobná felzitu s nerozpoznatelnou pôvodnou štruktúrou. Termier ju vhodne nazval <i>purée parfaite</i> . |
| 2. Hartschiefer
(Quensel) | Pevné horniny podobné felzitu. Sú charakterizované dobre vyvinutou tenkou páskovanou textúrou. Rekryštalizácia je zastúpená v rozličnom rozsahu, páskovanie nemusí byť vždy. |
| 3. Mylonity (Lapworth, Quensel)
Kakirity
(Holquist) | Rekryštalizácia je podradná, hornina je takmer úplne granulovaná, niekoľko porfyroblastov zostáva neredukovaných. |
| 3a. Mylonity
(Quensel)
Kataklázity
(Grubenmann, Tyrrel) | Mikrobrekcia bez paralelnej textúry. |
| 3b. Mylonitové bridlice
(Quensel)
Mylonity (Grubenmann—Niggli) | Mikrobrekcia s paralelnou a lentikulárnou textúrou. |
| 4. Augenschist,
okaté bridlice
(Lapworth)
Mylonitgneis
(Quensel)
Flaserrocks
(Tyrrel) | Rekryštalizácia práškovitej základnej hmoty je prakticky úplná, lentikuly sú porfyroblastické. |
| 5. Blastomylonit
(Sander) | Rekryštalizácia pokročila natoľko, že mylonitizáciu ťažko možno rozpoznať. Lentikuly sú obyčajne kryštalické, pravdepodobne však ide o pôvodné rekryštalizované porfyroklasty. |

Úplnejšiu a najmä širšiu paralelizáciu termínov derivátov dislokačnej metamorfózy už či tektonickoklastickej alebo tektonickoblastickej podal taliansky geológ R. Malaroda (1946). Prítom podáva tiež vlastný návrh klasifikácie tektonicky menených hornín. Táto práca bola podrobne zreferovaná v stutgartskom *Zentralblatt für Mineralogie*, ročník 1954. Autor vzhľadom na paralelizáciu (synonymá) jednotlivých termínov podáva takéto rozdelenie derivátov dislokačnej metamorfózy:

I. Normálny rad — klastéza prevláda nad blastézou. Poradie ide od slabšej deformácie k silnejšej. Prekryštalizácia môže alebo celkom chýbať, až k ultramylonitickému typu, alebo ak je nejaká, je zanedbateľná vzhľadom na klastézu.

Kataklastické granity, tonality atď.: makroskopicky poznať zjavy drvenia a často aj silné premeny, všeobecne však štruktúru majú predsa ako pôvodné horniny. Synonymá: kakirity — Tromp; kataklázity — Wenk.

Kataklázity: makroskopicky povahu pôvodných hornín nepoznať. Často majú znateľne zvýšenú hustotu a pevnosť podobnú kvarcitu. Tmavá, všeobecne zelenkastá farba sa blíži pravým lamprofýrom. Pod mikroskopom majú intenzívne rozdrvenie jednotlivých minerálov, naproti tomu nenachádzame tu stopu po zbridličnatení. Synonymá: kakirit podľa Holmquista; kataklastický granit (syenit) podľa Stauba; mylonit v úzkom slova zmysle podľa Quensela; Grubenmann—Niggli (1924); Tyrrel; kataklázit a ultramylonit (čiastočne) podľa Trompa; rozdrvený mylonit podľa Yanga Kieha; écrasement sans laminage podľa Termiera. Mylonit podľa Wenka.

Mylonit: Hornina ukazuje už makroskopicky znateľné zbridličnatenie, následkom čoho sa pri vetraní ľahko rozpadáva na šupiny. Pri silnej rekryštalizácii získala znateľnú pevnosť. Pod mikroskopom je bohatá na porfyroklasty, ktoré sú v strede základnej hmoty z minerálneho prachu a drti pri ich klastickom alebo mikrokryštalickom agregátnom zložení. Blastickéj štruktúry sú pri čiastočne prekryštalizovaných varietách. Kryštalizácia predsa však neprevláda a obmedzuje sa všeobecne na kremeň. Synonymá: Lapworth (1885): écrasement et laminage podľa Termiera; Staub; Mylonitschiefer podľa Quensela; Grubenmann—Niggli; mylonitte oillée, mylonite et mylonite schisteuse podľa Trompa; mylonite de laminage podľa Yiang Kieha; Wenk; Waters et Campbell.

Ultramylonit: najkrajnejší člen kataklázy, bridličný. Jeho členenie od mylonitov je ľubovoľné a medzi rozmanitými poznávacími znakmi sú najlepšie Staubove dimenzie porfyroklastov. Ich zvyšky nepresahujú 0,02 mm. Synonymá: Staub (1914); Grubenmann—Niggli; ultramylonity bridličné (?) a ultramylonity Trompa.

II. Zvláštne typy z Laponska: kakirit, makrobrekcia. Rozbitie a prekryštalizácia vzniká len pozdĺž zlomových plôch, zatiaľ čo úlomky sú medzitým celkom bez kataklázy a premeny. Takto to chápal Quensel. Táto definícia sa opiera aj o opisy predchádzajúcich autorov, ktorí pojem kakiritu chápali ako synonymum kataklastického granitu a kataklázitu, ako to predtým robil Termier a neskoršie Tromp. Quensel (1916).

* Mená vytlačené riedene označujú prvenstvo použitia patričného názvu.

Hartschiefer: sú to pevné horniny s viditeľným makroskopickým pruhovaním v dôsledku striedania sa rozmanitých minerálov. Kryštalo-blastická štruktúra prevláda nad kataklastickou. Holmquist, Quensel.

III. Rad, v ktorom prevláda blastéza nad klastézou.

Mylonitgneis: prekryštalizácia je veľmi pokročilá, kataklastickými ostávajú len zriedkavé porfyrroklasty. Augenschist podľa Lapwortha; Quensel (1916); Flaserrocks podľa Tyrrela.

Blastomylonit: z klastézy zostávajú len malé stopy, zatiaľ čo celá hmota i porfyrroklasty sú prekryštalizované. Sander (1912); Knopf; Wenk.

IV. Pseudoeruptívne tektonity (Bearth):

Gangmylonity, synonymá: trap-shotten gneis Hollanda; flinty crush rock Clouga; Hammer (1914); pseudotachylite Shanda; ultramylonite with an isotropic groundmass — Waters e Campbell; Bächlin.

V. Zmiešané tektonické horniny: (Grubenmann—Niggli) vznikajú premiešaním rozličných hornín pozdĺž dlhých presunových plôch.

Návrh na klasifikáciu

Z prehľadu vývoja názorov na mylonity, po objasnení základných termínov používaných rôznymi autormi vidíme, že pre rozmanitosť dislokačne metamorfovaných hornín a pre rozmanitosť podmienok, ktoré premenu spôsobili, nemožno nájsť jednotnú schému na detailné klasifikačné charakterizovanie produktov mechanickej metamorfózy. Pri klasifikácii treba vychádzať z termínov už zaužívaných a opisované horniny s nimi paralelizovať a konečne hľadať synonymá, ako to robí R. Malaroda a E. B. Knopfová.

V štúdiu vychádzam z Malarodovej klasifikačnej schémy, ktorú rozširujem o skupinu epitektonitov.

Pri štúdiu tektonitov z oblasti jaderných pohorí Slovenska možno nájsť mnoho dôkazov toho, že mechanickú deformáciu treba pokladať za prvé štádium dynamometamorfnej činnosti, za ktorej pre nedostatok potrebnej intenzity termodynamických a iných podmienok (pôsobenie roztokov) nedošlo ešte k tak intenzívnej rekryštalizácii, akú charakterizuje regionálna metamorfóza. Preto je správne hovoriť, ako to robí Quensel, o kataklastickom alebo mechanickom metamorfizme, ktorý pripravuje cestu rekryštalizácii alebo s ktorým rekryštalizácia súčasne prebieha.

Pri granitoidných horninách jaderných pohorí Slovenska, ktoré vo väčšine prípadov sú granodioritmi so značným množstvom biotitu, dislokačná metamorfóza vedie zväčša k bridličným kryštalo-blastickým derivátom s vysokým obsahom sericitu, k horninám so silne prevládajúcou kryštalo-blasté-

zou oproti katakláze. Pritom horniny dostávajú často fylit-mylonitový (fylonitový) charakter. Týmto horninám len čiastočne zodpovedá Quenselov a Malarodov pojem mylonitgneis, zatiaľ čo pojem blastomylonit (Sander 1912) je pre uvedené horniny príliš úzky a nevystihuje skutočný stav. Preto sa zdá, že pre mnohé karpatské tektonometamorfné deriváty žiaľ treba použiť názvy, ktoré by bližšie vystihovali petrografický a tektonometamorfný stav horniny.

Preto také tektonity, ktoré sú príliš sľudnaté, niekedy takmer fylitické, ale kde sa nijak pozoruhodne nezačala ďalšia konštruktívna rekryštalizácia z rozkladu živcov vzniknutého sericitu a kremeňa v albit a kde popri nadmiernom prevládaní sericitu dostatočne vidieť pôvodný mylonitický ráz horniny, nazveme epitektonitmi. Epitektonity sú teda také tektonity, pri ktorých sa odohrala zvýšená sericitizácia minerálov v rôznych štádiách mechanickej metamorfozy. K epitektonitom patria epigranity, epimylonity, resp. pri gradácii procesu granitické epimylonit-fylity (granitické fylonity). V poslednom prípade ide o typické fylitické sľudnaté bridlice, ktoré sú tektonickými derivátmi granitu.

Pri štúdiu žulových mylonitov, najmä v Malých Karpatoch, často sa stretávame so sericitickými horninami zo skupiny epitektonitov, pri ktorých dislokačne deštruktívna degradácia horniny nie je tak silná, že by sme mohli predpokladať, že rekryštalizačný sericitizačný proces nastal ako jediný dôsledok postupne sa zosilňujúcej kataklázy. Naopak, silnej sericitizácii podľahli i horniny menej intenzívne mechanicky deformované.

Epitektonity často zaberajú regionálne rozsiahle oblasti najmä tam, kde sa sunuli subatranské príkrovy, alebo kde boli zavrásňované mladšie horniny, napr. obalovej série do kryštalinika. Granitoidy sa tu dostali do termodynamických metamorfných podmienok epizóny, čo viedlo k spontánnej epizonálnej premene minerálov, k celkovému zbridlíchneniu hornín a k ich popretekávaniu živcovokremennými sekrečnými žilkami.

Miestami tlaková deformácia epitektonitov čo do intenzity zodpovedá iba štádiu slabo alebo stredne kataklázovaného granitu pri súčasnej silnej sericitizácii živcov. Z toho vidieť, že hoci dislokačné pohyby a deštrukcia mriežok hrala veľkú úlohu a vytvárala vhodné podmienky pre epimetamorfnú rekryštalizáciu minerálov granitických hornín, boli tu ešte iné faktory, najmä zvýšené pôsobenie roztokov, ktoré viedlo k vzniku sericitických hornín epigranitoidov so znateľne zachovaným pôvodným vzhľadom hornín.

Dôkazom toho, že nie vždy intenzita klastézy (deštrukcie) v hornine podmienila chemické premeny minerálov, je to, že v oblasti Modry, kde sú typické jednosľudové biotitické granodiority, pomerne silne kataklázované, mylonitizované a zbridlíchnatené, nedošlo k tak intenzívnej sericitizácii živcov a k rozloženiu biotitu, ktorý sa zväčša udržal, ako je to severnejšie

v podloží kremencov, kde miestami i horniny pomerne málo kataklázované majú všetky minerály sekundárne chemicky zmenené okrem kremeňa, muskovitu a niekoľkých reliktoch ortoklasu. Ako sme už uviedli, také epitektonity, ktoré sú pomerne slabo kataklastické, ale pritom silne sericitizované, pri poznateľne zachovalom pôvodnom vzhľade granitoidov, nazývame epigranitmi, resp. epigranodioritmi. Predponu „epi“ pri tektonitoch používajú viacerí autori (Beart — 1952, Schüller — 1942 a iní) na zdôraznenie zvýšeného vývoja slúd, ako aj iných minerálov charakteristických pre epizonálne rekryštalizačné podmienky. Používanie termínu epigranit (pri pôvodne slabšej klastéze), granitický epimylonit (pri pôvodnej silnejšej klastéze) priliehavo vyjadruje niektoré mineralogicko-petrografické a obyčajne aj geologické okolnosti tektonitov (ich regionálny rozsah a zbridličnatenie).

Na základe štúdia literatúry o mylonitoch a na základe štúdia mylonitov v Malých Karpatoch podávam klasifikáciu mylonitov, ktorá v podstate vychádza z klasifikácie R. Malarodu (1946). Treba poznamenať, že je zostavená na základe štúdia mylonitov v oblasti Malých Karpát a bude ju treba overovať ďalším, bádaním v ostatných pohoriach kryštalinika Malých Karpát.

Pri klasifikácii tektonitov beriem do ohľadu tieto okolnosti:

- a) stupeň kataklázy (klastézy),
- b) prítomnosť diferenciálnych pohybov spojených s vyvalcovaním minerálov a lamináciou horniny,
- c) stupeň rekryštalizácie (kryštaloblastézy) s ohľadom na mineralogicko-kvalitatívny a štrukturálny rozbor horniny.

V klasifikácii rozlišujem horniny, kde prevláda klastéza, a horniny, kde prevláda rekryštalizácia. Medzi horninami s prevládajúcou klastézou rozlišujem horniny kataklastické a mylonitické tak, ako to vyjadrili v učebnici *Gesteinsmetamorphose* Grubenmann a Niggli, Malaroda (1946) a iní. Medzi kataklastické horniny patria len také horniny, ktoré sú iba rupturálne, mechanicky deformované pod vplyvom usmernených tlakov, bez pôsobenia diferenciálnych pohybov s vyvalcovaním minerálnych zložiek. Naproti tomu pri mylonitizácii valcovanie hrá dôležitú úlohu. Je len samozrejmé, že oba procesy, kataklázu a mylonitizáciu nemožno od seba v skutočnosti ostro oddeliť, pretože prechádzajú do seba.

Kataklastické horniny sú zväčša nezbridličnatené alebo aspoň megaskopicky nezreteľne bridličné. Pri nich len pri silnej katakláze (u vlastných kataklázitov) už nepoznať alebo ťažko poznať štruktúry pôvodnej horniny, z ktorej vznikli.

Mylonity sú bridličné a mylonitizácia vedie skôr ako katakláza k zničeniu pôvodných štruktúr a k intenzívnejšej mikrobekecitizácii jednotlivých zŕn.

Prevláda mechanická deštrukcia — klastéza

A. Bez vyvalcovania	B. S vyvalcovaním (diferenciálnymi pohybmi, spojenými s lamináciou horniny)
I. Kataklastické horniny a) slabo kat. granit b) stredno kat. granit c) silno kat. granit	I. Mylonitizovaný granit
II. Katakklázity granitový kataklázit	II. Granitové mylonity III. Granitové ultramylonity
I. Horniny s megaskopicky zachovanou pôvodnou štruktúrou, jedine u silne kataklastických hornín pôvodný vzhľad sa stráca. Sú nebridličné alebo slabo zbridličnatené. Pod mikroskopom badať len čiastočné rozdrvenie minerálov, aj keď premeny jednotlivých minerálov sú znateľné. Delenie na slabo kataklastické, stredno kataklastické a silno kataklastické typy je značne subjektívne, no silno kataklastické horniny zaznamenávajú už vysokú mikrobrekciťáciu jednotlivých minerálov, pričom sa ešte ale nájde pomerne hodne minerálov nedrvených. Synonymá: Malaroda (1946), Kakirity — Tromp; Kakirity — Quensel; pri „a“ type, kataklázity — Wenk. II. Horniny s makroskopicky slabo poznateľnou pôvodnou štruktúrou alebo vôbec nepoznateľnou. Často veľmi pevné, tmavé, zelenkavé, s intenzívnym drvením jednotlivých minerálov — nebridličné. Synonymá: Malaroda; kakirit — Holmquist; kataklastický granit — Staub; mylonit a ultramylonit v úzkom slova zmysle — Quensel; Grubenmann — Niggli; Tyrrel; mylonit — Wenk; roches écaillés sans laminage — Termier.	I. Horniny s nedokonale poznateľnou makroštruktúrou počiatočného materiálu. S poznateľným vyvalcovaním a drvením jednotlivých minerálov, ale nie všetkých. Tvoria prechod od kataklastických hornín k mylonitom. Zrejma bridličnatosť. II. Horniny s obťažne poznateľnou alebo nepoznateľnou pôvodnou štruktúrou, často tmavé, bridličnaté, málo pevné, šupinovité, s početnými väčšími porfyroklastmi kremeňa nedostatočne drvenými. Niekedy majú vzhľad porfyroidov. Základné pletivo z drobných agregátov minerálnej drti a rozkladných produktov živca, najmä sericitu. Vyššiu granoblastickú rekryštalizáciu zaznamenáva len kremeň. Synonymá: Lapworth; granit écaillé et laminé — Termier; Staub; Mylonitschiefer — Quensel; Grubenmann — Niggli; Mylonit — Wenk. III. Silne bridličné horniny často „grafiticky“ tmavé, ale aj svetlé. Porfyroklastov väčších rozmerov málo, alebo chýbajú vôbec. Mikrobrekciťácia zrn dokonalejšia. Malaroda; Staub; Grubenmann — Niggli.

+ prírúbanie klastézy

Prevláda rekryštalizácia — kryštaloblastéza	
A. Prevláda epimetamorfna premena minerálov, najmä silná sericitizácia. — Vznikajú epitekonity	B. Prevláda granoblastická rekryštalizácia spojená so vznikom kryštalizačnej bridličnatosti
I. Epigranit I. A. Kataklastický epigranit I. B. Mylonitizovaný epigranit	
II. Granitový epimylonit	I. Mylonitická rula (granitgneis)
III. Granitový epimylonit, fylit, fylonit	II. Blastomylonit
I. Granitová štruktúra dobre zachovaná, hornina vyblednutá s rozloženými živcami a chloritizovaným až muskovitizovaným biotitom. Mechanická deformácia nepresahuje slabo až stredno kataklastický granit. Od neho sa líši zvýšenou epizonálnou premenou minerálov, z ktorých sa často zachoval len kremeň. I. A—B, značne bridličné, obyčajne svetlé horniny so zelenkavými škvrnami po rozložení biotitu. Pôvodná makroštruktúra poznateľná. Je to sericitizovaný, kataklastický a mylonitový granit. Sericitizácia značne presahuje rámec hornín s prevládajúcou klastézou.	I. Tieto horniny prejavujú zvýšenú rekryštalizáciu druhého radu, pri ktorej sa živce nielen rozpadajú na sericit a kremeň, ale znova rekryštalizujú tieto zložky v albit. Vzniká viac epidotu, kremeň je granoblastický a hornina má kryštalizačnú bridličnatosť. Sericit zbernou kryštalizáciou (Sammelkrystallisation) vytvoril väčšie lepidoblasty muskovitu. Horniny sú pevné, často kvarcitu podobné, so zriedkavými reliktami porfyroklastov. Synonymá: Malaroda; Augenschist — Lapworth; Quensel; Flaserrock — Tyrrel; Granit écrasé et laminé.
II. Horniny silno sericitické, obyčajne s nepoznateľnou pôvodnou štruktúrou, tmavé alebo svetlé, silno sfudnaté, fylitického vzhľadu s väčšími porfyroklastmi kremeňa, tvoriacimi hrboľky na bridličných plochách.	II. Po klastéze ostávajú len malé relikt, ostatná celá hmota, ako aj porfyroklasty sú prekryštalované. Hornina je pevná, felzitická. Synonymá: Sander (1912); Knopf; Wenk.
III. Krajný člen tohto radu. Porfyroklasty značne menšie a rozdrvenejšie ako v predošlom type, typický fylitický vzhľad je šupinkovite rozpadavý. Môžu byť svetlé i tmavé, najmä ak vznikali sericitizáciou ultramylonitov.	

← pribúdanie blastézy

Rekryštalizácia u mylonitov býva takisto v podstate vyššia ako u kataklázitov. V obidvoch prípadoch, ako u kataklázitov, tak i u mylonitov, nesmú byť kryštaloblastézou odstránené predchadzajúce mechanické účinky drvenia spôsobené dislokačnou metamorfózou.

Medzi horninami, kde prevláda kryštaloblastéza, rozlišujem dva základné typy. Do prvej kategórie patria epitektonity, t. j. také horniny, kde prevláda epimetamorfná premena minerálov, najmä silná sericitizácia. Sú to horniny, ktoré sú na prechode medzi kataklázitmi a mylonitmi na jednej strane a medzi mylonitovou rulou, blastomylonitom a kryštalickými bridlicami na strane druhej. Tieto horniny sa vymykajú z rámca hornín s prevládajúcou kataklázou, ale ich rekryštalizácia je značne jednostranne sericitická s nedostatočným vývojom granoblastickej rekryštalizácie živcových novotvarov a kremeňa. Preto ich nemožno zaradiť do skupiny mylonitových rúl a blastomylonitov. Pri týchto horninách sericitická kryštaloblastéza, resp. muskovitizácia prebieha často nie celkom závisle od stupňa kataklázy a miestami aj celkom neodvisle od primárneho zloženia horniny. V tejto skupine nájdeme horniny pomerne málo kataklázované, ale veľmi sericitizované. Tam, kde súčasne dochádza k silnej mylonitizácii a k silnému vývoju sericitu, dostávajú horniny fylitický vzhľad, často jemnobridličný, na omak masťný.

Do skupiny hornín mylonitových rúl a blastomylonitov patria také horniny, kde prevláda granoblastická rekryštalizácia spojená s vývojom kryštalizačnej bridličnatosti za zvýšených termodynamických podmienok. Pri tomto type hornín rekryštalizácia už takmer úplne zastrela klastogénny charakter horniny. Vznik minerálnych novotvarov nedeje sa už len v zmysle rozpadu živcov na sericit a kremeň, ale vedie ku konštruktívnej kryštaloblastéze sericitu a kremeňa na albit. Kremeň a ostatné súčiastky vytvárajú väčšie granoblastické indivíduá a zbernou kryštalizáciou vznikajú zo sericitu muskovity, čoraz viac idioblastické. Horniny tejto skupiny sú značne pevné a majú rozmanitejšie minerálne novotvary, ako to býva pri sericitických epitektonitoch.

Uvedená tabuľka vyjadruje len schému, ktorá má dať prehľad medzi nesmierne početnými tektonickými derivátmi, ktoré sú výsledkom dislokačnej metamorfózy. [Medzi jednotlivými typmi, v tabuľke uvedenými, existujú vzájomne prechodné horniny, ktoré nemožno presne vtesnať do umele vytvorených priehradiek. Uvedená tabuľka má pomôcť pri nomenklatúre a hrubom rozčlenení veľmi pestrej skupiny tektonitov.

Malokarpatské granitoidné horniny tvoria značnú časť malokarpatského kryštalinika. Intrúzia granitoidných hornín sa odohrala pri ukončovaní variského vrásnenia a ňou sa uzavrel vulkanický cyklus tohto vrásnenia. Preto majú ráz neskoroorogénnych intruzívnych hornín.

Granitoidné horniny Malých Karpát, ktoré tvoria dva celky, bratislavský a modranský, možno rozdeliť podľa chemizmu a mineralogického zloženia do týchto skupín:

Skupina hornín granitických (dvojsľudových).

Skupina hornín biotitického granodioritu bez muskovitu alebo s jeho malým množstvom.

Skupina hornín dioritických (kremité biotitické diority, biotiticko-amfibolické až amfibolické diority a gabroamfibolity).

Uvedené bázičné horniny majú s ohľadom na predošlé skupiny nepatrný rozsah a z hľadiska štúdia mylonitov nemajú význam. Zo žilných odštiepených granitových hornín treba uviesť pegmatity a aplity, ktoré sa zhruba obmedzujú na bratislavský žulový masív a na ďalšie svojrázne horniny, ktoré z hľadiska štúdia mylonitov tiež nemajú význam. O granitoidných horninách Malých Karpát pripravujeme osobitnú prácu s kolegom J. Valachom, a preto sa v tejto práci nebudeme nimi bližšie zaoberať.

Aby sme osvetlili proces mylonitizácie v Malých Karpatoch a aby sme v prehľade podali výsledky tektonometamorfných procesov, stačí, keď budeme sledovať účinky dislokačnej metamorfózy na dvoch hlavných granitoidných typoch, ktoré sú prevládajúce a v oblasti ktorých sa dislokačná metamorfóza prejavila čo najúčinnejšie.

V bratislavskom žulovom komplexe sú to dvojsľudové granity a kremité dvojsľudové granodiority. V modranskom granitoidnom komplexe, ktorý je o niečo bázičnejší, sú to v podstate biotitické granodiority, ktoré sú najhojnejšie a ktoré maximálne podľahli dislokačnej metamorfóze.

Bratislavský masív je v celej svojej rozlohe silno porušený užšími alebo širšími mylonitovými zónami najrozmanitejších smerov a sklonov, medzi ktorými sa najviac uplatňuje smer rovnobežný s osou pohoria (JZ—SV). Tektonometamorfné procesy sa najviac uplatňujú na východnom okraji pohoria, kde pravdepodobne súvisia s mohutnými zlomami, ktoré vytvorili podunajskú depresiu. Ide tu o úzke dislokačné zóny prebiehajúce v rôznych smeroch v tektonicky málo dotknutých granitoidoch

* Pod granitoidnými horninami rozumieme horniny patriace podľa Niggliho klasifikácie (1936) k magmatickým typom granitu (včítane ich alkalických ekvivalentov), granodioritu a kremitého dioritu.

okolía. Bridličné tektonity vznikajú však na západnom okraji žulového komplexu, a to na styku žúl s mezozoickými sériami (oblasť Borinky). Táto oblasť západného okraja bratislavského masívu je viac ako 1 km široká a 2 až 3 km dlhá a predstavuje zónu, v ktorej sa nachádza mnoho drobnejších i mohutnejších porúch, medzi ktorými sú početné miesta tlakových tieňov, kde sa tektonometamorfný proces prejavil menej výrazne, no dislokačná metamorfóza postihuje tu horninové komplexy vcelku. V tejto oblasti, ako aj v oblasti celého bratislavského masívu možno nájsť rozličné typy tektonitov od kataklastických žúl, kataklázitov (zriedkavejšie) po mylonity a ultramylonity s rozličnými prechodnými horninami k epitektonitom. Uvedené tektonity o rôznej intenzite premeny môžu sa často nachádzať blízko seba v jednej dislokačnej zóne. Pritom so vzdialovaním sa od stredu poruchy s maximálnym tektonometamorfným účinkom, kde vznikali mylonity a ultramylonity, dostávajú horniny ráz menej postihnutých tektonitov. Často je vzdialenosť medzi silno mylonitizovanými a slabo mylonitizovanými derivátmi v jednej dislokačnej zóne niekoľko decimetrov až niekoľko metrov.

Inak je to s tektonitmi v modranskom granodioritovom masíve. Tu sa dislokačná metamorfóza najintenzívnejšie prejavila v jeho južnej polovici, kým severná časť zdá sa byť menej porušená. Najväčšie vystupňovanie mylonitizácie koncentruje sa na širokú oblasť do kryštalinika zavrásnených kremencov tiahnúcich sa medzi horárňou Rybníček (oblasť na sever od Pezinka) a Častou. Tak isto široká zóna juhovýchodného úpätia Malých Karpát medzi Veľkým Trníom a Harmóniou je mohutne tektonicky porušená. Tektonometamorfné oblasti v Modranskom granodioritovom masíve na rozdiel od bratislavského masívu charakterizuje to, že sa tu dislokačná metamorfóza neviaže jedine na úzke zóny maximálnych tlakových a pohybových línii, ale postihuje horniny v regionálnom meradle a v šírke jedného, ba i dvoch km, takže celú túto oblasť tvorí jednotný komplex silno tektonicky postihnutých hornín, ktoré tvoria i najvyššie kopce tejto oblasti, ako sú modranská Veľká a Malá Homola. V uvedenej mohutnej zóne tektonitov sú len nepatrné ostrovčeky slabšie metamorfovaných kataklastických granodioritov.

Tektonity modranského granodioritového masívu sú zväčša bridličnaté a patria z najväčšej časti k mylonitom a epimylonitom, ako aj k epigranodioritom. V oblasti maximálnych tlakových účinkov vznikajú granodioritové fylonity. Všetky tieto horniny majú v značnej miere chemicky zmenené primárne minerály (sericitizácia živcov, muskovitizácia, chloritizácia a epidotizácia biotitu).

Je zaujímavé, že zatiaľ čo tektonity z oblasti zavrásnených kremencových zón sú v podstate epitektonitmi, tektonity z oblasti Viníc medzi Modrou

a Veľkým Trnám sú skôr mylonitickými granodioritmi, kataklastickými granodioritmi až mylonitmi so značne menšou epizonálnou premenou primárnych súčiastok, čo vidieť už aj podľa toho, že podstatná časť biotitu zostala nerozložená i pri silno bridličných typoch.

Pretože výsledok kinetickej metamorfózy úzko súvisí s primárnym zložením hornín, je potrebné, aby sme podali stručný petrografický opis hlavných dvoch typov hornín tvoriacich bratislavský a modranský masív. Petrografické dáta vyberám z materiálov pripravovanej práce Cambela a Valacha *Granitoidné horniny Malých Karpát*. Závery o kvantitatívnom zastúpení granitoidných minerálov sú brané ako krajné hodnoty obj. % jednotlivých súčiastok z početných planimetrických analýz citovaných v práci.

Bratislavský dvojsľudný granit až kremitý granodiorit

Makroskopicky sú to horniny stredného zrna, rovnomerne zrnité, zväčša s rovnomerným rozdelením minerálov. Sú medzi nimi aj jemnozrnné typy, vtedy majú zvýšené množstvo biotitu, inokedy sú zasa hrubozrnnéjšie a vtedy sú obyčajne svetlejšie s väčším obsahom draselných živcov. Časté sú aj porfýrovité typy, kde porfýrové vyrastlice živcov, draselných i plagioklasov, dosahujú veľkosť až 1 cm. Zvýšené množstvá mikroklinov dávajú horninám tmavšiu farbu. Voľným okom možno v granitoch rozoznať živce, muskovit, biotit a kremeň.

Pod mikroskopom majú štruktúru hypidiomorfnú, jemnozrnné typy biotitické či aplitoidné, panalotriomorfnú alebo čiastočne panalotriomorfnú. Sukcesia minerálov je obvyklá.

Primárne minerály: Kremeň, plagioklasy, ortoklas, mikroklin, pertit, mikroklinpertit, muskovit, biotit.

Akcesórie: apatit, zirkón (i jeho amorfná odroda malakon), xenotim, titanit, rutil, granát, amfibol.

Približné percentuálne a kvalitatívne zloženie minerálov dvojsľudových granitov a kremitých granodioritov je toto (ide o krajné hodnoty 15 planimetrických analýz):

Plagioklasy: Sú s rozsahom bážicity 15 až 20 % An (oligoklasy). Ich percentuálne zastúpenie kolíše asi medzi 34—17 obj. %. Sú zväčša albitovo lamelované. Ak tvoria porfýrické vyrastlice, sú slabo alebo i zreteľne zonárne, môžu mať uzavreniny starších plagioklasov. Prekonávajú sericitizáciu rôzneho stupňa. U zonárnych živcov sericitizácia sa začína zvnútra v bážickejších zónach.

Draselné živce sú jednak vo forme ortoklasu, jednak vo forme

mikroklínu, ktorý je modrastej alebo tmavošedej farby. Mikroklín je často v pertitickom vývoji, najmä u vyrastlíc. Ale aj ortoklas máva zriedkavejší pertitický ráz. Pomer mikroklínu k ortoklasom je rôzny. Raz prevláda ortoklas, inokedy mikroklín. Percentuálne zastúpenie draselných živcov v bratislavskom granitoidnom masíve je menlivé a pohybuje sa medzi 18—33 obj. percent. V kyslejších typoch prevládajú draselné živce oproti plagioklasom, ale vo väčšine prípadov je ich menej ako plagioklasov. Pomer draselných živcov k plagioklasom sa pohybuje medzi hodnotami 3:2; 2:3; 2:4; posledné dva pomery sú najbežnejšie. Draselné živce sú voči sericitizácii odolnejšie ako plagioklas, čo platí najmä pri počiatočných štádiách dislokačnej metamorfózy.

Kremeň: Je zväčša alotriomorfny. Geneticky môže byť rôzny (magmatický, metasomatický, rekryštalizovaný). Pri tlakových účinkoch býva najčastejšie postihnutý drvením i rekryštalizáciou. Pri súčasnej sericitizácii živcov v tektonitoch zostáva často v sericiticko-kremitom pletive v podobe málo intenzívne porušených porfyrroklastov. Jeho množstvo sa v bratislavskom masíve pohybuje medzi 30—34 obj. percent. Pomerne zriedkavé je aj myrmekitické vystupovanie kremeňa v plagioklasoch.

Sludy: Sú zastúpené muskovitom a biotitom. Množstvo muskovitu sa pohybuje medzi 4—6 obj. %, ale sú aj typy s 11 % muskovitu u leukokratných žilných variet, resp. u okrajových diferenciátov. Množstvo biotitu v priemere prevláda nad muskovitom. Pohybuje sa medzi 5—10 obj. %. Najbežnejší pomer biotitu k muskovitu je 5:4; 6:4; 5:6; no nie sú zriedkavé aj typy čisto biotitické alebo s nepatrným množstvom muskovitu.

Muskovit: Môže byť primárne magmatický i vzniknutý muskovitizáciou živcov, a sekundárny, vzniknutý vybielením biotitu. Vtedy má malý uhol optických osí ($2V < 30^\circ$). V žulách silne dislokačne menených prichádza do úvahy aj muskovit vzniknutý rekryštalizáciou zo sericitu. Muskovit sa pri dislokačnej metamorfóze v podstate chemicky nemení, no mechanicky môže byť rôzne intenzívne porušený. Opačne je to s biotitom, ktorý zaznamenáva najrozmanitejšie premeny na iné sekundárne minerály (chlorit, muskovit, epidot, zoizit, hematit, magnetit, limonit, leukoxén, sagnetit atď.). Treba poznamenať, že práve v biotite sa koncentrujú početné akcesorické minerály, ktoré sa pri rozklade biotitu často uvoľňujú a umožňujú vznik ďalších minerálnych novotvarov. Rozptýlenie biotitu v hornine je obyčajne rovnomerné, môže byť nepravidelné — šmuhovité. To býva zväčša dôkazom hybridizácie horniny (resorpcie krýh sedimentárneho žulového plášťa).

Medzi akcesóriami, z ktorých väčšia časť bola už uvedená, treba ešte spomenúť zriedkavý turmalín, ojedinelý hyperstén, magnetit, hematit, pyrit a v hybridných žulách ojedinele andaluzit, staurolit, distén a silimanit.

Modranské granodiority v porovnaní s bratislavským dvojsľudovým granitom prejavujú v minerálnom zložení tieto odlišnosti (kvantitatívne dáta podľa 9 planimetrických analýz):

Živce sú bázickejšie. Ich bázicita sa pohybuje medzi 25—28 % An. Ide tu o kyslé až stredno-bázické andezíny. Ich zonárnosť je bežnejšia ako v Bratislavskom masíve. Živce sú spravidla už aj tam značne sericitizované, kde megaskopicky nepoznať účinok dislokačnej metamorfózy, prípadne zákalovite porušené rozkladnými produktmi. Bežná je aj albitizácia živcov v dôsledku alkalickéj metasomatózy, ktorá lokálne môže viesť až ku vzniku albititických alkalických hornín (oblasť Píly). Množstvo plagioklasov sa v modranskom granodiorite pohybuje medzi 44 až 30 obj. %. Z draselných živcov je mikroklin úplne podradný (malé množstvá sú najmä v porfyrovitých a v dvojsľudových typoch). Množstvo ortoklasu sa pohybuje medzi 16—24 obj. % a v pomere ku plagioklasom je v prevažnej časti hornín v menšom kvantitatívnom zastúpení. Pomer draselných živcov ku plagioklasom sa pohybuje medzi 1:4 až 1:1.

Množstvo kremeňa je okolo 20 obj. %.

Množstvo biotitu 15—17 obj. %. Biotitu pribúda s celkovou bázicitou horniny a často aj s jej jemnozrnnosťou (resorpčný charakter). Farba biotitu je gaštanovohnedá až čiernohnedá, pleochroizmus tmavohnedý až bleďožltohnedý. Primárny muskovit je v granodioritoch normálne len akcesorickou súčiastkou. Ostatné akcesórie sú podobné ako u typu bratislavského, s tým rozdielom, že pribúda viac rúd a amfibolu a Ti minerálov. Celkové množstvo akcesórií sa pohybuje medzi 1—1,3 obj. %, kým u bratislavských žúl medzi hodnotami 1,5 až 1,96 obj. %.

Charakteristické rysy malokarpatských tektonitov

V tejto časti budeme hovoriť o malokarpatských tektonitoch v takom poradí, ako je to uvedené v tabuľke tektonitov.

Kataklastické granity a granodiority Malých Karpát

Kataklastické granity a granodiority Malých Karpát sú horniny, medzi ktorými možno nájsť všetky možné prechody od slabo kataklasticky porušených hornín až po horniny, ktoré už podľa vonkajšieho vzhľadu sú silne zmenené, no pôvodné žulové štruktúry tu ešte dostatočne poznať. Slabo kataklastické horniny poznať jedine pod mikroskopom a megaskopicky sa

nijako nelíšia od normálnych žúl. Pri stredne kataklastických typoch začína sa už strácať jasné ohraničenie jednotlivých zŕn pôvodných granitoidných hornín, pričom je najmä biotit chemicky porušený, hoci je nie úplne rozložený. Viac rozložený biotit a sericit tvorí často viditeľné lemy okolo zŕn kremeňa alebo živca. Tak isto vývoj sericitu je už makroskopicky badateľný. Horniny majú nečerstvý vzhľad. Vcelku zbridlíčnenie nie je poznateľné alebo je len nepatrné. Farba horniny sa mení. Najčastejšie sa stáva tmavšou, modrastou; u silne kataklastických hornín znateľne poznať ich otmavenie. Koncentrácia tmavého pigmentu sa deje najmä na drobných sericitických pohybových plôškach, tvoriacich obal jednotlivých väčších zŕn kremeňa alebo živca, alebo sa zvyšuje množstvo pigmentu na drobných šmykových zónach. Pri modranských granodioritoch badať zreteľnejšie ako pri bratislavských tektonitoch sklon k snadnejšiemu zbridlíčneniu, no naproti tomu tmavé kataklázity, časté v oblasti Bratislavy, tu nebadať. Kataklastické granodiority Modranského masívu prejavujú mierne vyblednutie, pričom po biotitoch zostávajú spravidla zelenkavé škvrny, ohraničené neurčito od ostatných svetlých minerálov. Tieto svetlé, mierne bridličné kataklastické granodiority prechádzajú v niektorých oblastiach zväčša do hornín patriacich do skupiny epigranodioritu, mylonitu alebo epimylonitu.

Hlavné znaky kataklastických hornín pri mikroskopickom štúdiu

Premeny kremeňa

U slabo kataklastických žúl a granodioritových hornín pôvodná hypidiomorfná štruktúra zostáva v podstate zachovaná. Jednosmerné tlaky pôsobili deštrukčne najmä na kremeň a spôsobovali menšie trhliny v živcoch. Kremeň reaguje najcitlivejšie na kataklázu. Najprv dochádza k porušeniu mriežky kremeňa, ktoré sa prejavuje jeho undulozitou. Okrem toho vznikajú v ňom trhlinky. U niektorých zŕn sa lokálne na okrajoch kremeňa alebo v jeho trhlínkách začínajú vytvárať granoblastické kremité lemy. (Pozri tab. IV, obr. 3.) Tlakom porušený kremeň ešte len čiastočne dostáva nepravidelné členenie, pri ktorom nepravidelné sutúry členitosti väčších zŕn sú do seba výbežkovite, zubovite zaklínené. Takto sa začína rozpad veľkých zŕn kremeňa na menšie časti. Tento rozpad sa zatiaľ pri slabo kataklastickom štádiu týka len jednotlivých zŕn kremeňa, zatiaľ čo ostatné zrná kremeňa sa ešte nedostali do štádia tlakového členenia. Zostávajú nečlenené, sú iba silno undulózne.

U stredne kataklastických granitoidných hornín je už značne vyššie percento kremenných zŕn tlakove členených, a keď aj jednotlivé časti vznik-

nuté delením ešte držia pri sebe, najdú sa už aj také zrná, u ktorých dochádza k lokálnemu oddeľovaniu podľa jednotlivých trhlín. V tomto štádiu kataklázy je granoblastický vývoj kremenných zrníček už častejší. Okraje zrn majú často venčeky granoblastického kremeňa, ktoré v ňom miestami zachvacujú aj širšie zóny alebo celé okraje. Ide tu o granoblastickú rekryštalizáciu kremeňa, ktorá je spojená s migráciou molekúl kremeňa, SiO_2 . Dôkazom toho je vyplňanie puklín v živcoch touto granoblastickou mozaikou. O rekryštalizačnom charaktere svedčí aj neporušenosť mriežky granoblastických zrn, ktoré sú bez undulózneho zhášania, hoci okolitý kremeň je silne undulózný. Toto zistenie svedčí o tom, že migrácia molekúl SiO_2 deje sa už aj v počiatočných štádiách tektonometamorfného procesu.

V silno kataklastických žulách a v granodioritoch je kremeň už intenzívne drvený, jednotlivé drvené časti sú od seba posunované a väčšie kremenné zrná, porušené iba undulozitou, sú už zriedkavé. V mnohých výbrusoch granoblastická rekryštalizácia zrn kremeňa obyčajne chýba, pravdepodobne preto, lebo pohyby, ktoré sa opakovali, neumožňovali vznik takejto štruktúry, prípadne deštruovali už vzniknuté granoblasty. Väčšie úlomky, ktoré vznikli členením kremenných zrn, sú často posunované od materského zrna, z ktorého vznikli, hodne ďalej a tam tvoria ostrohranné, menšie, pomerne pravidelné úlomky, ktoré sú veľmi často obklopené živcovo-kremennou a sericitickou klastickou i blastickou základnou hmotou. Nerovnomerný stupeň drvenia u jednotlivých zrn stále dobre poznať, a kým jedny zrná sú dokonale drvené alebo i granoblasticky rekryštalizované, iné zrná zostávajú v štádiu členenia na pomerne veľké, kľukatými sutúrami ohraničené, ale neoddelené indivíduá. Nerovnomernosť drvenia kremenných zrn súvisí jednak so špecifickými tlakovými okolnosťami v jednotlivých častiach granitovej masy, jednak so schopnosťou minerálov obklopujúcich kremenné zrná odolávať mechanickým a chemickým zmenám odohrávajúcim sa pri tektonickej metamorfóze. Najmä v takých horninách, kde sa obzvlášť intenzívne prejavila sericitizácia živcov pri ich vyššej bázcite, ako to býva u epitektonitov — kremeň — zostáva v podobe pomerne veľkých porfyroblastov veľmi dlho neporušený a živcovo-kremitej a sericitickej spleti.

Živce v kataklastických granitoch

Pri dislokačnej metamorfóze granitoidných hornín veľmi značnú úlohu hrá pomer živcov ku kremeňu, pomer draselných živcov ku plagioklasom a bázcita plagioklasov. Draselné živce sú omnoho rezistentnejšie voči chemickým i mechanickým premenám ako plagioklasy, a preto tvoria často porfyroklastické jedince. Treba však poznamenať, že u malokarpatských

granitoidných hornín, kde množstvo draselných živcov je obyčajne menšie ako množstvo plagioklasov, draselné živce obyčajne netvoria porfyroklasty, ale spoločne s plagioklasmi podliehajú chemickému rozkladu na sericit a kremeň.

V prvom štádiu slabo kataklázovaných granitoidov plagioklasy a draselné živce zostávajú i chemicky i tlakovo málo dotknuté. Ich pôvodná kryštálová forma nie je podstatne porušená. Iba v niektorých zrnách vznikajú pukliny, ktoré otvárajú cestu intenzívnejšej sericitizácii živcov. Tak isto zrastové lamely, pozdĺž ktorých dochádza niekedy k pohybu, alebo plochy štiepatelnosti stávajú sa miestami pre intenzívnejší počiatočný rozklad živcov na sericit. Lamelované plagioklasy bývajú niekedy poprehýbané a pri silnejších tlakových účinkoch polámané. Zatiaľ čo plagioklasy, najmä bázickejšie, začínajú sa sericitizovať i mimo miesta, kde nastalo viditeľné porušenie mriežky, t. j. v celej svojej mase, draselné živce sa v prvých štádiách sericitizujú hlavne v blízkosti trhlín a zlomov alebo na okrajoch zrn. Lokálne možno pozorovať albitizáciu plagioklasov.

Pri stredne silno kataklázovanom granite a granodiorite dochádza k znateľnej deštrukcii mriežky živcov, ktorá sa prejavuje drvením a miestami aj undulozitou. Zdá sa, že pri tlakových účinkoch na draselný živce dochádza k zvýrazneniu mikroklinizácie. Križové zrastové lamely takýchto mikroklinov sú často deformované a potom sa jednotlivé lamely križujú pod ostrým uhlom. Podobne aj pertitizáciu často usnadňujú účinky deformáčnych síl. Poznať to podľa toho, že mikroklin-pertit má okrem pravidelných odmiešanií albitu aj odmiešaniiny, ktoré prebiehajú priečne v podobe súvislých žiliek. So zvyšovaním intenzity dislokačnej metamorfózy zvyšuje sa spravidla stupeň sericitizácie živcov. Platí to najmä pri plagioklasových granitoidoch s málo draselnými živcami.

V stredne silno kataklastických granitoidoch živce už strácajú pôvodnú neporušenosť a začínajú sa členiť na menšie časti, čo sa deje často podľa sieťovite sa križujúcich pukliniek, podľa ktorých sú jednotlivé časti zrna živcov posunované. Sericitizácia, ktorá postupuje od puklín, vytvára akúsi sľučkovú štruktúru, kde v strede sericitických zón ležia relikty nesoricitizovaných, tlakovo nedrvených živcov. Treba poznamenať, že rozpad živcov na drť nemožno vo výbrusoch tak jasne sledovať ako pri kremeň, ktorý sa chemicky nemení najmä preto, že klastézu živcov na menšie časti zastierajú početné minerálne novoprodukty. Preto v horninách kataklasticky postihnutých nájdeme obyčajne alebo štruktúry so živcami v počiatočnom štádiu dislokačnej metamorfózy, alebo pozorujeme už úplný klasťový a chemický rozpad živcov.

Pri silne kataklázovaných horninách okrem väčších porfyroklastických živcov možno už bežne poznať nepravidelne členitú živcovú xenoblas-

tickú spleť. Tieto horniny tvoria už prechod ku kataklázitom. Sericitizácia v tomto štádiu dislokačnej premeny hornín môže byť rôzne intenzívna, no vo väčšine prípadov pri malokarpatských granitoidoch býva značne silná. Sericitické xenoblasty vytvárajú sa často i v puklinách kremeňa, čo svedčí o možnosti migrácie molekúl sericitu deštruovanou hmotou tektonitu a zároveň jeho snadnú koncentráciu do zón, kde mal možnosť xenoblasticky, ba až lepidoblasticky vykryštalizovať.

Study

Muskovit je jeden z minerálov, ktorý v kataklastických granitoidoch okrem mechanického porušenia mriežky a drvenia nezaznamenáva podstatnejšie chemické sekundárne premeny. Preto pri mylonitizácii jeho prítomnosť nijako podstatne neovplyvňuje minerochemické preformovanie horniny. Muskovitických minerálov pribúda, pretože za istých okolností aj biotit sa mení na muskovit a aj xenoblasty sericitu môžu vykryštalizovať vo väčšie muskovitické individua.

Biotit: Pri dislokačnej metamorfóze sa chová opačne, pretože sa mení na rozmanité sekundárne minerály, ktoré minerochemicky podstatne ovplyvňujú zloženie celej horniny. O spôsobe premeny biotitu nerozhoduje len intenzita mechanického porušenia horniny, ale i ďalšie tektonometamorfne vplyvy. Prvým štádiom premeny biotitu je zmena jeho farby a pleochroizmu z tmavohnedej na tmavozelenú. V ďalšom sa tento biotit mení na minerály chloritovej skupiny, pričom najčastejším konečným produktom býva penín. Táto premena pri malokarpatských tektonitoch má však malý význam, pretože v najväčšej miere sa biotit mení na muskovit, pričom sa celé železo odmiešava v podobe zrníek magnetitu, resp. hematitu, ktoré tvoria alebo jemné dymové zákaly, alebo pomerne hrubozrnné zrnkové agregáty. Za iných metamorfných podmienok sa pri muskovitizácii biotitu odmiešané železo z horniny odstraňuje úplne, pravdepodobne pôsobením roztokov. Býva to obyčajne u kataklastických epigranitov a epigranodioritov, resp. mylonitov najmä v oblasti modranského, ale lokálne i bratislavského masívu. Zriedkavo sa biotit mení zasa na minerály epidot-zoizitovej skupiny. Hoci jednotlivé typy premien zodpovedajú istým špecifickým podmienkam metamorfózy, predsa sú dôkazy toho, že všetky uvedené minerály, ako chlorit, epidot a muskovit vzniknutý z biotitu, môžu sa ojedinele vyskytovať spolu, ako sa to zistilo v istom výbruse dokonca pri premene jedného biotitického zhľuku. Svedčí to teda o tom, že za istých metamorfných podmienok všetky uvedené sekundárne minerály môžu byť v metamorfnej rovnováhe.

Najčastejšou premenou biotitu v malokarpatských tektonitoch je jeho premena na muskovit, ktorú sprevádza uvoľnenie oxydov železa. Uvedený železný oxydický pigment podstatne ovplyvňuje vonkajší vzhľad horniny, najmä jeho farbu. V prvých štádiách muskovitizácie biotitu ide v podstate o odstránenie železa z biotitovej molekuly. Toto železo lemuje v podobe rudného pigmentu okraje pôvodného biotitu alebo sa koncentruje v štiepných trhlkách podľa spodovej plochy. Potom sa často stáva, že pri úplnej muskovitizácii biotitu a dokonalej sericitizácii základného pletiva tektonitov jedine zákonité rozloženie železných oxydov je svedkom primárnej existencie biotitu v pôvodnej hornine. V ďalších štádiách mylonitizácie kontúry oxydov železa, ktoré reliktné zostali po biotite, začínajú sa porušovať a zrnká oxydov Fe sa úplne rozptýlia, takže jedine zvýšené množstvo drobného pigmentu chaoticky rozptýleného v sericitickej hmote svedčí o prítomnosti primárneho biotitu v pôvodnej hornine. Inokedy sa pigment mobilizuje do pásov alebo šmykových zón v hornine. Muskovit, ktorý vznikol vybielením biotitu, má interferenčné farby ako primárny muskovit, má však viac agregátny vzhľad a menší uhol optických osí. Sagenit a leukoxén, ktoré sa vytvorili ako zložky vzniknuté premenou prímerí z primárneho biotitu, sú veľmi často pozorované.

Kataklázity malokarpatského kryštalinika

Malokarpatské kataklázity predstavujú extrémne dovŕšenie deštruktívnych premien minerálov, ktoré prekonal každý minerál. Znamená to teda úplnú mikrobrekcitizáciu horniny, ktorá sa na nepoznanie zmenila, takže sa úplne alebo takmer úplne odstránili primárne štruktúry horniny pri pomerne malej celkovej rekryštalizácii. Kataklázity v Malých Karpatoch vznikajú jedine v extrémne kyslých granitoidných varietách s vysokým obsahom ortoklasu, kremeňa a kyslého živca. Bridličnatosť horniny len slabo poznať a pod mikroskopom nepoznať usmernenie vývoja granoblastov, resp. klastického prachu. Farba horniny býva obyčajne tmavá, až grafitu podobná. Na rozdiel od menej metamorfovaných hornín nie je taký veľký rozdiel medzi porfyroklastmi a základným pletivom, pozostávajúcim zo submikroskopických až veľmi jemnozrnných minerálnych úlomkov. Porfyroklasty bývajú jedine z kremeňa a nebaďať na nich predĺženie spôsobené vyvalcovaním, ktoré pri kataklázitoch nezaváži. Pod mikroskopom sa tieto kataklázity zdajú byť klastickými sedimentmi psamitického vzhľadu s väčšími ostrohrannými úlomkami kremeňa, pomerne rovnomerne rozptýlenými v celej mase horniny.

Treba poznamenať, že v Malých Karpatoch nájdeme takýchto kataklá-

zitov pomerne málo, bežnejšie sú prechodné formy, ktoré stoja medzi kataklastickými granitoidmi a kataklázitmi v pravom slova zmysle (Quense-love mylonity sensu stricto), alebo najviac medzi kataklastickými horninami a mylonitmi, resp. epimylonitmi. Malokarpatské kataklázity prejavujú — zväčša proti pravidlu — ešte značnú nerovnomernosť štádia drvenia jednotlivých minerálov. V tom istom výbruse býva kremeň rozdrvený na drobné xenoklasty, no nájdú sa ešte vždy aj zrná v počiatočných štádiách drvenia, t. j. nedostatočne členené na menšie časti. V malokarpatských kataklázitoch bývajú živce dokonalejšie rozdrvené, zachovali sa len ojedinelé o málo väčšie reliktý živcov. Premena biotitu je podobná ako u kataklastických žúl s tým rozdielom, že tu dochádza jedine k muskovitizácii biotitu a k ďalšiemu rozdrveniu muskovitizovaných agregátov.

U malokarpatských tektonitov možno všeobecne konštatovať, že intenzívna deštrukcia bola spôsobovaná najmä v súvislosti s vyvalcovaním horniny. Preto v Malých Karpatoch najviac drvené horniny sú mylonity a ultramylonity a o mnoho zriedkavejšie sú pravé kataklázity.

Mylonity a ultramylonity

Na prvý pohľad sa mylonity od kataklastických hornín líšia zjavným zbridičnatením, ktoré pri ultramylonitoch prechádza do tenkobridličných tektonitov. Tieto horniny vznikajú v úzkych zónach maximálnych tlakových účinkov, zatiaľ čo kataklastické granitoidné horniny tvoria pri dislokáciách širšie okrajové polohy. Makroštruktúry pôvodných hornín sú metamorfózou úplne alebo takmer úplne zastreté a len u prechodných typov u mylonitizovaných granitoidov ich ešte slabo poznať. Mylonity bratislavského masívu môžu byť šedé, tmavošedé, až úplne tmavé — „grafitoidné“ (oblasť Borinky), ale inde (lom obce Svätý Jur) môžu byť úplne svetlé, vybielené a vtedy sú svetlozelenej až voskovej farby. Mylonity a ultramylonity sú na omak masťného charakteru, biotit je úplne muskovitizovaný, a preto pri megaskopickom pozorovaní hornín ho nevidieť. Jedine zelenkasté škvrnky v hornine svedčia o jeho primárnej prítomnosti. V mylonitoch, ultramylonitoch, epimylonitoch a fylonitoch poznať pri megaskopickom pozorovaní v sericitickej zelenkastej alebo tmavej hmote očká alebo podlhovasté šošovky kremeňa podobne, ako to býva u niektorých porfyroidov Spišsko-gemerského rudohoria.

Pod mikroskopom poznať, že drvenie minerálov granitu je veľmi pokročilé a že sa týka všetkých minerálnych jedincov tvoriacich horninu. Dôkazy diferenciálneho pohybu sú veľmi zrejmé, najmä z podlhovastého tvaru väčších porfyroklastov kremeňa alebo z ich vyvalcovania do šošoviek,

prípadne až do podlhovastých pruhov (pozri obr. 12, tab. VI), čo spôsobuje znateľnú lamináciu horniny.

Kremeň býva často granulovaný, najmä ak tvorí podlhovasté šošovky alebo pásma, no i v štádiu mylonitov nájdú sa väčšie, menej porušené porfyroklasty kremeňa, ako aj väčšie úlomky kremeňa, ktorý sa pri valcovaní posunul od materského individua pomerne ďaleko do živcovej drti. Celková mikroštruktúra je granoblasticko-porfyroklastická s viac alebo menej intenzívnym xenoblastickým alebo lepidoblastickým vývojom sericitu. V mylonitoch a v ultramylonitoch granoblasty kremeňa majú rekryštalizačný charakter a zväčša nie sú kremennou mylonitickou drťou, ako je to častejšie pri kataklázitoch. Migrácia SiO_2 je pomerne jednoduchá, a preto sa umožňuje vznik kremitého granoblastického páskovania (pozri obr. 2, 4, tab. VI), prípadne vyplňanie pukliniek kremennými granoblastmi.

Živce sú dokonalejšie rozpadnuté na drť ako kremeň, no ich rekryštalizácia bez chemickej premeny, ako to býva u kremeňa, je pomerne zriedkavá a len ojedinele boli pozorované granoblasty albitu. Silne drvené živce zaznamenávajú intenzívnu premenu na sericit a kremeň. U mylonitov a u ultramylonitov už nebadáme porfyroklasty živcov väčších rozmerov. Sú to len malé reliktory zriedka pozorované vy základnom živcovo-kremennom pletive (pozri obr. 3, 4, tab. V). Preto porfyroklasty mylonitov a ultramylonitov v Malých Karpatoch tvoria jedine kremene. Muskovit je u mylonitov silne poprehýbaný, drvený alebo úplne rozlámaný. Biotit je dokonale muskovitizovaný. Pritom železitý pigment sa alebo udržal pohromade, ohraničujúce kontúry biotitu a jeho štiepných trhlín, alebo je v rôznom štádiu rozptýlenia, alebo bol úplne odstránený. Tak je to u svetlých mylonitov. Mikrotextúra mylonitov a ultramylonitov je lentikulárna alebo až páskovaná (pozri obr. 2, 3, 4, 6, tab. VI). V závislosti na intenzite mylonitizácie znižuje sa aj rozmer porfyroklastov čo do počtu i čo do rozsahu. Hornina sa čoraz viac homogenizuje.

Poznamenávame, že najčastejšie s intenzitou dislokačnej metamorfózy u malokarpatských granitoidných hornín vzrastá i stupeň rekryštalizácie, čo vedie ku vzniku rôznych foriem epitektonitov (epimylonitov a fylonitov), ktoré majú s ohľadom na svoje kvantitatívne zastúpenie medzi tektonitmi značný význam. Naproti tomu typické mylonitické ruly (mylonitgneis) a blastomylonity sú medzi malokarpatskými tektonitmi bezvýznamné. Jedine v málo prípadoch podarilo sa nájsť akési prechodné formy medzi mylonitmi a mylonitovými rulami.

Epitektonity malokarpatských granitoidných hornín

V predchádzajúcich kapitolách sme už poukázali na to, že vznik epitektonitov je dosť charakteristický nielen pre malokarpatské kryštalínikum,

ale pre jaderné pohoria Západných Karpát vôbec. Už sme tiež podali vysvetlenie definície epitektonitov a základné rozdiely, ktorými sa líšia od kataklázitov a mylonitov na strane jednej a od mylonitických rúl a blastomylonitov na strane druhej. Zdôraznili sme, že pre epitektonity je charakteristický neúmerne intenzívny vývoj sericitu. Preto je potrebné zaoberať sa otázkou príčin zvýšenej sericitizácie mechanicky porušených hornín.

Z doterajších pozorovaní možno predpokladať, že u malokarpatských tektonitov ide o sericitizáciu trojakého typu, pričom sa jednotlivé štádiá sericitizácie odohrávali s rozličným časovým odstupom vzhľadom na priebeh vlastnej mechanickej premeny horniny.

V staršej literatúre už dávno bolo zistené, že sericitizácia prebieha súčasne s mylonitizáciou horniny. Ide o tzv. „Deformationsverglimmerung“. Táto sericitizácia, ktorá prebieha súčasne s deštrukciou minerálnych zložiek, hrá u malokarpatských hornín dôležitú úlohu, no jej intenzita je približne úmerná stupňu kataklázy, resp. mylonitizácie hornín. Za normálnych podmienok dislokačnej metamorfózy sericitizácia (Deformationsverglimmerung) neprevyšuje čo do intenzity stupeň deformácie.

U tých sericitických tektonitov, kde vývoj sericitu je neúmerne vyšší, ako možno očakávať vzhľadom na intenzitu mechanickej deformácie hornín, treba predpokladať, že k ďalšej sericitizácii došlo v období, keď hornina už bola deštruovaná a mechanicky pripravená pre zvýšené pôsobenie roztokov zapríčiňujúcich chemickú výmenu iónov a migráciu. V dôsledku toho bolo možné urobiť intenzívnu chemickú premenu minerálov. V modranskom granodioritovom masíve sa pri štúdiu tektonitov zistilo, že k neúmernej sericitizácii dochádza práve v oblasti zavrásnenia mezozoických sérií alebo — v oblasti bratislavského masívu — na styku kryštalinika s mezozoikom. Pravdepodobne táto prítomnosť zavrásnených mezozoických sérií dávala špecifické možnosti zvýšeného prúdenia a cirkulácie roztokov v deštruovaných horninách a tak premenu kataklázitov a mylonitov na epitektonity rôzneho charakteru. Tento záver možno potvrdiť tým, že v tom istom modranskom masíve v oblasti medzi Veľkým Trním a Modrou, kde sa nachádzajú tektonity typu kataklastických granodioritov, mylonitov a ultramylonitov, je vznik epitektonitov omnoho zriedkavejší ako v oblasti zóny kremencov. Tu vznikali epitektonity i tam, kde dislokačná metamorfóza nebola veľmi intenzívna. Z toho možno usudzovať, že sericitizácia sa dovŕšila už po uskutočnení hlavnej mechanickej deformácie hornín, vďaka pôsobeniu chemicky aktívnych roztokov a že sa diala bez priamej súčasnej závislosti na tomto procese drvenia.

Tretí účinok sericitizácie sa prejavil lokálne, najmä v súvislosti so vznikom leukokratných hrubozrnných, silne muskovitických žilných žúl, ktoré sa vyskytujú v bratislavskom granitoidnom masíve, a to v oblasti na západ

od Hliníka a na severovýchod od Borinky. Táto sericitizácia má isté znaky pôsobenia hydrotermálnych roztokov, a to v súvislosti s procesmi pegmatizácie, resp. hydrotermálneho zrudnenia, ktoré sa v istých miestach tejto oblasti prejavilo vo forme impregnácií zlatonosného pyritu a elementárneho zlata. Na základe uvedeného treba teda časť silne sericitických hornín považovať za horniny hydrotermálne zmenené pod účinkom endogénnych vplyvov prejavujúcich sa hydrotermálnym prínosom pyritu, ktorý sa v uvedených leukokratických žilných horninách obyčajne vyskytuje. Nakoľko je však proces zrudnenia starší ako alpinská dislokačná metamorfóza, táto sericitizácia nemá nič spoločného s procesom deformačného zosľudovatenia hornín. No práve tá okolnosť, že tektonické pohyby sa lokálne odohrávali v horninách už predtým značne sericitizovaných, viedla miestami k silnému zbridlíčeniu týchto hornín, ako aj ku vzniku rozmanitých svetlých epitektonitov.

Malokarpatské epitektonity predstavujú petrograficky a štruktúrne veľmi pestrú skupinu hornín, ktorá prejavuje najužšie vzťahy k málo kataklázovaným granitom, kataklázitom, mylonitom a ultramylonitom. V Malých Karpatoch je mnoho hornín, ktoré treba označiť ako *epigranity*, resp. *epigranodiority*. Sú to horniny, ktoré majú takmer úplne sericitizované alebo inak rozložené živce, hoci je zachovaná pôvodná horninová štruktúra. Sericit je v týchto horninách veľmi jemnozrnný až submikroskopický, je šupinkovite xenoblastický a úplne zatláča živce. Je samozrejmé, že u týchto hornín nemožno predpokladať, že by sa sericitizácia diala jedine v závislosti na dislokačnej metamorfóze, ktorá ju v malej miere postihla. U kataklastických epigranitov a epigranodioritov zreteľnejšie poznať, že sericitizácii predchádzala intenzívnejšia deštrukcia hornín. Kremene sú silnejšie porušené, značne undulózne, drvené a do rôznej miery členené. Pravdepodobne aj živce boli postihnuté silnejším rozdrvením na úlomky, ale pre sericitizáciu nemožno stupeň ich klastézy rozoznať. Hornina pod mikroskopom vyzerá tak, že jednotlivé zrná mechanicky rôzne porušeného kremeňa ležia v jemno šupinkatej sericitickej hmote, ktorá len čiastočne začína rekryštalizovať vo väčšie podlhovasté xenoblasty sericitu, obyčajne ohýbané pozdĺž okrajov väčších kremenných porfyroklastov. Biotit býva muskovitizovaný alebo zriedkavo aj inak premenený (chloritizovaný).

U epimylonitov badať silnejšiu rekryštalizáciu sericitických xenoblastov vo väčšie celky značne pretiahnutých individuí. Tieto nematoblasty až fibroblasty prúdovite obtáčajú porfyroklasty kremeňa, ktorých stupeň kataklázy závisí od stupňa mylonitizácie tektonitu. Zo živcov a biotitu sa spravidla nezachovali žiadne relikt. Jedine primárny muskovit, rôzne deformovaný, pretrval priebeh premeny horniny. Textúra epimylonitu je usmernená, rôznorodne lentikulárne so štruktúrou nematoblasticko-porfy-

roklastickou, pričom porfyroklasty tvorí kremeň a lepidoblasty sericit, ktorý môže rekryštalizáciou (Sammelkristallisation) narásť do rôzne veľkých individuí muskovitého charakteru. Závisí to od stupňa rekryštalizácie základného pletiva. Intenzitu mechanickej deformácie môžeme odhadnúť jedine podľa stupňa deformácie kremenných porfyroklastov.

Granitový epimylonit-fylit, granitový fylonit vzniká vystupňovaním klastézy a blastézy do extrémnej miery. Na silnú klastézu poukazuje drobnosť porfyroklastických reliktov, na silnú blastézu poukazuje intenzívna sericitická rekryštalizácia, pri ktorej sbernou kryštalizáciou vznikli väčšie muskovitické individuá, na ktorých ľahko poznať sekundárny charakter ich genézy. Sericiticko-muskovitické pletivo prúdovite obkolesuje reliktu porfyroklastického kremeňa, ktorý je rôzne granoblasticky rozpadnutý (pozri obr. 6, tab. VI).

Vonkajší vzhľad týchto hornín sa podobá silno sericitizovaným ultramylonitom. Pre fylonity je charakteristická odľučnosť a rozpad podľa nerovných hrboľkovitých plôch, pričom nerovnosť spôsobujú porfyroklastické reliktu kremeňa.

Mylonitové ruly a blastomylonity Malých Karpát

Typický vývoj týchto hornín sa v študovaných výbrusoch nezistil, no predsa nemožno povedať, že by lokálne nevznikali i také tektonity, ktoré by zodpovedali mylonitovým rulám (mylonitgneis) a blastomylonitom tak, ako sme tieto horniny charakterizovali v predchádzajúcej časti tejto práce. Prechodné typy, kde granoblastický vývoj kremeňa a granoblastická rekryštalizácia živcov, ako aj dobre individualizované nematoblasty sekundárneho muskovitu nachádzajú sa vo zvýšenom množstve, boli pod mikroskopom pozorované. No práve preto, že z početných výbrusov našli sa takéto typy hornín len ojedinele, usudzujeme, že malokarpatské tektonity ich majú málo, azda len výnimočne.

*Katedra nerastných surovín
Fakulty geologicko-geografických vied
Univerzity Komenského, Bratislava*

LITERATŮRA — ЛІТЕРАТУРА — SCHRIFTTUM

* Literatúra označená hviezdičkou nebola autorovi k dispozícii a je mu známa len z citácii.

Andrian F.— K. M. Paul, 1864: *Die geologischen Verhältnisse der Kleinen Karpathen und der angrenzenden Landgebiete im nordwestlichen Ungarn*. Jahrb. d. geol. Reichanst., XIV. Bd. pag. 325—367. Bearth P., 1933: *Ueber Gangmylonite der Sil-*

vretta. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Vol. 13, pp. 347—355. Bearth P., 1952: *Geologie und Petrographie des Monte Rosa*, Bern. Beck H.—Vetters H., 1904: *Zur Geologie der Kleinen Karpathen*. Beiträge zur Paläontologie u. Geol. Oest.-Ung. Bd. XVI, Wien u. Leipzig. Grubenmann—Niggli, 1924: *Die Gesteinsmetamorphose I*. Allgemeiner Teil, Berlin. Hammer W., 1914: *Das Gebiet der Bündnerschiefer im tirolischen Oberinntal*, Jahrbuch d. k. k. Geologischen Reichsanstalt, Wien, Vol. 64, pp. 443 až 566, 31 figg. tavv. 21—26. Heim A., 1921: *Geologie der Schweiz*, II—I, Leipzig. *Holmquist P. J., 1910: *Die Hochgebirgsbildungen am Torne Träsk in Lappland*. Geol. Fören. i Stockholm Förhand, Vol. 32, pp. 913—983. Knopf E. B., 1931: *Retrogressive Metamorphism and Phyllonitization*, Part I, American Journal of Science, pp. 1 až 27. Koutek J., 1930: *Geologická studie na severozápadě Nizkých Tater*. Sborník St. geolog. ústavu ČSR. Koutek J.—Zoubek V., 1936: *Zpráva o geologických studiích a mapování v okolí Bratislavy*. Věstník Stát. geol. úst. ČSR XII, čís. 3—4, pp. 67 až 84. *Königsberger Joh., 1910: *Die kristallinen Schiefer der zentralschweizerischen Massive und Versuch einer Einteilung der kristallinen Schiefer*, Comptes rendus, Congrès géologique International, Stockholm, pp. 667—669. *Lapworth Ch., 1885: *The Highland Controversy in British Geology; its Causes, Course, and Consequences*, Nature, London, Vol. 32, pp. 558—559. Malaroda R., 1946: *Revisione e aggiornamento della sistematica delle tettoniti a deformazione post-kristallina (Miloniti I. s. Auct.)*. Estratto dai Rendiconti della Società Mineralogica Italiana, III. Quensel P., 1916: *Zur Kenntnis der Mylonitbildung, erläutert an Material aus dem Kebnekaisegebiet*, Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala, Vol. 15, pp. 91 až 116, tavv. 4—7. Richarz P. S., 1908: *Der südliche Theil der Kleinen Karpathen und die Hainburger Berge*. Mitt. d. geol. Gesellsch. Wien I. Rüger L., 1927: *Über Blastomyloniten*. Notizblatt des Vereines für Erdkunde u. d. hessischen Geol., I-A zu Darmstadt, 5 Folge 10 Hf. Sander B., 1912: *Ueber tektonische Gesteinsfazies*, Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt, Wien, N. 10, pp. 249—257. *Ueber einige Gesteinsgruppen des Tauernwestendes, Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, Vol. 62, 1912, pp. 219—287, tavv. 11—12. Schüller A., 1942: *Beiträge zur regionalen Petrographie des Prävaristischen Faltengebirges*, M. P. Mitteilungen, Leipzig. Streck-eisen A., 1928: *Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graubünden)*. Schweizer. Mineralog. und petrographischen Mitteilungen, Bd. VIII, Hf. 9. Staub R., 1915: *Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge*, Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich, pp. 55—336. Termier P., 1911: *Sur les mylonites de l'Isle d'Elbe*, Comptes Rendus des Seances de l'Academie des Sciences de Paris, pp. 826—838. *Termier P., 1920: *Les mylonites de la Quatrième écaille brianconnaise*, Comptes Rendus des Seances de l'Academie des Sciences de Paris, Vol. 171, pp. 653—657. *Tromp S. W., 1931: *La géologie du valle del Bitto et la tectonique des Alpes Lombardes*, Leidsche Geologische Mededeelingen, Vol. 4, pp. 123—320, tavv. 18—22. *Waters A. C. & Campbell C. D., 1935: *Mylonites from the San Andreas Fault Zone*, American Journal of Science, Vol. 29, pp. 473—503. Wenk Ed., 1934: *Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins*, Schweiz. Min. Petr. Mitt., Vol. 14, pp. 195—278. Zoubek V., 1936: *Diority okolí Bratislavy jako příklad magmatické diferenciacie in situ*. Věda přírodní. roč. 17, čís. 6/8, pp. 222—225. Zoubek V., 1936: *Poznámky o krystaliniku záp. Karpat. — Bemerkungen über das Kristallin der Westkarpathen*. Věstník Stát. geol. úst. ČSR, XII, str. 207—239. Zoubek V.—Koutek J., 1936: *Vysvetlivky k listu Bratislava*. Knihovna SGUČS. Praha.

Vysvetlivky k mikrofotografiám:

Fotografoval L. Oswald

Tabuľka IV.

- Obr. 1. Lom Sv. Jur. Slabo kataklastický granit. Porušené kryštály muskovitu. Zväčšenie 35×, nikoly poloskrižené.
- Obr. 2. Oblasť na SV od Borinky. Kataklastický epigranit. Muskovitizovaný biotit lemovaný magnetitovým pigmentom, ktorý sa koncentruje v trhlkách štiepateľnosti pôvodného biotitu. Stredná, tmavošedivá časť sú sericitizované živce. Zväčš. 35×, rovnobežné nikoly.
- Obr. 3. Lom Sv. Jur. Stredno kataklastický granit. Granoblastický rozpad kremeňa na okrajoch zrna, ako aj na vnútornej sutúre tlakového členenia. Zväčš. 35×, skrížené nikoly.
- Obr. 4. Oblasť Harmónie na SZ od Pfefferberga. Stredno kataklastický granodiorit, neúplná, pomerne hrubá minerálna drvina s málo pokročilou sericitizáciou. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 5. Oblasť Harmónie na SZ od Pfefferberga. Kataklastický epigranodiorit v sericitizovanom základnom pletive, reliktná xenoklasticko-porfyroklastická kremenná drvina. Kremene neprejavujú známky vyvalcovania. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 6. Oblasť na SV od Borinky (háj. Horvátka). Svetlý muskovitický epigranit, zrná kremeňa „a“ porušené zväčša len do štádia undulózneho zhášania sú obklopené úplne sericitizovanými živcami, šupinky sericitu sú mikroxenoblastického charakteru. Zväčšenie 13×, nikoly skrížené.

Tabuľka V.

- Obr. 1. Lom pri Kupferhammeri na SV od Borinky. Nezreteľne bridličný, tmavý, silne kataklastický epigranit. Porfyroklasty kremeňa v jemnozrnnom až submikroskopickom mikroxenoblastickom sericiticko-živcovom základnom pletive. Zväčšenie 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 2. To isté, detail základného pletiva. Relikty živcov sú zatlačované mikroxenoblastmi sericitu. Zväčš. 56×, skrížené nikoly.
- Obr. 3. Lom Sv. Jur. svetlý, slabo usmernený granitový kataklázit. Silná deštrukcia všetkých zrn, kremeňa a živcov. Zatiaľ čo kremeň vytvára drobné mikroganoblasty „a“, živce „b“ tvoria drobné granoklasty v minerálnej drvine, slabo sericitizovanej. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 4. To isté, zväčšené 35×, skrížené nikoly.
- Obr. 5. Vinice Velké Třnie. Bridličný mylonitizovaný granodiorit. Úlomky minerálov s viditeľným účinkom vyvalcovania. Biotit (čierne) tiež šošovkovite vyvalcovaný, ale chemicky nerozložený. Sericitizácia živcov dobre znateľná. Tento typ charakterizuje širšiu oblasť okolia medzi Třníom a Modrou. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 6. Harmónia na SZ od Pfefferberga. Granodioritový bridličný mylonit, žltozelenkastej farby, so sekrečnou žilkou, značne rezistentnou voči drveniu (horné pole). Kremeň a ortoklasy sú v žilke len kataklasticky porušené, a medzi nimi sa nachádza zrnko epidotu (tmavé). Spodnú polovicu tvoria paralelne pretiahnuté väčšie kryštály kremeňa v živcovo kremitej, pomerne silne sericitizovanej základnej hmote. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.

- Obr. 1. Lom obce Sv. Jur, svetlý mylonitizovaný granit až mylonit. Silná destrukcia a vyvalcovanie spôsobila rozpad živcov na jemnú drvinu „a“ a vyvalcovanie kremeňa do pretiahlych porfyroklastov „b“. Porfyroklasty kremeňa sú na okrajoch granoblasticky členené. „c“ sericitizácia pomerne malá. Zväčšené 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 2. Lom obce Sv. Jur, svetlý bridličný ultramylonit. Zrná kremeňa sú vyvalcované a granoblasticky rozpadnuté do pretiahlych pásov — svetlé. Základné pletivo je z drvinu a xenoblastov, živcov a sericitu (šedé). Tmavé pružky sú sericitické polohy zakalené jemným Fe pigmentom, ktorý je zvyškom po biotite. Sericitizácia pomerne malá. Je to extrémne štádium mylonitizácie. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 3. Lom obce Sv. Jur, svetlý bridličný epimylonit. Usmernená lentikulárna textúra. Porfyroklasticko-lepidoblastická až nematoblastická štruktúra, svetlé porfyroklasty kremeňa v úplne sericitizovanom lepidoblastickom základnom pletive. Zväčšené 13×, rovnobežné nikoly.
- Obr. 4. To isté. Detail jedného porfyroklastického individua „a“, ktorý podľa hol granoblastického rozpadu (Kornzerfallstruktur). Iné porfyroklasty kremeňa rozpadu nepodľahli „b“. Živce sú sericitizované „c“. Zväčš. 35×, skrížené nikoly.
- Obr. 5. Lom Železná studienka—Bratislava. Bridličný mylonitizovaný epigranit tmavej farby. Nezreteľne lentikulárna usmernená textúra. Nerovnomerne porfyroklastická štruktúra s mikroxenoklasticko-lepidoblastickým základným živcovo-kremeň-sericitickým pletivom. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.
- Obr. 6. Oblasť Harmónie na SZ od Pfefferberga. Jemnobridličný epimylonit-fylit (fylonit). Vyvalcované porfyroklasty kremeňa ležia v úplne sericitizovanom základnom pletive. Zbernou kryštalizáciou vytvárajú sa zo sericitu veľké, lepidoblasticky členené, súčasne zhašajúce sericiticko-muskovitické agregáty, ktoré v podobe prúdov obkolesujú živcové porfyroklasty. Zväčš. 13×, skrížené nikoly.

БОГУСЛАВ ЦАМБЕЛ

ТЕКТОНИТЫ ГРАНИТОИДНЫХ ПОРОД МАЛЫХ КАРПАТ

(Табл. IV—VI)

В своей работе автор дает очерк развития взглядов на различные тектонометаморфические продукты и устанавливает их номенклатуру. Отмечая, что до настоящего времени нет единства в употреблении терминов для обозначения различных типов тектонитов, он указывает на основные различия в толковании терминов разными авторами. Затем он разбирает работу Э. Б. Кноpf (E. B. Knopf) и Р. Малароды (R. Malagoda), которые пытаются дать обзор всех применяемых к тектонитам терминов, а также приводят собственную классификацию с указанием синонимов, встречающихся у различных авторов.

В связи с изучением тектонитов Малых Карпат, которые представляют из себя разнообразнейшие продукты дислокационного метаморфизма выяснилось, что значительную часть этих пород нельзя отнести ни к группе милонитов, ни к группе милонито-гнейсов и бластомилонитов. Автор предлагает поэтому расширить классификацию тектонитов, введя группу „эпитектониты“. Схема их подразделения дана на прилагаемой таблице. По толкованию автора термин тектонит можно применять к любому продукту дислокационного метаморфизма.

Подвергаясь дислокационному метаморфизму, гранитоидные породы Словакии, которые по большей части представлены гранодиоритами со значительным количеством биогита, дают обычно сланцеватые кристаллобластические производные, содержащие много серицита; кристаллобластез сильно преобладает над кластезом (катаклазом). При этом породы часто приобретают филлитонидный характер, образуется много серицита, но метаморфизация не доходит до следующей стадии, на которой в результате кристаллобластеза из серицита и кварца интенсивно возникает альбит. Эпитектониты Западных Карпат нельзя отнести к группе гранито-гнейсов и blastsмилонитов, для которых характерна гранобластическая перекристаллизация, связанная с развитием кристаллизационной сланцеватости, так как эта последняя не является у них преобладающей.

Предлагая свою классификацию тектонитов, автор учитывает следующие признаки

- а) степень катаклаза — кластеза,
- б) наличие дифференциальных подвижек вещества в породе,
- в) степень перекристаллизации (кристаллобластеза) с учетом минералогических количественных и качественных анализов пород. Различаются породы с преобладающим кластезом (катаклазом) и породы с преобладающей перекристаллизацией. Среди первых выделяют породы катаклазированные и милонитизированные на основании присутствия или отсутствия дифференциальных подвижек вещества. Породы с преобладанием кристаллобластеза автор делит на два основных типа. К первому относятся эпитектониты, т. е. такие породы, в которых главную роль играют эпиметаморфические изменения минералов, в частности сильная серицитизация. Они стоят на переходе между катаклазитами и милонитами с одной стороны, милонито-гнейсом, blastsмилонитом и кристаллическими сланцами — с другой. Эти породы нельзя отнести к группе пород, характеризующихся преобладанием катаклаза, но и перекристаллизация их проявилась очень односторонне, т. е. привела к образованию серицита, в то время как перекристаллизация полевых шпатов и кварца не получила достаточного развития. Следовательно их нельзя отнести к группе милонито-гнейсов и blastsмилонитов. В эпитектонитах серицитовый кристаллобластез — в некоторых случаях мусковитизация — часто не зависят прямо от интенсивности катаклаза. Породы этой группы относительно слабо затронуты дислокационным метаморфизмом, но сильно серицитизированы. Там, где образование серицита сопровождается сильной милонитизацией, получаются тонко-сланцеватые, жирные на ощупь, гранитные филлониты. Можно различить три типа серицитизации тектонитов Малых Карпат. Самой обычной является серицитизация, которая происходит одновременно с милонитизацией породы — это так называемое „деформационное ослюдение“ (Deformationsverglimmerung). Она играет важную роль, но ее интенсивность обыкновенно соответствует степени катаклаза или милонитизации пород. При нормальных тектонометаморфических условиях она в большинстве случаев развита не более, чем деформация.

Приходится предполагать, что при образовании серицитовых тектонитов несравненно более богатым серицитом дальнейший процесс серицитизации проходил под сильным воздействием растворов, вызвавших химическую миграцию ионов, в результате которой минералы претерпели значительные изменения. Серицитизация этого типа настала после того, что порода подверглась основному разрушению, причем механическая подготовка милонитов дала возможность растворам легче циркулировать в зонах нарушений. Необычайно сильная серицитизация тектонитов и образование различных видов эпитектонитов наблюдается в области Малых Карпат там, где при образовании складок в толщину кристаллических пород были завлечены мезозойские серны, или в окраинных частях на контакте кристаллических массивов с мезозоем осадочной серны обо-

Преобладает механическое разрушение — кластез (катаклаз)

← Усиление кластеза (катаклаза)

А. Без развальцовки

I. Катакластические породы

- а) слабо катаклазированный гранит
- б) средне катаклазированный гранит
- в) сильно катаклазированный гранит

II. Катаклазиты:

гранитовый катаклазит

Б. С развальцовкой

(с дифференциальными подвижками вещества и процессами перетирания)

I. Милонитизированный гранит

II. Гранитовые милониты

III. Гранитовые ультрамилониты

I. Породы сохранившие внешне заметную первоначальную макроструктуру; единственно породы, подвергшиеся сильному катаклазу, потеряли свой прежний вид. Несланцеватые или слабо рассланцованные. Под микроскопом видно лишь частичное раздробление минералов даже в тех случаях, когда можно установить, что они испытали изменение. Деление на слабо, средне и сильно катаклазированные типы субъективно, но у сильно катаклазированных пород превращение отдельных минералов в микробрекцию очень значительное. Наблюдается, однако еще довольно много нераздробленных минералов. Синонимы: Маларода (1946), какириты — Тромп, какириты — Квенсель, для типа „а“, катаклазиты — Венк.

II. Породы, у которых первоначальная структура трудноразличима или вообще неразличима, часто очень плотные, темные, зеленоватые, с сильно раздробленными отдельными минералами — несланцеватые. Синонимы: Маларода, какириты — Холмквист, катакластический гранит — Штауб, милонит и ультрамилонит в узком смысле слова — Квенсель; Грубенман—Ниггли, Тирель; милонит — Венк; породы раздробленные без развальцовки (roches écrasées sans laminage) — Термье.

I. Порода с трудно распознаваемой макроструктурой исходного материала. Отдельные минералы (но не все) развальцованы и раздроблены. Стоят на переходе от катаклазированных пород к милонитам. Сланцеватость ясно выражена.

II. Породы с трудно различимой или неразличимой первоначальной структурой; часто темного цвета, сланцеватые, неплотно-чешуйчатые, с многочисленными большими, не вполне раздробленными порфирокластами кварца. Иногда имеют вид порфирондов. Основная ткань состоит из мелких агрегатов перетертых осколков и продуктов разложения полевых шпатов, главным образом из серицита. Значительная гранобластическая перекристаллизация наблюдается лишь у кварца. Синонимы: Лапворт; породы раздробленные и развальцованные (roches écrasées et laminées) — Термье, Штауб; милонитизированные сланцы (Mylonit-schiefer) — Квенсель; Грубенман — Ниггли; милонит — Венк.

III. Породы с сильно выраженной сланцеватостью, часто графитовые, темные или светлые. Порфирокласты больших размеров наблюдаются редко или вовсе отсутствуют. Минеральные зерна целиком превращены в микробрекцию. Синонимы: Маларода, Штауб; Грубенман—Ниггли.

Преобладает перекристаллизация — кристаллобластез	
А. Преобладает эпиметаморфическое изменение минералов, главным образом сильная серицитизация — эпитектониты I. Эпигранит I. А. Катаклазированный эпигранит I. Б. Милонитизированный эпигранит II. Гранитовый эпимилонит III. Гранитовый эпимилонит, филлонит	Б. Преобладает гранобластическая перекристаллизация, связанная с возникновением кристаллизационной сланцеватости I. Милонитизированный гнейс (милонит—гнейс) II. Бластомилонит
I. Хорошо сохранившаяся гранитовая структура; порода выцветшая с разложившимися полевыми шпатами и хлоритизированным или мусковитизированным биотитом. Механическая деформация не больше, чем у слабо или средне катаклазированного гранита, от которого порода отличается более сильным эпизональным изменением минералов — часто уцелел лишь кварц. I. А.—Б. Породы с довольно хорошо выраженной сланцеватостью, обычно светлые, с зеленоватыми пятнами от разложившегося биотита. Первоначальная макротекстура различима. Это серицитизированный, катаклазированный и милонитизированный гранит. Серицитизация значительно сильнее, чем у пород, где преобладает кластез. II. Породы с большим количеством серицита, обычно с неразличимой первоначальной структурой, темные или светлые, очень слюдистые; они имеют вид филлитов с большими порфирокластами кварца, которые выступают в виде бугорков на плоскостях сланцеватости. III. Крайний член этого ряда. Порфирокласты значительно меньше и более раздроблены, чем у предыдущего типа и имеют характерный для филлитов вид, неплотно-чешуйчатые, бывают светлые и темные; когда образуются в результате серицитизации ультрамилонитов, то обычно светлые.	I. Породы подверглись сильной перекристаллизации (второго ряда), причем серицит и кварц, возникшие в результате распада полевых шпатов, вновь кристаллизуются с образованием альбита. Возникает больше эпидота, кварц гранобластический; кристаллизационная сланцеватость характерна для этих пород. В результате собирательной кристаллизации (Sammelkristallisation) серицит приобрел вид больших лепидобластов мусковита. Породы плотные, часто похожие на кварциты, с редкими реликтами порфирокластов. Синонимы: Маларода; очковый сланец (Augenschist) — Лапворт, Квенсель; Flaserrock — Тиррель, раздробленный и развальцованный гранит (granite écrasé et laminé). — Термье. II. После кластеза (катаклаза) остаются лишь очень маленькие участки — реликты первоначальных минералов, вся остальная масса, включая порфирокласты, перекристаллизована. Породы плотные, фельзитовые. Синонимы: Зандер (1912), Кнопф, Венк.

← Усиление бластеза

лочки. Повидимому, наличие захваченных в складки осадочных серий способствовало более усиленной циркуляции растворов в механически раздробленных породах, в результате чего катаклазиты и милониты превратились в различные эпитектониты. Этот вывод подтверждается и тем фактом, что в одном и том же гранодиоритовом массиве (модранском) между сел. Вельке Трине и г. Модра, где наблюдаются тектониты типа катаклазированных гранодиоритов, милонитов и ультрамилонитов, эпитектониты встречаются гораздо реже, чем в области, где проходит зона кварцитов, несмотря на то, что дислокационный метаморфизм проявился здесь местами значительно менее интенсивно. Из этого можно заключить, что серицитизация и филлонитизация пород не зависели прямо от процессов милонитизации.

Третий тип серицитизации наблюдается локально; он связан главным образом с лейкократовыми грубозернистыми жильными гранитами, содержащими большое количество мусковита, которые известны в братиславском гранодиоритовом массиве в области, расположенной западнее сел. Глинник к северо-востоку от сел. Боринка. Серицитизация этого типа являет некоторые признаки воздействия гидротермальных растворов, участвовавших также в процессах пегматитизации и оруденения, которые привели в этой области к импрегнациям золотоносного пирита — иногда самородного золота, — с одновременным окремнением породы. Можно, следовательно, считать, что часть сильно серицитизированных пород образовалась под влиянием эндогенных процессов, вызвавших проникновение гидротермальных пиритовых растворов. Процесс оруденения и серицитизации, о котором здесь речь, старше альпийского дислокационного метаморфизма, а следовательно, и этот третий тип серицитизации не имеет ничего общего с процессом деформационной серицитизации пород. Альпийские тектонические движения постигли породы, которые местами были уже сильно серицитизированы; в результате породы приобрели локально сильно выраженную сланцеватость и дали начало разнообразнейшим светлым эпитектонитам.

Автор дает краткую характеристику гранитоидных пород Малых Карпат, которые образуют два массива: братиславский — более кислый, модранский — более основной. В Малых Карпатах известны следующие три главные группы гранитоидных пород:

- а) группа двуслюдяных гранитовых пород,
- б) группа биотитовых гранодиоритовых пород, не содержащих мусковита или с небольшим количеством мусковита,
- в) группа диоритовых пород (кварцевые диориты с биотитом, биотитово-амфиболовые и амфиболовые диориты и габбро-амфиболиты).

Основные породы несравненно менее распространены, чем остальные, и не имеют значения для изучения милонитов. Из жильных гранитоидных пород следует упомянуть пегматиты и аплиты, которые встречаются почти исключительно в братиславском гранитном массиве; другие, более редкие, породы также не представляют интереса для изучения милонитов.

В работе дается краткий петрографический анализ главных типов пород, из которых сложены братиславский и модранский гранитоидные массивы.

В братиславском гранитном комплексе представлены двуслюдяные граниты и двуслюдяные кварцевые гранодиориты, которые являются основными типами пород. Самыми распространенными породами модранского гранитоидного комплекса являются биотитовые гранодиориты; разновидности с биотитом и мусковитом встречаются лишь локально (в окрестностях пунктов Пила, Скалната и др.). Разница в петрографическом составе двух главных типов пород малокарпатских гранитоидных комплексов проявилась при образовании различных тектонитов и в значительной мере оказалась на продуктах дислокационного метаморфизма.

На всем своем протяжении братиславский массив пересечен многочисленными узкими — реже более или менее широкими — зонами милонитов, имеющими различную длину. Наклоны и направления дислокацией чрезвычайно разнообразны, преобладает направление параллельное оси массива, т. е. СВ—ЮЗ. Тектонометаморфические процессы сильнее всего проявились на восточном краю массива; повидному они находились в связи с мощными разломами, в результате которых образовалась Малая Средне-Дунайская низменность. На западном краю гранитного комплекса наиболее дислоцированная область находится на северо-восток от сел. Боринка, вдоль контакта гранитов с мезозойской серией оболочки. В сильно дислоцированных областях встречаются различные типы тектонитов. Для братиславского гранитондного массива особенно характерны катаклазированные граниты, катаклазиты, милониты и ультрамилониты, но наблюдаются и различные переходы между этими породами и эпитектонитами. Тектониты, испытавшие в различной степени дислокационный метаморфизм, часто находятся близко друг от друга в одной зоне дислокаций, причем обыкновенно милониты и ультрамилониты образуются в центральной части дислокации, где давления были максимальными; по мере удаления от этой линии степень раздробления породы чрезвычайно быстро уменьшается. Расстояние между сильно и слабо милонитизированными породами одной и той же зоны дислокаций может быть от нескольких дециметров до нескольких метров.

Иначе обстоит дело с тектонитами модранского гранодиоритового массива, где породы подверглись дислокационному метаморфизму не только вдоль узких зон максимальных давлений, но и в региональном масштабе — часто это бывает полоса шириной в 1—2 км и длиной в несколько км, сложенная одним комплексом сильно измененных под влиянием тектонических движений пород. Они образуют самые высокие холмы этой области (Велька Модранска Гомола и Мала Модранска Гомола). В упомянутой выше зоне тектонитов, которая тянется параллельно с полосой кварцитов мезозойской серии оболочки, захваченных в складки кристаллических пород, встречаются лишь небольшие островки менее метаморфизованных катаклазированных гранодиоритов.

Тектониты модранского гранодиоритового массива обычно бывают сланцеватыми; представлены они по большей части милонитами и эпимилонитами, а также эпигранодиоритом. В местах максимального действия давления образуются гранодиоритовые филлониты. Во всех этих породах наблюдается сильное химическое изменение минералов с преобладанием серицитизации. Биотит замещается мусковитом, реже минералами группы хлорита или группы эпидота и цоизита.

В дальнейших разделах своей работы автор подробно описывает изменения, которые претерпевают отдельные минералы на различных стадиях милонитизации и катаклаза. Очень тщательно изучены под микроскопом последовательные изменения кварца, полевых шпатов и биотита — минералов особенно реагирующих на различные тектонометаморфические условия. Дается сравнительное описание малокарпатских катаклазированных гранитондных пород, а именно катаклазитов, милонитов, ультрамилонитов и возникших из них эпитектонитов. Автор констатирует при этом, что породы, относящиеся к группе милонито-гнейсов и бластомилонитов, имеющие гранобластическую структуру, кристаллизационную сланцеватость и характеризующиеся интенсивным превращением серицита и кварца в альбит, встречаются в несравненно меньшем количестве, чем эпитектониты.

Перевод со словацкого В. Андрусовой.

*Кафедра полезных ископаемых факультета
геолого-географических наук Университета
им. Коменского, Братислава*

ОБЪЯСНЕНИЕ МИКРОФОТОГРАФИИ

Табл. IV.

- Фиг. 1. Каменоломня св. Юр. Слабо катаклазированный гранит. Кристаллы мусковита механически деформированы. Николи наполовину скрещены, $\times 35$.
- Фиг. 2. Область расположенная на СВ от сел. Боринка. Катаклазированный эпигранит. Мусковитизированный биотит окаймлен пигментом их магнетита, который концентрируется в трещинках спайности исходного минерала. Средняя темносерая часть состоит из серицитизированных полевых шпатов. Николи параллельны, $\times 35$.
- Фиг. 3. Каменоломня св. Юр. Гранит, подвергшийся среднесильному катаклазу. Гранобластическое дробление кварца по краям зерен и вдоль внутренней сутуры, возникшей под действием давления. Николи +, $\times 35$.
- Фиг. 4. Окрестности сел. Гармония к северо-западу от высоты Пфефферберг. Гранодиорит, подвергшийся среднесильному катаклазу; минералы не совсем перетерты и представляются в виде довольно крупнозернистых агрегатов; серицитизация слабая. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 5. Окрестности сел. Гармония к северо-западу от высоты Пфефферберг. Катаклазированный эпигранодиорит. В серицитизированной основной ткани видны реликтовые ксенокластическо-порфиروкластические зерна кварца. Признаков механической деформации кварц не являет. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 6. Область, расположенная к северо-востоку от сел. Боринка (домик лесничего Горватка). Светлый мусковитовый эпигранит; зерна кварца „а“, действие катаклаза на которые в большинстве случаев привело только к их волнистому погасанию, окружены совершенно серицитизированными полевыми шпатами; серицит представлен микроксеробластическими чешуйками. Николи +, $\times 13$.

Табл. V.

- Фиг. 1. Каменоломня близ пункта Купфергаммер к северо-востоку от сел. Боринка. Неясно слоистый, темный эпигранит со следами сильного катаклаза. Порфирокласты кварца в тонкозернистой (до субмикроскопической), микроксеробластической серицитово-полевошпатовой основной ткани. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 2. То же, деталь основной ткани. Реликты полевых шпатов замещаются микроксеробластами серицита. Николи +, $\times 56$.
- Фиг. 3. Светлый гранитовый катаклазит со слегка ориентированной структурой. Все зерна кварца и полевого шпата подверглись сильному разрушению. Кварц образует микрогранобласты „а“, полевые шпаты мелкие гранокласты „б“ в слабо серицитизированной, перетертой минеральной массе. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 4. То же. Николи +, $\times 35$.
- Фиг. 5. Виноградники Вельке Трние. Сланцеватый милонитизированный гранодиорит. Осколки минералов несут ясные следы механического воздействия. Биотит (черное) деформирован механически и имеет вид линзочек, но химическому разложению не подвергся. Ясно видна серицитизация полевых шпатов. Этот тип характерен для широкого района в окрестностях сел. Трние и г. Модра. Николи +, $\times 13$.

- Фиг. 6. Окрестности сел. Гармония к северо-западу от высоты Пфефферберг. Гранодиоритовый сланцеватый милонит зеленовато-желтого цвета с пегматитовой жилкой значительно менее претерпевшей раздробление (верхняя часть поля), чем остальная порода. Кварц и ортоклаз лишь слегка подверглись катаклазу; между ними видно зерно эпидота (темное). В нижней половине снимка различаются большие, вытянутые в одном направлении, кристаллы кварца в кварцево-полевошпатовой, довольно сильно серицитизированной основной ткани. Николи +, $\times 13$.

Табл. VI.

- Фиг. 1. Каменоломня св. Юр. Светлый милонитизированный гранит, переходящий в милонит. Под воздействием сильного раздробления и развальцовки полевые шпаты превратились в агрегат мельчайших зерен „а“, а кварц образовал вытянутые порфирокласты „b“; эти последние по краям гранобластически расчленены — „с“. Серицитизация сравнительно слабая. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 2. Каменоломня св. Юр. Светлый сланцеватый ультрамилонит. Зерна кварца развальцованы и гранобластически раздроблены на мелкие осколки, расположенные в виде вытянутых полос (светлое). Основная ткань состоит из мельчайших частиц и ксенобластов полевых шпатов и серицита (серое). Темные полоски состоят из серицитовой массы, пронизанной тонким железистым пигментом, оставшимся от биотита. Серицитизация сравнительно слабая. Милонитизация породы, изображение которой дано на рис. 1, табл. III, достигает здесь крайней степени. Николи наполовину скрещены, $\times 13$.
- Фиг. 3. Каменоломня св. Юр. Светлый сланцеватый эпимилонит. Текстура линзовидная, ориентированная. Структура порфирокластическо-лепидобластическая до нематобластической; светлые порфирокласты кварца в целом серицитизированной лепидобластической основной ткани. Николи параллельны, $\times 13$.
- Фиг. 4. То же. Деталь одного порфирокластического индивида „а“, постигнутого гранобластическим дроблением (Kornzerfallstruktur). Другие порфирокласты кварца уцелели от раздробления — „b“. Полевые шпаты серицитизированы — „с“. Николи наполовину скрещены, $\times 35$.
- Фиг. 5. Каменоломня близ пункта Железна студийка в ближайших окрестностях г. Братиславы. Сланцеватый милонитизированный эпигранит темного цвета. Текстура неясно-линзовидная, ориентированная. Структура неравномерно-порфирокластическая. Микроксенокластическо-лепидобластическая основная ткань состоит из полевого шпата, кварца и серицита. Николи +, $\times 13$.
- Фиг. 6. Окрестности сел. Гармония к северо-западу от высоты Пфефферберг. Тонкослоистый эпимилонит—филлит (филлонит). Развальцованные порфирокласты кварца заключены в совершенно серицитизированной основной ткани. Путем собирательной кристаллизации из серицита образуются большие, лепидобластические расчлененные серицито-мусковитовые агрегаты с одновременным погасанием, которые обтекают порфирокласты полевых шпатов. Николи +, $\times 13$.

Снимки сделаны Л. Освальдом.

DIE TEKTONITE DER KLEINKARPATHISCHEN
GRANITOIDEN GESTEINE

(Taf. IV—VI)

In der Arbeit wird die Entwicklung der Anschauungen auf verschiedene tektonometamorphe Produkte übersichtlich geschildert und die Frage ihrer Nomenklatur gelöst. Bisher besteht keine Einheitlichkeit beim Gebrauch der Nomenklaturterme für die einzelnen Typen der Tektonite. Ich weise in meiner Arbeit auf die wesentlichen Unterschiede in der Auffassung der Nomenklaturterme bei den einzelnen Autoren hin. Ich berichte über die Arbeit der Autoren E. B. Knopf und R. Malaroda, die versuchen den Gebrauch der einzelnen Termine der Tektonite übersichtlich darzustellen und gleichzeitig eine eigene Klassifikation aufzustellen mit Hinweis auf die verschiedenen, bei den einzelnen Autoren angewendeten Synonyma.

Ich studierte die Tektonite im Gebiete der Kleinen Karpathen und sah, daß ein großer Teil der von Dislokationsmetamorphose betroffenen Gesteine weder in die Gruppe der Mylonite noch in die Gruppe der Mylonitgneise und Blastomylonite passend eingereiht werden kann und darum schlage ich vor, die Klassifikation der Derivate der Tektonite um die Gruppe der sogenannten Epitektonite zu erweitern. Das Schema der Einteilung ist in beigefügter Tafel angeführt. (Unter dem Begriffe Tektonit verstehe ich jedes beliebige Produkt der Dislokationsmetamorphose.)

In den Granitoiden Gesteinen der slowakischen Gebirge, welche in den meisten Fällen Granodiorite mit einer bedeutenden Menge Biotit sind, führt die Dislokationsmetamorphose zumeist zu kristalloblastischen Schieferderivaten mit einem hohen Gehalt an Sericit, zu Gesteinen mit stark vorherrschender Kristalloblastese — gegenüber der Klastesis. Dabei bekommen die Gesteine häufig einen phyllitoiden Charakter, im Gestein bildet sich eine große Menge Sericit, aber die Metamorphose ist nicht ins weitere Stadium fortgeschritten, wo sich durch Kristalloblastese aus Sericit und Quarz intensiv Albit zu bilden beginnt. Ebenso ist die mit der Entwicklung einer Kristallisationsschieferung verbundene granoblastische Rekristallisation bei diesen Tektoniten der Westkarpathen nicht dominierend. Darum können die angeführten Gesteine nicht in die Gruppe des Granitgneises und Blastomylonits eingereiht werden, denn für diese ist eine mit Kristallisationsschieferung verbundene granoblastische Rekristallisation charakteristisch.

In meinem Vorschlag bezüglich der Klassifikation der Tektonite berücksichtige ich folgende Kriterien:

- a) den Grad der Kataklase — Klastesis,
- b) das Vorhandensein einer Differentialbewegung,
- c) den Grad der Rekristallisation (Kristalloblastese) mit Rücksicht auf die mineralogische qualitative und quantitative Analyse des Gesteins.

In der Klassifikation unterscheide ich Gesteine mit vorherrschender Klastesis und Gesteine mit vorherrschender Rekristallisation. Unter den ersteren kann man kataklastische und mylonitische Gesteine unterscheiden, je nach der An- oder Abwesenheit einer Differentialbewegung. Unter den Gesteinen mit vorherrschender Kristalloblastese unterscheide ich zwei Grundtypen: In die erste Kategorie gehören die Epitektonite, d. h. solche Gesteine, wo die epimetamorphe Umwandlung der Minerale, besonders eine starke Sericitisierung, vorherrscht. Das sind Gesteine, welche am Übergang stehen zwischen Kataklasiten und Myloniten einerseits und zwischen Mylonitgneis, Blasto-

mylonit und kristallinen Schiefern andererseits. Diese Gesteine stehen außerhalb des Rahmens der Gesteine mit vorherrschender Katakklasis, aber ihre Rekristallisation ist sehr einseitig sericitisch mit unzureichender Entwicklung der granoblastischen Rekristallisation der Feldspäte und des Quarzes. Darum können sie nicht in die Gruppe der Mylonitgneise und Elastomylonite eingereiht werden. Bei den Epitektoniten verläuft die sericitische Kristalloblastesis, resp. Muskovitisierung oft nicht ganz abhängig von der Intensität der Katakklasis. In dieser Gruppe finden wir Gesteine, welche verhältnismäßig wenig von der Dislokationsmetamorphose betroffen, aber stark sericitisiert sind. Dort, wo sich Sericit unter starker Mylonitisierung entwickelt, entstehen dünnstieferige, beim Angreifen fette Granitfylonite. Die Sericitisierung der Tektonite kann man in den Kleinen Karpathen in dreierlei Typen teilen: Am häufigsten verläuft die Sericitisierung gleichzeitig mit der Mylonitisierung des Gesteins. Es handelt sich dann um die sogenannte Deformationsverglimmerung. Sie spielt zwar eine wichtige Rolle, doch ist ihre Intensität gewöhnlich dem Grade der Katakklase, resp. der Mylonitisierung des Gesteins proportional. Unter normalen tektonometamorphen Bedingungen übersteigt dieser Sericitisierungstyp gewöhnlich nicht den Deformationsgrad.

Bei denjenigen sericitischen Tektoniten, wo die Entwicklung des Sericits einen unverhältnismäßig höheren Grad erreicht, muß man eine weitere Sericitisierung voraussetzen unter erhöhter Einwirkung der Lösungen, welche die chemische Migration der Ionen und so eine starke Umwandlung der Minerale verursachten. Diese Sericitisierung verlief wahrscheinlich schon nach der Hauptdestruktion des Gesteins, so daß die Mylonite mechanisch vorbereitet waren die Zirkulation der Lösungen durch die Störungszone zu erleichtern. In den Kleinen Karpathen wurde eine unverhältnismäßig hohe Sericitisierung der Tektonite und die Entstehung verschiedener Arten von Epitektoniten beobachtet, und zwar gerade in denjenigen Regionen, wo mesozoische Serien ins Kristallinikum eingefaltet waren oder in den Randregionen am Kontakte des Kristallinikums mit seiner mesozoischen Hülle. Wahrscheinlich bot die Anwesenheit eingefalteter Serien spezifische Möglichkeiten für ein intensives Strömen und Zirkulieren der Lösungen in den mechanisch destruierten (gestörten) Gesteinen und dadurch wurde die Umwandlung der Katakklasite und Mylonite in Epitektonite verschiedenen Charakters ermöglicht. Diese Erwägung wird durch die Tatsache bestätigt, daß in einem und demselben Granodioritmassiv (dem modreiner [Modrá]) in der Region zwischen Velké Trnove und Modrá, wo sich Tektonite von dem Typus der kataklastischen Granodiorite, Mylonite und Ultramylonite befinden, die Entstehung von Myloniten viel seltener ist als in der Region der Quarzitzone, wo stellenweise die Dislokationsmetamorphose nicht genug intensiv war. Daraus kann man schließen, daß die Sericitisierung und Fylonitierung der Gesteine nicht in direkter gleichzeitiger Abhängigkeit vom Prozesse der Mylonitisation erfolgte.

Der 3. Sericitisierungstypus kommt lokal vor und hängt mit der Entstehung leuko-krate, grobkörniger, stark muskovitischer Ganggranite zusammen, welche im bratislavaer granitoiden Massiv, in der westlich von Hliník gelegenen Region, nordöstlich von Borinka auftreten. Diese Sericitisierung trägt gewisse Spuren nach der Einwirkung hydrothermaler Lösungen, Vererzung als Impregnation mit goldführendem Pyrit, resp. elementarem Gold unter gleichzeitiger Überquarzung des Gesteins. Auf Grund der angeführten Tatsachen muß man also einen Teil der stark sericitischen Gesteine als veränderte Gesteine betrachten, und zwar unter der Einwirkung endogener Kräfte, hydrothermaler, pyritführender Lösungen. Da aber dieser Vererzungs- und Sericitisierungsprozeß älter ist als die alpine Dislokationsmetamorphose, hat er nichts Gemeinsames mit der Deformationssericitisierung der Gesteine. Die tektonischen Bewegungen

Vorherrschend ist die mechanische Destruktion — Klastesis

A. Ohne Auswalzung

I. Kataklastische Gesteine

- a) schwach kat. Granit
- b) mittel kat. Granit
- c) stark kat. Granit

II. Kataklasite
Granit-Kataklasit

B. Mit Auswalzung
(Differentialbewegung)

I. Mylonitisierter Granit

II. Granit-Mylonite
III. Granit-Ultramylonite

I. Gesteine mit megaskopisch erhaltener ursprünglicher Struktur, bloß bei den stark kataklastischen Gesteinen verliert sich das ursprüngliche Aussehen. Sie sind ungeschiefert oder schwach geschiefert. Unter dem Mikroskop ist nur eine teilweise Zermalmung der Minerale wahrnehmbar, wenn auch schon die Umwandlungen der einzelnen Minerale zu unterscheiden sind. Die Einteilung in schwach, mittel und stark kataklastische Typen ist ziemlich subjektiv, doch zeigen die stark kataklastischen Gesteine schon eine hohe Mikrobrekzisierung der einzelnen Minerale. Dabei findet man aber verhältnismäßig noch viele unzermalnte Minerale.

Synonyma: Malaroda (1946): Kakirite — Tromp; Kakirite — Quensel; bei „a“ Typus Kataklasite — Wenk.

II. Gesteine mit makroskopisch schwach erkennbarer ursprünglicher Struktur, oder mit nicht unterscheidbarer Struktur. Oft sehr fest, dunkel, grünlich mit intensiver Zermalmung der einzelnen Minerale, zumeist ungeschiefert.

Synonyma: Malaroda; Kakirit — Holmquist; kataklastischer Granit — Staub; Mylonit und Ultramylonit — Quensel; Grubenmann — Niggli; Tyrrel; Mylonit — Wenk; Ecrasement sans laminage — Termier.

I. Gesteine mit unvollkommen erkennbarer Makrostruktur des ursprünglichen Materials. Mit erkennbarer Auswalzung und Zermalmung der einzelnen Minerale, jedoch nicht aller. Sie bilden den Übergang von den kataklastischen Gesteinen zu den Myloniten. Augenscheinliche Schieferung.

II. Gesteine mit schwierig kennbarer oder unkenntlicher, ursprünglicher Struktur, oft dunkel, schieferig, oft wenig fest, schuppig mit zahlreichen größeren, nicht genügend zermalnten Quarzporphyroklasten. Manchmal sind sie den Porphyroiden ähnlich. Das Grundgewebe besteht aus kleinen Aggregaten von Mineralbrocken und Zersetzungsprodukten des Feldspates, besonders des Sericits. Eine höhere granoblastische Rekristallisation verzeichnet nur der Quarz.

Synonyma: Lapworth; ecrasement et laminage — Termier; Staub; Mylonitschiefer — Quensel; Grubenmann — Niggli; Mylonit — Wenk.

III. Stark schieferige Gesteine, oft graphitisch, dunkel, aber auch licht. Größere Porphyroklaste sind spärlich oder fehlen ganz. Die Mikrobrekzisierung der Körner ist vollkommen.

Synonyma: Malaroda; Staub; Grubenmann — Niggli.

Vorherrschend ist die Rekristallisation — Kristalloblastesis

A. Vorherrschend ist die epimetamorphe Umwandlung der Minerale, besonders eine starke Sericitisierung. (Epitektonite)

B. Vorherrschend ist die granoblastische Rekristallisation in Verbindung mit der Entstehung der Kristallisations-schieferung.

I. Epigranit

I. A. Kataklastischer Epigranit

I. B. Mylonitisierter Epigranit

II. Granit-Epimylonit

III. Granit-Epimylonit-Phyllit (Phyllonit).

I. Mylonitgneis

II. Blastomylonit.

I. Granitstruktur gut erhalten, Gestein ausgebleicht mit zersetzten Feldspäten und chloritisiertem bis muskovitisiertem Biotit. Die mechanische Deformation übertrifft nicht den schwach- bis mittelkataklastischen Granit. Von diesem unterscheidet es sich durch erhöhte epizonale Umwandlung der Minerale, von welchen oft nur Quarz erhalten geblieben ist.

I. A—B. Stark schieferige, gewöhnlich lichte Gesteine mit grünlichen Flecken nach zersetztem Biotit. Die ursprüngliche Makrostruktur erkennbar. Es ist ein sericitisierter, kataklastischer und mylonitisierter Granit. Die Sericitisierung übersteigt bedeutend den Rahmen der Gesteine mit vorherrschender Klastesis.

II. Stark sericitische Gesteine, gewöhnlich mit unkenntlicher ursprünglicher Struktur, dunkel oder licht, stark glimmerig, phyllitähnlich, mit größeren Quarzporphyroklasten, welche an den Schieferflächen Höcker bilden.

III. Randglied dieser Gattung, Porphyroklaste bedeutend kleiner und mehr zermalmt als bei dem vorhergehenden Typus, typisch phyllitisches Aussehen, schuppig zerfallend. Sie können licht oder dunkel sein, besonders wenn sie durch Sericitisierung der Ultramylonite entstanden sind.

I. Diese Gesteine zeigen eine erhöhte Rekristallisation zweiten Grades, bei welcher die Feldspäte nicht nur in Sericit und Quarz zerfallen, sondern diese Komponenten rekristallisieren von neuem in Albit. Es entsteht mehr Epidot, der Quarz ist granoblastisch und das Gestein hat eine Kristallisations-schieferung. Der Sericit bildete durch Sammelkristallisation größere Lepidoblaste von Muskovit. Die Gesteine sind fest, oft dem Quarzit ähnlich mit seltenen Relikten von Porphyroklasten.

Synonyma: Malaroda; Augenschist—Lapworth; Quensei; Flaserrock—Tyrrel; Granit écrasé et laminé.

II. Nach der Klastesis bleiben nur kleine Relikte, die übrige ganze Masse sowie auch die Porphyroklaste sind umkristallisiert. Das Gestein ist fest, felsitisch.

Synonyma: Sander (1912); Knopf; Wenk.

alpinen Alters erfolgten also schon in stark sericitisierten Gesteinen und das führte stellenweise zu einer starken Schieferung dieser Gesteine und trug lokal auch zur Entstehung verschiedener lichter Epitektonite bei.

Die Arbeit enthält eine kurze Charakteristik der granitoiden Gesteine in den Kleinen Karpathen. Man kann zwei Einheiten unterscheiden: das bratislavaer saurere und das modreiner basischere Massiv. In den Kleinen Karpathen kommen folgende Hauptgruppen granitischer Gesteine vor:

- a) Gruppe der granitoidischen zweiglimmerigen Gesteine,
- b) Gesteinsgruppe des biotitischen Granitodiorits,
- c) Gruppe der dioritischen Gesteine (biotitische Quarzdiorite, biotitisch-amphibolische bis amphibolische Diorite und Gabbroamphibolite).

Die basischen, hier angeführten Gesteine haben im Vergleich mit den anderen nur unbedeutende Ausbreitung und fürs Studium der Mylonite keinen Wert. Von den granitoiden Ganggesteinen haben nur die Pegmatite und Aplite in diesem Sinne Bedeutung. Sie beschränken sich zumeist auf das bratislavaer Granitoidmassiv.

In der Arbeit folgt eine kurze petrographische Analyse der das bratislavaer und modreiner Granitmassiv aufbauenden Gesteine.

Im bratislavaer Granitkomplex sind die Granitgesteinstypen zweiglimmerige Quarzgranodiorite und andere zweiglimmerige Gesteine. Im modreiner granitoiden Komplex sind die verbreitetsten Gesteine biotitische Granodiorite. Zweiglimmerige Typen sind hier mehr oder weniger lokal entwickelt (Pila, Skalnatá usw.). Diese petrographischen Unterschiede in der Zusammensetzung der beiden Komplexe hatten bedeutenden Einfluß bei der Entstehung verschiedener Tektonite und beeinflussten die Resultate der Dislokationsmetamorphose.

Das bratislavaer Massiv ist in seiner ganzen Ausbreitung durch schmälere oder breitere Mylonitzonen stark gestört. Streichen und Fallen der Dislokationen ist sehr verschieden, aber am meisten macht sich die zu der Achse des Gebirges parallele Richtung geltend, d. i. NO—SW. Die tektonometamorphen Prozesse sind am ausdrucksvollsten am Ostrande des Gebirges, wo sie wahrscheinlich mit den mächtigen Brüchen, welche die Donaudepression gebildet haben, zusammenhängen. Am Westrande des Granitkomplexes ist die am meisten gestörte Region nordöstlich von Borinka am Kontakt der Granite mit der Hüllenserie des Mesozoikums. In den stark gestörten Regionen findet man verschiedene Typen der Tektonite. Im bratislavaer Massiv sind am charakteristischsten die kataklastischen Granite, Kataklastite, Mylonite und Ultramylonite und verschiedene Übergänge dieser Gesteine in Epitektonite. Die angeführten Tektonite mit verschieden starker Dislokationsmetamorphose kommen oft nahe beieinander in derselben Dislokationszone vor, wobei die Mylonite und Ultramylonite gewöhnlich in der Mitte der Störung an den Stellen maximalen Druckes entstehen. Oft ist die Entfernung zwischen den stark und schwach mylonitisierten Derivaten in derselben Dislokationszone einige Dezimeter bis einige Meter.

Im modreiner Granitmassiv dagegen beschränkt sich die Dislokationsmetamorphose nicht einzig und allein auf die schmalen Zonen maximaler Drücke und Bewegungslinien, sondern betrifft die Gesteine in regionaler Ausbreitung, die oft ein bis zwei Kilometer breit und einige Kilometer lang ist. Die ganze derart betroffene Region wird in ihrer ganzen Masse durch einen einheitlichen Komplex stark tektonisch betroffener Gesteine aufgebaut, welche in den höchsten Hügeln erscheinen (Veľká und Malá Modranská Homola). In der angeführten mächtigen Zone der Tektonite, die sich parallel mit dem Vorkommen der ins Kristallinikum eingefalteten Quarzite der

mesozoischen Hüllenserie dahinzieht, kommen nur kleinere Inseln schwächer metamorphierter kataklastischer Granodiorite vor.

Die Tektonite des modreiner Granodioritmassivs haben zumeist Schieferung und gehören größtenteils zu den Myloniten, Epimyloniten und Epigranodioriten. In den Regionen der maximalen Druckwirkungen entstehen granodioritische Fylonite. Alle diese Gesteine weisen eine starke chemische Gesteinsumwandlung auf, wobei die Sericitisierung der Feldspäte dominiert. Der Biotit muskovitisiert sich und weniger häufig kann man seine Umwandlung in Minerale der Chlorit- und Epidot-Zoisit-Gruppe finden.

Im weiteren folgt in der Arbeit eine detaillierte Beschreibung der Umwandlung der einzelnen Minerale in den verschiedenen Stadien der Mylonitisierung und Kataklastis. Bei der mikroskopischen Beobachtung schenke ich besondere Aufmerksamkeit der Umwandlung des Quarzes, der Feldspäte und des Biotits, die am empfindlichsten auf verschiedene tektonometamorphe Bedingungen reagieren. Dann folgt eine übersichtliche Beschreibung der kleinkarpathischen kataklastischen granitoiden Gesteine: der Kataklastite, Mylonite und Ultramylonite und der von ihnen abgeleiteten Epitektonite. Dabei wird festgestellt, daß Gesteine, welche den zur Gruppe der Mylonitgneise und des Blastomylonits mit granoblastischer Struktur, Krystallisationsschieferung und intensiver Umwandlung des Sericits und Quarzes in Albit gehörenden Typen entsprechen, im Verhältnis zu den Epitektoniten sehr wenig vertreten sind.

Übersetzt von V. Dlabáčová.

*Lehrstuhl für Mineralrohstoffe
der Fakultät der geologisch-geographischen
Wissenschaften der Komenský-Universität,
Bratislava*

ERKLÄRUNG DER MIKROPHOTOGRAPHIEN:

Tafel IV.

- Abb. 1. Steinbruch Sv. Jur. Schwach kataklastischer Granit. Beschädigte Muskovitkristalle. Vergr. 35×, Nikols halbgekreuzt.
- Abb. 2. Region gegen NO von Borinka. Kataklastischer Epigranit. Muskovitisierter Biotit, umsäumt von Magnetitpigment, welches sich in den Spaltungsrissen des ursprünglichen Biotits konzentriert. Der mittlere, dunkelgraue Teil sind sericitisierte Feldspäte. Vergr. 35×, parallele Nikols.
- Abb. 3. Steinbruch Sv. Jur. Mittelkataklastischer Granit. Granoblastischer Zerfall des Quarzes an den Rändern der Körner sowohl wie an der inneren Suture der Druckgliederung. Vergr. 35×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 4. Harmonia-Region nordwestlich vom Pfefferberg. Mittelkataklastischer Granodiorit, unvollständiger, verhältnismäßig grober Mineralschutt mit wenig fortgeschrittener Sericitisierung. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 5. Harmonia-Region nordwestlich vom Pfefferberg. Kataklastischer Epigranodiorit in sericitisiertem Grundgewebe, relikter, xenoklastisch-porphyrklastischer Quarzschutt. Die Quarze zeigen keine Anzeichen von Auswaschung. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 6. Region gegen NO von Borinka (Horvátka). Lichter, muskovitischer Epigranit, die Quarzkörner „a“ zumeist nur bis zum Stadium der undulosen Auslöschung beschädigt, sind von vollständig sericitisierten Feldspäten umgeben, die Sericit-Schüppchen sind mikroxenoblastischen Charakters. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.

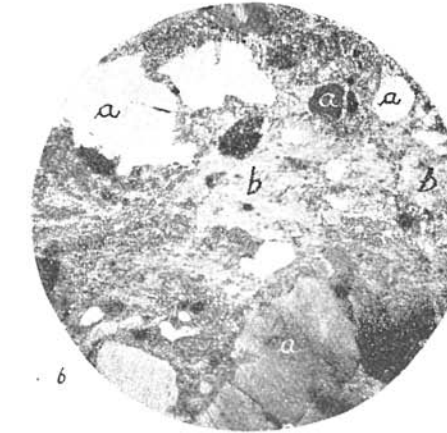
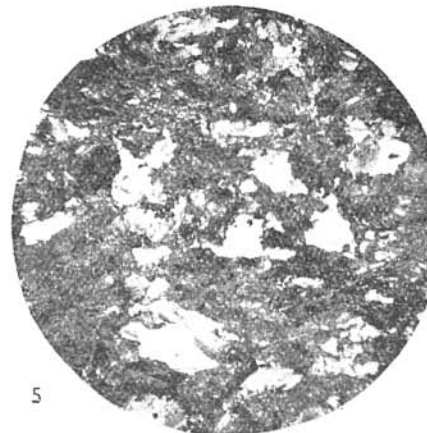
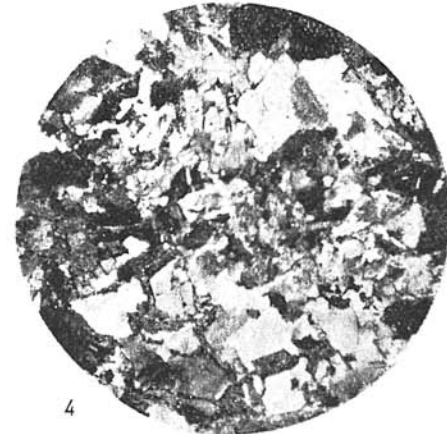
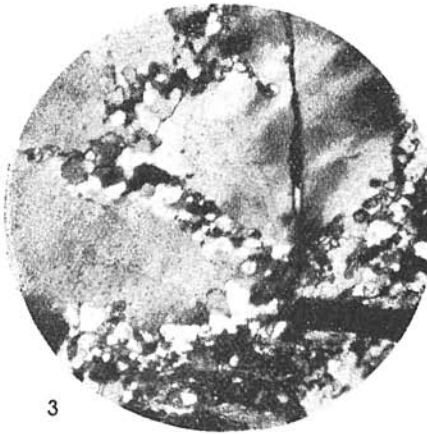
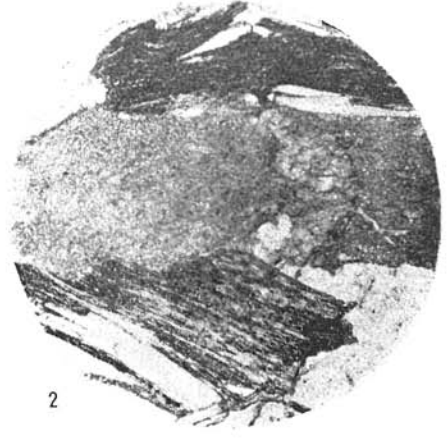
Tafel V.

- Abb. 1. Steinbruch bei Kupferhammer gegen NO von Borinka. Undeutlich geschieferter dunkler, stark kataklastischer Epigranit. Porphyroklaste des Quarzes in feinkörnigem bis submikroskopischem, mikroxenoblastischem sericitisch feldspatischem Grundgewebe. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 2. Dasselbe. Detail des Grundgewebes. Die Relikte der Feldspäte werden durch Mikroxenoblaste des Sericits verdrängt. Vergr. 56×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 3. Steinbruch Sv. Jur, lichter, schwach orientierter Granit—Kataklastit. Starke Destruktion aller Körner des Quarzes und der Feldspäte. Während der Quarz kleine Mikrogranoblaste „a“ bildet, bilden die Feldspäte „b“ kleine Granoblaste von Mineralschutt oder sericitisierte Granoblaste. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 4. Dasselbe, vergr. 35×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 5. Weinberg Velké Trnie, Schieferiger, mylonitisierter Granodiorit. Mineraltrümmer mit sichtbarer Wirkung der Auswalzung. Biotit (schwarz) ebenfalls linsenförmig ausgewalzt, aber chemisch nicht zersetzt. Die Sericitisierung der Feldspäte gut erkennbar. Dieser Typus charakterisiert die weitere Region zwischen Trnie und Modrá. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 6. Harmonie nordwestlich vom Pfefferberg. Granodioritischer Schiefermylonit von gelbgrünlicher Farbe mit einer pegmatoiden Ader, welche gegen Zermalmung sehr resistent ist (oberes Feld). Der Quarz und die Kataklaste sind in der Ader nur kataklastisch beschädigt und zwischen ihnen befindet sich ein Epidotkörnchen (dunkel). Die untere Hälfte bilden parallel verlängerte größere Quarzkristalle in der aus Feldspat und Quarz bestehenden, verhältnismäßig stark sericitisierten Grundmasse. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.

Tafel VI.

- Abb. 1. Steinbruch Sv. Jur, lichter, mylonitisierter Granit bis Mylonit. Eine starke Destruktion und Auswalzung verursachte den Zerfall der Feldspäte in feinen Schutt „a“ und die Auswalzung des Quarzes in längliche Porphyroklaste „b“. Die Porphyroklaste des Quarzes sind an den Rändern granoblastisch gegliedert „c“, Sericitisierung verhältnismäßig gering. Vergr. 35×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 2. Steinbruch Sv. Jur, lichter, geschieferter Ultramylonit. Die Quarzkörner sind ausgewalzt und granoblastisch zerfallen in längliche Streifen (licht). Das Grundgewebe besteht aus Schutt und Xenoblasten, Feldspäten und Sericit (grau). Die dunklen kleinen Streifen sind sericitische Lagen, getrübt durch feines Fe-Pigment, welches der Rest nach Biotit ist. Sericitisierung verhältnismäßig gering. Es ist ein extremes Stadium der Mylonitisierung in Abb. 1. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 3. Steinbruch Sv. Jur, lichter, geschieferter Epimylonit. Orientierte, lentikuläre Textur. Porphyroklastische, lepidoklastische bis nematoblastische Struktur, lichte Quarzporphyroklaste in vollständig sericitisiertem, lepidoblastischem Grundgewebe. Vergr. 13×, parallele Nikols.

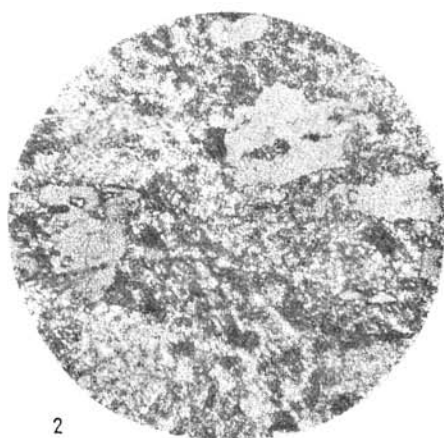
- Abb. 4. Dasselbe. Detail eines porphyroklastischen Individuums („a“), welches dem granoblastischen Zerfall unterlag (Kornzerfallstruktur). Andere Porphyroklaste des Quarzes unterlagen jedoch dem Zerfall nicht („b“). Die Feldspäte sind sericitisiert („c“). Vergr. 35×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 5. Steinbruch Železná studienka (Eisenbrünnel), Bratislava. Geschieferter, mylonitisierter Epigranit dunkler Farbe. Undeutliche, lentikuläre, orientierte Textur. Ungleichmäßig porphyroklastische Struktur. Mit mikroxenoblastisch-lepidoblastischem Feldspat—Quarz-sericitischem Grundgewebe. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.
- Abb. 6. Harmonia-Region nordwestlich vom Pfefferberg. Feingeschieferter Epimylonit—Phyllit (Phyllonit). Die ausgewalzten Porphyroklaste des Quarzes liegen in einem völlig sericitisiertem Grundgewebe. Durch Sammelkristallisation bilden sich aus Sericit große, lepidoblastische gegliederte gleichzeitig auslöschende sericitisch-muskovitische Aggregate, welche in Form von Quarzströmen die Porphyroklaste einkreisen. Vergr. 13×, gekreuzte Nikols.



Vysvetlenie obrázkov na str. 173.



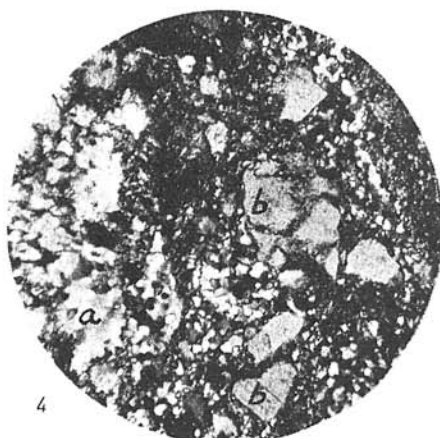
1



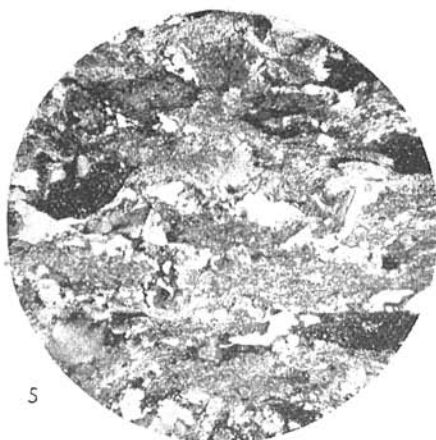
2



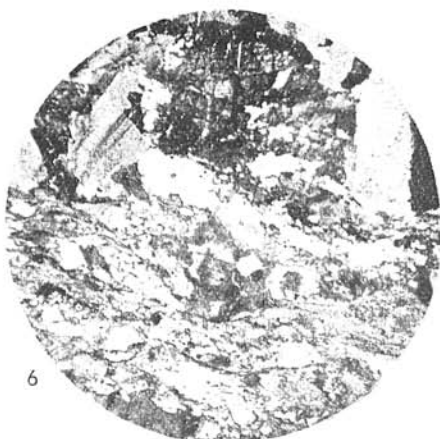
3



4



5



6

