

Autor tohto diela **Prof. RNDr. Ivan KRAUS, DrSc.** je popredným vysokoškolským pedagógom, vedúcim Katedry ložiskovej geológie a prodekanom Prírodovedeckej fakulty Univerzity Komenského v Bratislave. V súčasnosti patrí k špičke odborníkov v oblasti nerudných nerastných surovín, najmä kaolínov a kaolinitových ílov, uznávaný doma i v medzinárodnom meradle.

Predkladaná monografická práca predstavuje teoretickú syntézu dlhodobého výskumu, dosiahnutú na základe klasických i moderných metód, s praktickým dosahom pre náš keramický priemysel pri prognózovaní a vyhľadávaní nových, perspektívnych ložísk kaolínových surovín na Slovensku.

Dielo vyplní medzeru v doterajších poznatkoch o kaolínoch a kaolinitových íloch v Západných Karpatoch, ktoré sa tradične považovali za oblasť s malým výskytom tejto nerudnej suroviny. Dosiahnuté výsledky však ukazujú, že aj v tejto oblasti sa v určitých etapách vytvorili priaznivé, najmä tektono-morfologické podmienky, počas ktorých sa formovali pomerne rozsiahle kaolínové kôry zvetrávania, sekundárne produkty redepozície a prejavy okolorudnej hydrotermálnej premeny.

Pri zostavovaní a členení práce autor vychádzal z regionálnogeologického hľadiska. Akumulácie kaolínov ložiskového významu vznikajú v Západných Karpatoch rozkladom primárnych, najčastejšie alumosilikátových minerálov. **Vyčlenil tri samostatné genetické typy ložísk kaolínov:** zvetrávacie, hydrotermálne a sedimentárne. **Osobitne vyčlenil skupinu kaolinitových ílov.**

Prítomnosť kaolínových kôr zvetrávania sa zistila vo všetkých jednotkách vnútorných Západných Karpát, kde sa tvorili na granitoch, metamorfitech a neovulkanitoch. Potenciálne možnosti výskytu kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu sa ukazujú v neovulkanických pohoriach stredného a východného Slovenska. Sedimentárne kaolíny sa tvorili redepozíciou vrchnej časti kaolínových kôr zvetrávania.

Podrobný rozbor základných činiteľov podieľajúcich sa na kaolinizácii hornín rôzneho zloženia a veku mu umožnil vypracovať **prvú ucelenú predstavu o časových etapách**, v ktorých tento proces v Západných Karpatoch prebiehal.

Okrem surovinového hľadiska sa kaolíny stávajú čoraz vhodnejším objektom **základného výskumu**, nakoľko ich štúdium poskytuje cenné informácie o zvetrávacom procese v danom regióne a súčasne prispieva k prehĺbeniu poznatkov o jeho paleogeografickom, klimatickom a tektonickom vývoji. **Kaolinitové íly** majú význam hlavne pre stanovenie časových etáp kaolinizácie a pre posúdenie kaolínového zvetrávania z regionálneho hľadiska. Akumulácie kaolinitu hydrotermálneho pôvodu, najmä ak sú súčasťou okolorudných premien, stávajú sa dôležitým prognóznym kritériom pre vyhľadávanie polymetalických ložísk.

Významné sú aj **dôkazy o minerálnej, genetickej a priestorovej súvislosti** medzi reliktnými pôvodnej kaolínovej kôry zvetrávania a kaolínovými surovinami sedimentárneho pôvodu. Značnú pozornosť autor venuje aj **distribúcii mikroprvkov** v kaolínových surovinách. Stanovil ich koncentračný rozptyl a vzájomné korelačné vzťahy.

Toto dielo je u nás prvé svojho druhu, ktoré prináša syntetizujúci a komplexný pohľad na proces tvorby kaolínov a kaolinitových ílov, ktoré donedávna patrili k málo známym nerudným nerastným surovinám v Západných Karpatoch. Určené je predovšetkým geológom vo výskume i v praxi, vysokoškolským učiteľom a študentom príslušných a geologických odborov.

Tem. skup. 03/9
Cena viaz. Kčs 45,—

1 B 107 a

ZÁPADNÉ KARPATY

CS ISSN 0139—8946

SÉRIA

*mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 13*

Ivan Kraus

**Kaolíny a kaolinitové íly
Západných Karpát**

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA

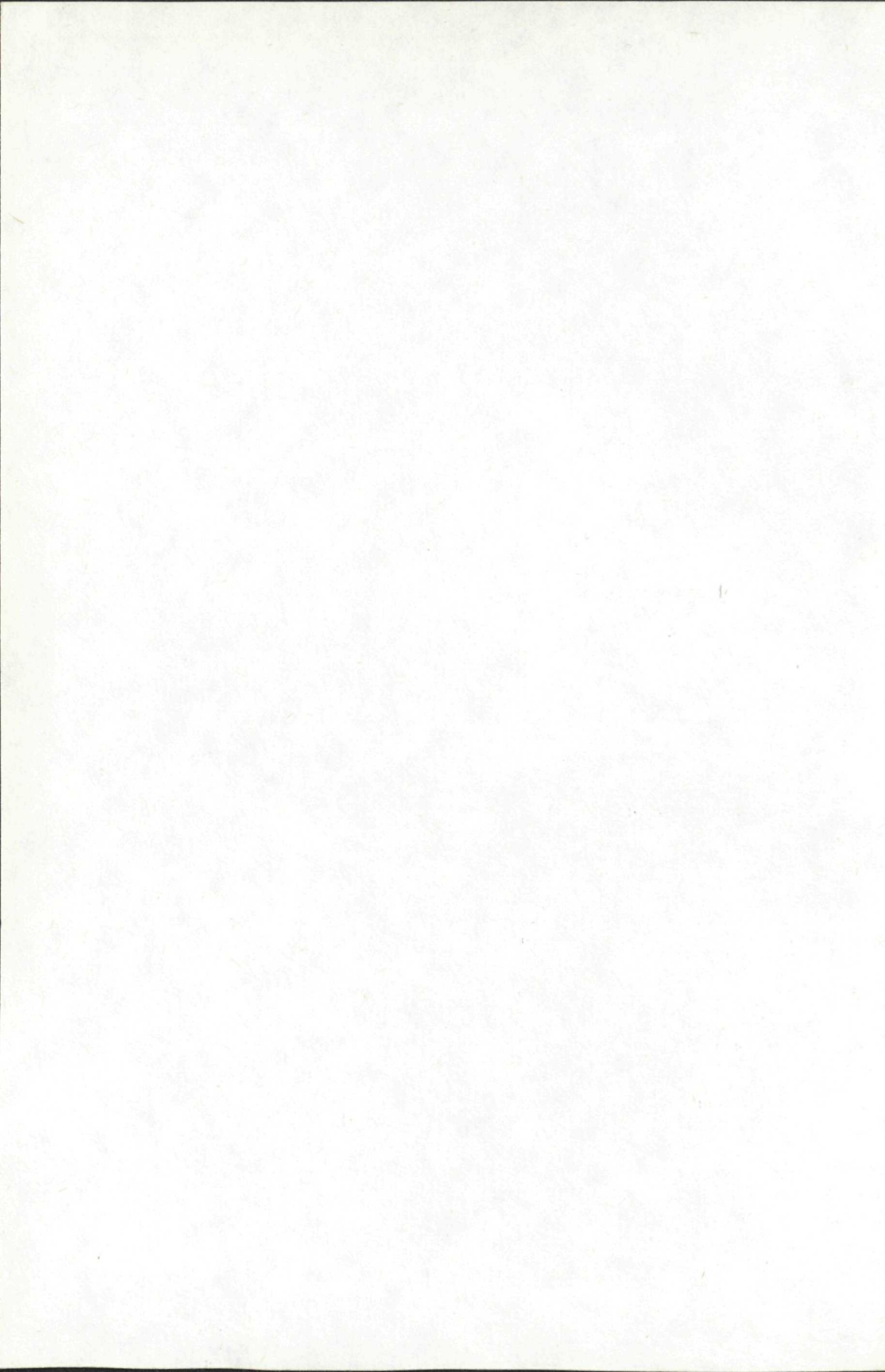
ZÁPADNÉ KARPATY • MINERALÓGIA, PETROGRAFIA, GEOCHÉMIA, METALOGENÉZA 13

AB 107 a

Ústredná geologická knižnica SR
ŠGÚDŠ



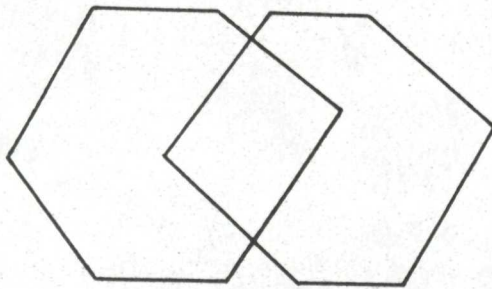
3902001020225



**ZÁPADNÉ
KARPATY**

SÉRIA

*minerológia
petrografia
geochemia
metalogenéza*



ZÁKLADNÍ
KAPITOLA

SEŘAD

1. vydání
1988
100 stran
10 Kč



VEDECKÝ REDAKTOR

RNDr. ANNA VOZÁROVÁ, CSc.

ODBORNÝ RECENZENT

RNDr. MIROSLAV SLAVKAY, CSc.

REDAKČNÝ OKRUH

RNDr. T. ĎURKOVIČ, CSc., RNDr. J. HATÁR, CSc.,

RNDr. J. KRIŠTÍN, RNDr. I. REPČOK, CSc., Ing. J. ŠTOHL, CSc.

ZÁPADNÉ KARPATY

SÉRIA

mineralógia
petrografia
geochémia
metalogenéza 13

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

Nepredajný exemplár

GEOLOGICKÝ ÚSTAV DIONÝZA ŠTÚRA, BRATISLAVA 1989

1890

James
a. Knoll
Xiphophorus

Knoll
and Knoll
of the
Xiphophorus

Obsah

Úvod	9
1. Zvolené metódy spracovania	10
2. Kaolíny Západných Karpát a ich klasifikácia	12
2.1. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát	13
2.1.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika	13
2.1.2. Granitoidy a metamorfity veporika	17
2.1.2.1. Granitoidy veporického masívu	19
2.1.2.2. Metamorfity obalovej série veporika	23
2.1.3. Granity a metamorfity gemerika	31
2.1.3.1. Granity gemerika	32
2.1.3.2. Metamorfity gemerika	32
2.1.4. Neovulkanity	39
2.1.4.1. Stredoslovenské neovulkanity	41
2.1.4.2. Východoslovenské neovulkanity	50
2.2. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie hydrotermálnych kaolínov Západných Karpát	52
2.2.1. Stredoslovenské neovulkanity	52
2.2.2. Východoslovenské neovulkanity	58
2.3. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie sedimentárnych kaolínov Západných Karpát	62
2.3.1. Podunajská panva	62
2.3.2. Hornonitrianska kotlina	64
2.3.3. Turčianska kotlina	66
2.3.4. Lučenská kotlina	66
2.3.5. Košická kotlina	71
3. Genéza kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát	73
3.1. Vertikálna zonálnosť	73
3.2. Materské horniny kaolínových kôr zvetrávania	75
3.2.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika	76
3.2.2. Granitoidy veporika a gemerika	80
3.2.3. Metamorfity veporika a gemerika	86
3.2.3.1. Metamorfity veporika	86
3.2.3.2. Metamorfity gemerika	91
3.2.4. Neovulkanické horniny	96
3.2.4.1. Ryolity a ryolitové vulkanoklastiká	97
3.2.4.2. Andezity a andezitové vulkanoklastiká	99
3.2.4.3. Bazalty a bazaltové vulkanoklastiká	102
3.3. Klíma počas vzniku kaolínových kôr zvetrávania	104
3.4. Charakter reliéfu a tektonika na kaolínových kôrach zvetrávania	108
3.4.1. Charakter reliéfu Západných Karpát	110
3.4.2. Charakter reliéfu a tektonika na kaolínových kôrach zvetrávania vnútorných Západných Karpát	111
3.4.2.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika	112
3.4.2.2. Granitoidy a metamorfity veporika a gemerika	113
3.4.2.3. Stanovenie reliéfu a tektoniky pri kaolinizácii granitoidov pomocou fosilných stôp po štiepení U v apatite	115
3.4.2.4. Neovulkanity	117

4. Genéza hydrotermálnej kaolinizácie Západných Karpát	118
4.1. Zonálnosť	118
4.2. Hydrotermálna a hypergénná kaolinizácia	121
4.3. Izotopický výskum	125
4.4. Stredoslovenské neovulkanity	126
4.4.1. Kremnický rudný rajón	126
4.4.1.1. Centrálné pásmo	127
4.4.1.2. Severné okrajové pásmo	132
4.4.1.3. Južné okrajové pásmo	134
4.4.1.4. Vznik ílových minerálov v kremnickom rudnom rajóne	138
4.4.2. Hydrotermálna a hypergénná kaolinizácia na jz. okraji Kremnických vrchov	140
4.4.3. Rudný rajón Javoria — lokalita Podpolom	141
4.5. Východoslovenské neovulkanity	145
5. Genéza sedimentárnych kaolínov Západných Karpát	148
5.1. Piesčité kaolinitovo-illitové íly podunajskej panvy	149
5.2. Hornonitrianska a Turčianska kotlina	151
5.3. Lučenská a Košická kotlina	153
6. Distribúcia mikroprvkov v kaolínach Západných Karpát	157
6.1. Kaolínové kôry zvetrávania	161
6.2. Hydrotermálna kaolinizácia	165
6.3. Sedimentárne kaolíny	168
7. Kaolinitové íly Západných Karpát	170
7.1. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolinitových ílov Západných Karpát	170
7.1.2. Bazálne terciérne súvrstvie Ipelskej, Lučenskej, Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny	171
7.1.3. Poltárske súvrstvie Lučenskej a Rimavskej kotliny	176
7.1.3.1. Geologicko-ložiskové pomery ílov poltárskeho súvrstvia	177
7.1.3.2. Minerálne zloženie ílov poltárskeho súvrstvia	178
7.1.4. Východoslovenská panva	183
7.2. Genéza kaolinitových ílov Západných Karpát	187
7.2.1. Bazálne terciérne súvrstvie Ipelskej, Lučenskej, Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny	188
7.2.2. Poltárske súvrstvie Lučenskej a Rimavskej kotliny	190
7.2.3. Východoslovenská panva	192
7.3. Distribúcia mikroprvkov v kaolinitových íloch Západných Karpát	194
8. Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch	202
8.1. Vek kaolínového zvetrávania	204
8.1.1. Predterciérna éra	205
8.1.2. Terciérna éra	210
8.1.2.1. Paleogén	210
8.1.2.2. Miocén	214
8.1.2.3. Pliocén	222
8.2. Vek hydrotermálnej kaolinizácie	223
9. Záver	224
Literatúra	235
Kaolins and Kaolinite Clays of the Western Carpathians (Summary)	247

Kaolíny a kaolinitové íly Západných Karpát

143 obr. v texte, 16 fotogr. tabuliek (I—XVI), anglické resumé

Abstract. A comprehensive account of the given topic represents the first synthetic outlook on the formation of kaolins in the Western Carpathians. The following three genetic types of kaolin deposits may be distinguished in this region: the weathering, hydrothermal and sedimentary. The kaolinite clays were assigned to a separate group.

The presence of kaolin weathering crusts was stated in all units of the Inner Western Carpathians where they arose on granitoids, or metamorphites of Paleozoic respectively, and on neovolcanites.

In Tertiary, the oldest, reliably evidenced kaolinization proceeded before Egerian and during, or before Oligocene (Kiscellian). The main stage of supergene kaolinization took place from Badenian to Pontian. It is mainly rhyolite volcanism of Sarmatian-Pannonian age that is significant for the hydrothermal kaolinization.

Úvod

Kaolíny a kaolinitové íly nikdy nepatrili v Západných Karpatoch k surovinám, ktoré by vzbudzovali väčší záujem geológov. Možno povedať, že dlhé obdobie stáli na jeho okraji. Významný impulz k zásadnejšej zmene v nazeraní na proces kaolinizácie v tomto regióne znamenal v roku 1966 objav prvého, a dosiaľ stále jediného bilančného ložiska kaolínu pri osade Horná Prievrana neďaleko Poltára v Lučenskej kotline.

Napriek tomu, že sa v tomto období podarilo predložiť len predbežnú a neúplnú predstavu o regionálnej kaolinizácii Západných Karpát, prvé výsledky a ich medzinárodný ohlas ukázali, že ide o problematiku, ktorá si zasluhuje sústavnú pozornosť a podrobnejšie spracovanie.

Začiatkom 80. rokov sa začala prejavovať naliehavá potreba súbornejších a ucelenejších poznatkov, ktoré by sa opierali nielen o dovedy známe kľúčové oblasti, ale o celý región vnútorných Západných Karpát. Uvedomili sme si, že v porovnaní s ložiskami ostatných ílových surovín, najmä bentonitov, ktoré mali v Západných Karpatoch pri vyhľadávaní, prieskume, ale aj v základnom výskume 60. rokov zjavnú prioritu, sa otázka kaolínov, respektíve kaolinitových ílov stáva významnou nielen zo surovinového, ale aj tektonického, klimatického, paleogeografického a sedimentologického hľadiska. Predovšetkým táto okolnosť dovedla autora k presvedčeniu, že je žiadúce doterajšie čiastkové poznatky doplniť a pokúsiť sa o celkový pohľad na proces kaolinizácie v Západných Karpatoch. Výsledkom je prvá súborná práca, ktorej cieľom je postihnúť a riešiť všetky základné otázky súvisiace s kaolínmi a kaolinitovými ílmi Západných Karpát s ohľadom na ich geologicko-ložiskové pomery, minerálne zloženie, genézu a vek.

Spôsob spracovania predložených výsledkov si zákonite vyžiadal širokú spoluprácu s mnohými pracovníkmi geologických, ale aj príbuzných prírodných vied, ktorým chcem aj touto cestou vysloviť úprimné poďakovanie. Moja osobitná vďaka patrí RNDr. E. Šamajovej, CSc. za dlhoročnú spoluprácu pri röntgendifraktografickom štúdiu a RNDr. H. Gerthofferovej, CSc. za spoluprácu pri elektrónovomikroskopovom výskume. Za mnohé cenné rady, kritické poznámky a impulzy srdečne ďakujem prof. RNDr. M. Mišíkovi, DrSc., doc. RNDr. M. Kužvartovi, CSc. a RNDr. D. Vassovi, DrSc.

1. Zvolené metódy spracovania

Predkladaná práca je výsledkom dlhoročného štúdia problematiky, ktorá je ako z hľadiska základného, tak aj aplikovaného geologického výskumu v súčasnom období pre SSR veľmi aktuálna. Bolo ju možné vypracovať iba na základe úzkej spolupráce s pracovníkmi rezortu Slovenského geologického úradu, najmä Geologického prieskumu, n. p. Spišská Nová Ves a Geologického ústavu Dionýza Štúra v Bratislave, ktoré poskytli veľký počet vzoriek získaných z vrtných a ostatných technických prác.

Pri konkrétnom riešení problematiky bol zvolený nasledovný postup:

a) Terénnym výskumom bolo potrebné vybrať vhodné profily vybraných oblastí, v ktorých sa na základe „makro“ indícií dali predpokladať kaolinizačné procesy. Dôraz sa kládol na jednotnú dokumentáciu vzoriek s možnosťou sledovať zmeny v stupni rozkladu primárnych minerálov. Miesto tradičného geologického mapovania sa v niektorých prípadoch realizovalo plošné vynášanie minerálnych asociácií na základe laboratórneho spracovania vzoriek do geologických máp v mierke 1 : 5000. Ide o geologické mapy minerálnych asociácií, ktoré znázorňujú distribúciu ílových minerálov v oblastiach, kde sa uplatňujú vo väčšom rozsahu procesy vedúce k tvorbe ílových minerálov, respektíve zeolitov (najmä vulkanosedimentárne formácie).

b) Optické štúdium v polarizačnom mikroskope bolo zamerané na objasnenie špecifických problémov súvisiacich s poznaním minerálneho zloženia materských hornín, a najmä s možnosťou stanovenia tých protominerálov, ktoré podľahli čiastočnej kaolinizácii.

c) Osobitný dôraz sa kládol na poznanie chemického a modálneho zloženia čerstvých materských hornín, ktoré boli následne kaolinizované. V tomto smere sa využívali predovšetkým údaje excerptované z literárnych a archívnych prameňov.

d) Základnou identifikačnou metódou pre stanovenie minerálneho zloženia ílovitej frakcie vo všetkých študovaných vzorkách bola röntgenodifrakčná analýza. Na základe jej výsledkov sa vyčleňovali minerálne asociácie, sledovala sa distribúcia ílových minerálov v čase a priestore a zdôvodňovali sa prakticky všetky zásadné poznatky o genéze. Vyhodnocovali sa záznamy z orientovaných preparátov a takmer všetky boli vyhotovené na prístroji čs. výroby Mikrometa II s goniometrom 3. Separovanie vzoriek a príprava preparátov sa robila za

štandardných podmienok. V niektorých prípadoch sa vzájomný pomer medzi zastúpením ílových minerálov kvantifikoval. Použila sa pritom metodika publikovaná v práci I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ (1978). Stupeň štruktúrnej usporiadania kaolinitu sa v špecifických prípadoch určoval solvatovaním vzoriek s octanom draselným a hydrazínom metodikou, ktorá je publikovaná v práci I. KRAUSA et al. (1972).

e) Transmisný elektrónový mikroskop (TEM) sa využíval pri identifikácii kaolinitu a halloyzitu na základe ich rozdielneho tvaru častíc. V niektorých prípadoch sa využívala na identifikáciu minerálov kaolinitovej skupiny aj elektrónová difrakcia. Okrem toho mal TEM významné poslanie pri sledovaní veľkosti častíc, ich ohraničenia, tvaru a pod., čo umožnilo dokumentovať vplyv materských hornín na minerálne zloženie finálnych produktov rozkladu pri kaolinizácii. Všetky elektrónové mikrofotografie pomocou TEM boli zhotovené na prístroji Tesla BS 242 E.

f) Značný význam pri štúdiu kaolinizačných procesov rôznej genézy nadobúda riadkovací elektrónový mikroskop (SEM). Umožňuje sledovať textúru študovaných vzoriek, orientáciu a vzájomné vzťahy medzi ílovými a ostatnými minerálmi, s dobrými výsledkami najmä vtedy, keď sa kombinuje s röntgenodifrakčnou analýzou a transmisným elektrónovým mikroskopom. Všetky elektrónové mikrofotografie pomocou SEM boli zhotovené z lomových plôch vzoriek v prirodzenom stave, po pokovení uhlíkom na prístroji JEOL JSM-35.

g) Na základe kapacitných možností pracoviska boli realizované nasledovné stanovenia, ktoré umožňujú poznať zastúpenie petrogénnych kysličníkov, ako aj vybraného okruhu mikroprvkov.

i) Klasickou silikátovou analýzou bol stanovený obsah petrogénnych kysličníkov zo všetkých základných genetických typov kaolínov a kaolinitových ílov v prirodzenom stave aj z rôznych separovaných granulometrických frakcií so zámerom sledovať ich bilanciu v závislosti od charakteru materských hornín, minerálneho zloženia a intenzity kaolinizačných procesov. Na tento účel sa z výsledkov silikátových analýz zostavili diagramy prínosu-odnosu prvkov podľa metodiky vypracovanej R. M. GARRELSOM a F. T. MACKENZIEM (1971).

i) Vo vybranej skupine minerálov (albit, chlorit) bol za účelom overenia priebehu kaolinizácie na ložisku Horná Prievrana pri Poltári stanovený obsah petrogénnych kysličníkov elektrónovým mikroanalýzátorom (pracovisko GÚDŠ).

i) Stanovený bol obsah vybraného okruhu mikroprvkov, ktorých distribúcia je determinovaná charakterom materských hornín a spôsobom ich vzniku (zvetrávacie, hydrotermálne, sedimentárne). Mikroprvky boli stanovené kvantitatívnu spektrochemickou analýzou z vyseparovanej frakcie pod 0,002 mm metodikou, ktorú vypracoval prof. Ing. E. PLŠKO, DrSc. a publikovanou v práci I. KRAUSA (1975₁) a E. PLŠKA et al. (1975).

h) Na základe vyššie uvádzaných metodík, prostredníctvom ktorých sa získali údaje o geologicko-ložiskových pomeroch, minerálnom a chemickom zložení, predkladáme poznatky o genéze, etapách kaolinizácie a prognózných oblastiach kaolínov a kaolinitových ílov Západných Karpát.

2. Kaolíny Západných Karpát a ich klasifikácia

Kaolinizáciu v Západných Karpatoch chápeme ako proces, pri ktorom dochádza ku vzniku minerálov kaolinitovej skupiny, z ktorých má najväčšie rozšírenie a význam kaolinit, lokálne aj halloyzit.

Akumulácie kaolinitu ložiskového významu vznikajú rozkladom primárnych, najčastejšie alumosilikátových minerálov, účinkom hypergénnych alebo hydrotermálnych procesov. V našom ponímaní ich rozdeľujeme na kaolíny a kaolinitové íly. Podrobný rozbor základných činiteľov podieľajúcich sa na kaolinizácii hornín rôzneho zloženia a veku umožnil zároveň vypracovať na danom stupni poznatkov prvú ucelenú predstavu o etapách, v ktorých tento proces v Západných Karpatoch prebiehal.

Pri zostavení a členení práce sa vychádzalo z regionálno-geologického hľadiska. Na základnú analýzu sumarizujúcu poznatky o geologickej stavbe, ložiskových pomeroch a minerálnom zložení všetkých významnejších indícií, výskytov a ložísk kaolínov vo vyčlenených jednotkách Západných Karpát (kapit. 2) nadväzuje syntéza, v ktorej sú zhrnuté poznatky o procesoch ich vzniku (kapit. 3, 4, 5). Zhodný postup spracovania sa použil aj pri kaolinitových íloch (kapit. 7). Prehľadná lokalizácia študovaných výskytov a ložísk kaolínov a kaolinitových ílov je uvedená na obr. 1.

Doteraz sa v európskom meradle nepristúpilo ku globálnej časovo-priestorovej rajonizácii všetkých známych prejavov kaolinizácie. Nazdávame sa, že západokarpatský región by v tejto rajonizácii mohol mať postavenie samostatnej západokarpatskej kaolínovej provincie. Aj keď sa v nej nachádzajú zatiaľ len dve ložiská ekonomického významu, počet nateraz ešte málo preskúmaných indícií a výskytov, respektíve ložísk zatiaľ ešte nebilančného významu prekvapujúco narastá. Sme presvedčení, že tieto poznatky prispievajú k formovaniu ucelenejšej predstavy o procesoch kaolinizácie v strednej Európe než tomu bolo doteraz, keď sa vzťahovala len na oblasť Českého masívu (M. STÖRR et al. 1977).

Definícia kaolínu je v medzinárodnom meradle stále neujasnená. V strednej a východnej Európe sa považuje za rezíduum, ktoré vzniklo z pôvodných hornín zvetrávaním alebo účinkom hydrotermálnych procesov (primárny kaolín). V západnej Európe a v USA sa za kaolín považujú aj kaolinitové íly, ktoré po svojom vzniku prekonali rôzne dlhý transport z pôvodného miesta do sedimentačnej panvy (sekundárny kaolín). V Západných Karpatoch považujeme za primárny kaolín reziduálnu horninu v ponímaní J. KONTU (1972) a za sekundárny kaolín iba produkty krátkej redepozície vrchnej časti kaolínových kôr zvetrávania do prevažne kontinentálnych sedimentačných panví, ktoré majú najčastejšie charakter kaolinitových pieskov, prípadne kaolinitových štrkov.

Na minerálnom zložení ílovitej frakcie kaolínov v Západných Karpatoch sa okrem kaolinitu najčastejšie podieľa illit (podtyp A.1; C.1.) a halloyzit (podtyp A.2; B.2.) v tab. 1.

Tab. 1 Genetická klasifikácia kaolínov Západných Karpát.

I. Primárne kaolíny	A. Zvetrávacie 1. Kaolínové kôry zvetrávania granitoidov a metamorfítov 2. Kaolínové kôry zvetrávania neovulkanitov B. Hydrotermálne 1. Kaolinizácia mylonitov 2. Kaolinizácia neovulkanitov
II. Sekundárne kaolíny	C. Sedimentárne 1. Kaolinitové piesky a štrky

2.1. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát

Kaolínové kôry zvetrávania predstavujú v Západných Karpatoch najdôležitejší a najperspektívnejší geneticko-ložiskový typ. Významnejší z nich je podtyp A.1. v tab. 1. Poznatky získané o tomto type v predkladanej práci potvrdzujú zásadný rozdiel medzi kôrami zvetrávania v jadrových pohoriach tatrika na strane jednej a veporika, respektíve gemerika na strane druhej. Mnohé z nich zatiaľ nemajú bilančný význam a nie je podrobnejšie známy ich rozsah a úložné pomery. V danej etape je práve potrebné na základe ich výskumu formulovať predstavu o celkovom charaktere zvetrávania, ktorá by objasnila nielen ich samotné prognózy, ale aj ďalšie otázky súvisiace s exogénnym cyklom Západných Karpát.

Podtyp A.2. v tab. 1 sa od predošlého odlišuje minerálnym zložením. Všetky výskyty sa vyznačujú veľkou premenlivosťou v zastúpení úžitkovej zložky, ako aj malým a nepravidelným rozsahom zachovaných produktov rozkladu. Sú známe v oblasti stredoslovenských aj východoslovenských neovulkanitov.

2.1.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika

Granitoidné masívy sú v tatriku Západných Karpát charakteristickým prvkom, vystupujúcim obyčajne v centrálnych častiach jadrových pohorí. Ich podiel na stavbe jednotlivých jadier sa značne odlišuje. Závisí od výzdvihu a následnej erózie toho-ktorého pohoria, ako aj od celého radu ďalších činiteľov. Na základe doterajších výskumov možno v nich v zmysle L. KAMENICKÉHO (1982) vyčleniť: aplitovo-pegmatitové granity, dvojsľudné a biotitické granity, biotitické granodiority, tonality.

Komplexom metamorfítov, ktoré sú významnou súčasťou jadrových pohorí tatrika, nevenujeme pozornosť, nakoľko zatiaľ nemáme dostatok znalostí o produktoch, ktoré vznikli pri ich zvetrávaní.

Malé Karpaty

V bratislavskom masíve sú dvojsľudné granodiority základným typom najmä v širšej oblasti Bratislavy (tab. 2). Modranský masív je tvorený najmä stredno-

Tab. 2 Chemické analýzy a modálne zloženie granitoidných hornín Malých Karpát.

	1	2	3	4
SiO ₂	69,78	70,10	65,53	73,91
TiO ₂	0,07	0,14	0,70	0,13
Al ₂ O ₃	14,98	13,94	16,80	14,75
Fe ₂ O ₃	1,75	1,20	1,55	0,61
FeO	0,80	0,75	1,95	0,27
MnO	0,15	0,01	0,04	0,04
MgO	1,07	3,20	1,25	0,43
CaO	3,58	3,45	3,52	0,12
Na ₂ O	5,32	4,73	3,33	3,39
K ₂ O	2,28	1,42	3,18	3,94
P ₂ O ₅	0,18	0,39	—	0,42
H ₂ O ⁺	0,28	0,27	1,94	0,70
H ₂ O ⁻	0,20	0,52	0,30	0,05
Spolu	100,44	100,12	100,09	
Plagioklas	34,41	36,33		
K-živec	18,15	19,53		
Kremeň	30,54	30,38		
Biotit	10,65	6,17		
Muskovit	4,29	5,17		
Akcesórie	1,96	2,44		

1 — dvojsľudný granodiorit, j. časť bratislavského masívu (B. CAMBEL — J. VALACH 1956); 2 — dvojsľudný granodiorit, jz. časť bratislavského masívu (B. CAMBEL — J. VALACH 1956); 3 — biotitický granodiorit, j. časť modranského masívu (J. VESELSKÝ 1970); 4 — pegmatity bratislavského masívu — priemer zo 4 analýz (J. VESELSKÝ 1970).

zrnným biotitickým granodioritom. Pre obidva základné typy granitoidov bratislavského aj modranského masívu je charakteristická prítomnosť zón drvenia a alpínskej rekryštalizácie za vzniku rôznych typov mylonitov (B. CAMBEL 1956). Potvrdil sa v nich intenzívny rozklad s dominantným zástúpením montmorillonitu, respektíve illitu a s prímiesou chloritu (M. HARMAN—J. DERCO 1976). Neskôr boli študované kôry zvetrávania a pôdne profily vyvinuté na rôznych typoch granitoidov a kryštalických bridlic (M. DURAY 1977, J. ČURLÍK 1980). Potvrdila sa prevaha illitu, lokálne montmorillonitu, prípadne pri bázičných diferenciaciach chloritu. Kaolinit väčšinou nie je prítomný, prípadne sa vyskytuje len v nepatrnom množstve.

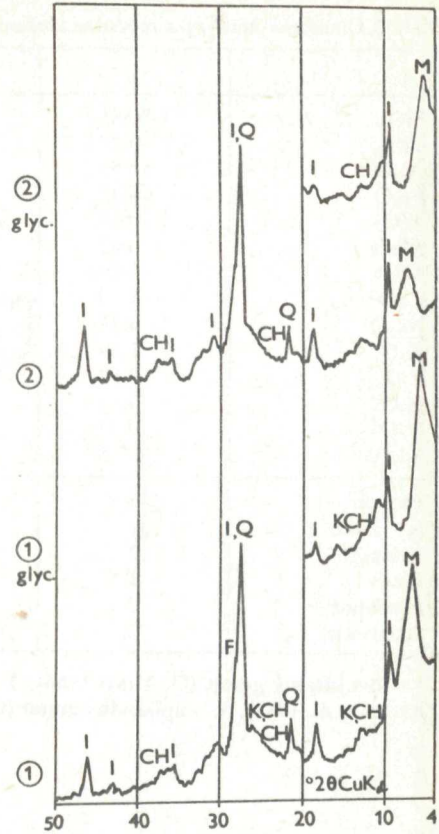
Uvedené výsledky sú v súlade s našim výskumom intenzívne rozloženého dvojsľudného granodioritu bratislavskej hradnej skaly, kde z ílových minerálov je v podstatnom množstve prítomný montmorillonit a illit. Minerálne zloženie ílomitej hmoty viazanej na premenu biotitu, respektíve plagioklasu nevykazuje podstatnejší rozdiel (obr. 2, vz. 1, 2).

Žiar

Slabo diferencovaný granitoidný masív jadrového pohoria Žiar je tvorený porfyrickým dvojsľudným granitom až granodioritom, autometamorfným gra-

Obr. 2 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,005 mm kôry zvetrávania na granitoidoch Malých Karpát.

1 — dvojsľudný granodiorit bratislavského masívu — hradná skala, ílová hmota po plagioklasoch; 2 — rovnako ako vzorka 1, ílová hmota po biotite. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň, F — živce, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.



nitom a apliticko-pegmatitovým granitom (J. KAMENICKÝ 1967 in M. MAHEL ed. 1967). Chemické analýzy a modálne zloženie základných typov granitoidných hornín Žiaru poukazujú na prevahu plagioklasov nad K-živcami (tab. 3).

Proces zvetrávania granitoidov Žiaru sa sledoval na sv. okraji masívu pri obciach Budiš a Rudno na dvoch rôznych lokalitách.

Prvá sa nachádza sz. od obce Budiš, kde v povrchových odkryvoch vystupuje veľmi slabo rozložený leukokrátny apliticko-pegmatitový granit, ktorý tvorí šošovkovité telesá vo vrchnej časti granitoidnej intrúzie. V ílovej frakcii je prítomný približne v rovnakom pomere montmorillonit a illit. V nepatrnom množstve môže byť zastúpený chlorit, kaolinit chýba (obr. 3).

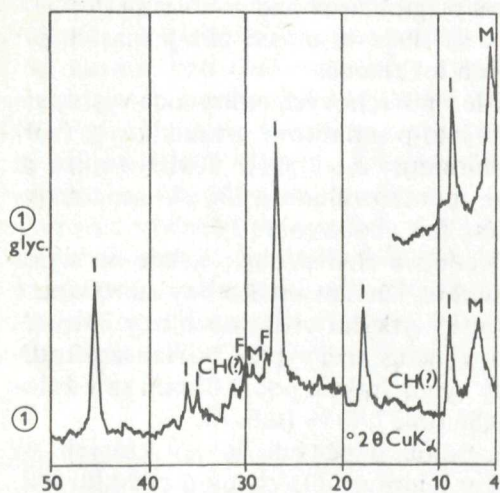
Druhá sa nachádza medzi obcami Rudno a Budiš (obr. 1), kde na styku granitoidov Žiaru a neogénnych sedimentov Turčianskej kotliny sú vyvinuté žulové eluviálne piesky a štrky, sledované plytkými vrtni do hĺbky 30 m (J. GAŠPARÍK 1969). Ich vzťah k sedimentárnej neogénnej výplni Turčianskej kotliny je znázornený na obr. 4. Hmotnostný výnos frakcie pod 0,05 mm sa v žulových pieskoch a štrkoch pohybuje od 9,88 do 37,40 % (tab. 4).

V niektorých vrtoch vystupuje viac polôh piesčitých ílov, v ktorých vo vyseparovanej frakcii pod 0,002 mm má v celom profile zreteľnú prevahu illit.

Tab. 3 Chemické analýzy a modálne zloženie granitoidných hornín Žiaru.

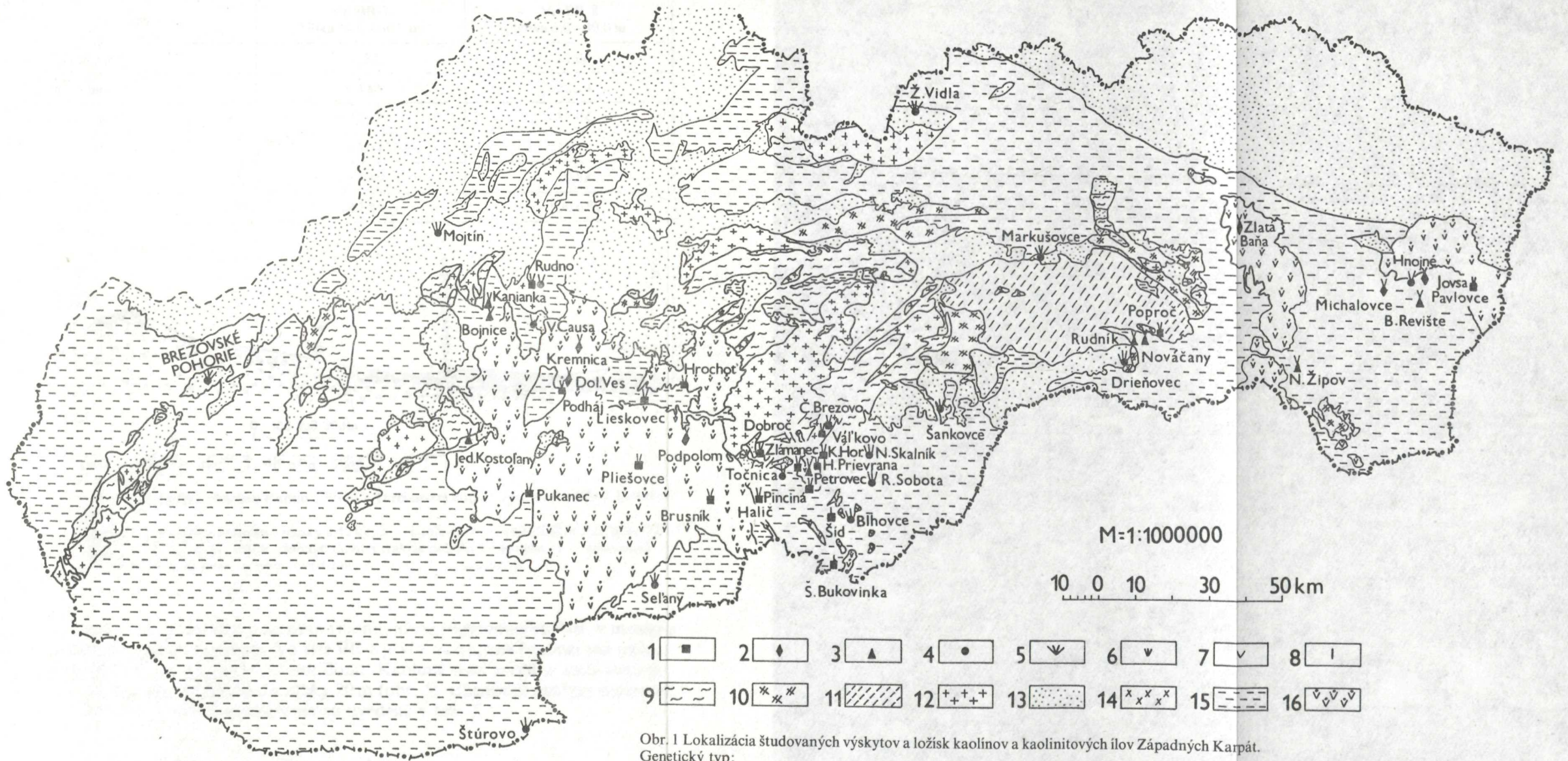
	1	2	3	4
SiO ₂	70,85	71,54	72,69	74,17
TiO ₂	0,20	0,36	0,47	stopy
Al ₂ O ₃	15,55	13,54	14,67	14,61
Fe ₂ O ₃	1,41	2,59	0,97	1,14
FeO	0,81	0,18	1,40	0,42
MnO	0,02	0,06	0,05	0,05
MgO	0,49	0,65	0,81	0,45
CaO	1,79	1,65	0,67	0,42
Na ₂ O	4,29	3,95	3,20	3,15
K ₂ O	2,89	3,95	3,15	3,70
P ₂ O ₅	0,12	0,23	0,13	0,22
H ₂ O ⁺	0,11	0,06	0,18	0,17
H ₂ O ⁻	0,72	1,28	1,20	0,99
Spolu	99,25	100,44	99,59	99,49
Plagioklas	43,5	40	37	42
K — živce	31	22	20	20
Kremeň	22	30	35	27
Biotit	1	5	4	4
Muskovit	2	2	2	6
Akcesórie	0,5	1	2	1

1 — dvojsľudný granit (O. MIKO 1966); 2 — biotitický granit až granodiorit, vzorka ZK-62 (J. MACEK et al. 1982); 3 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966); 4 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966).



Obr. 3 Röntgenodifrakčný záznam ilovitej frakcie pod 0,002 mm zvetralého apliticko-pegmatitového granitu jadrového pohoria Žiar, sz. od obce Budiš.

M — montmorillonit, I — illit, CH — chlorit, F — živce, glyc. — vzorka solvovaná glycerínom.

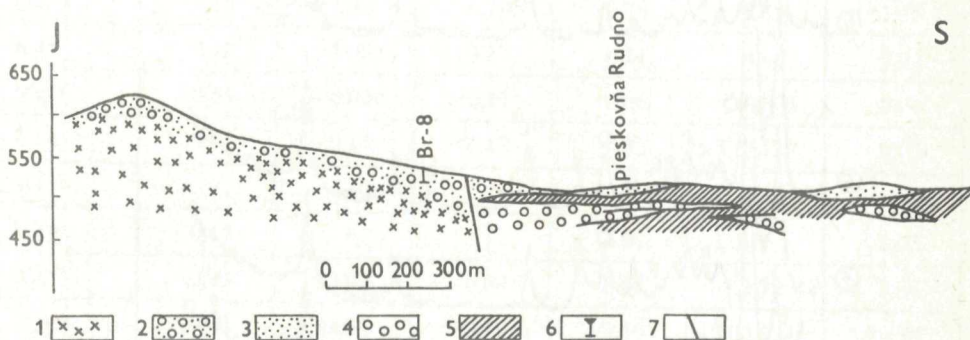


Obr. 1 Lokalizácia študovaných výskytov a ložísk kaolínov a kaolinitových ílov Západných Karpát.
 Genetický typ:
 1 — zvetrávací kaolín; 2 — hydrotermálny kaolín; 3 — sedimentárny kaolín; 4 — kaolinitový íl.
 Obdobie vzniku: 5 — predterciárna éra; 6 — paleogén; 7 — miocén; 8 — pliocén; 9 — metamorfity prekambria; 10 — nematamorfované horniny paleozoika; 12 — granitoidy paleozoika; 13 — sedimenty mezozoika a paleogénu; 14 — granitoidy mezozoika; 15 — sedimenty neogénu; 16 — neovulkanity.

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDO
 Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA.

Tab. 4 Granulometrické zloženie žulových eluviálnych pieskov a štrkov v jadrovom pohorí Žiar medzi obcami Budiš a Rudno (J. GAŠPARIK 1969).

Frakcia	Vrt BR-7 hĺbka 14,0–30,0 m	Vrt BR-8 hĺbka 0,0–30,0 m
Nad 2 mm	7,55	11,04
1–2 mm	2,85	28,14
0,2–1 mm	29,13	38,04
0,05–0,2 mm	23,07	12,90
Pod 0,05 mm	37,40	9,88
Spolu	100,0 %	100,0 %



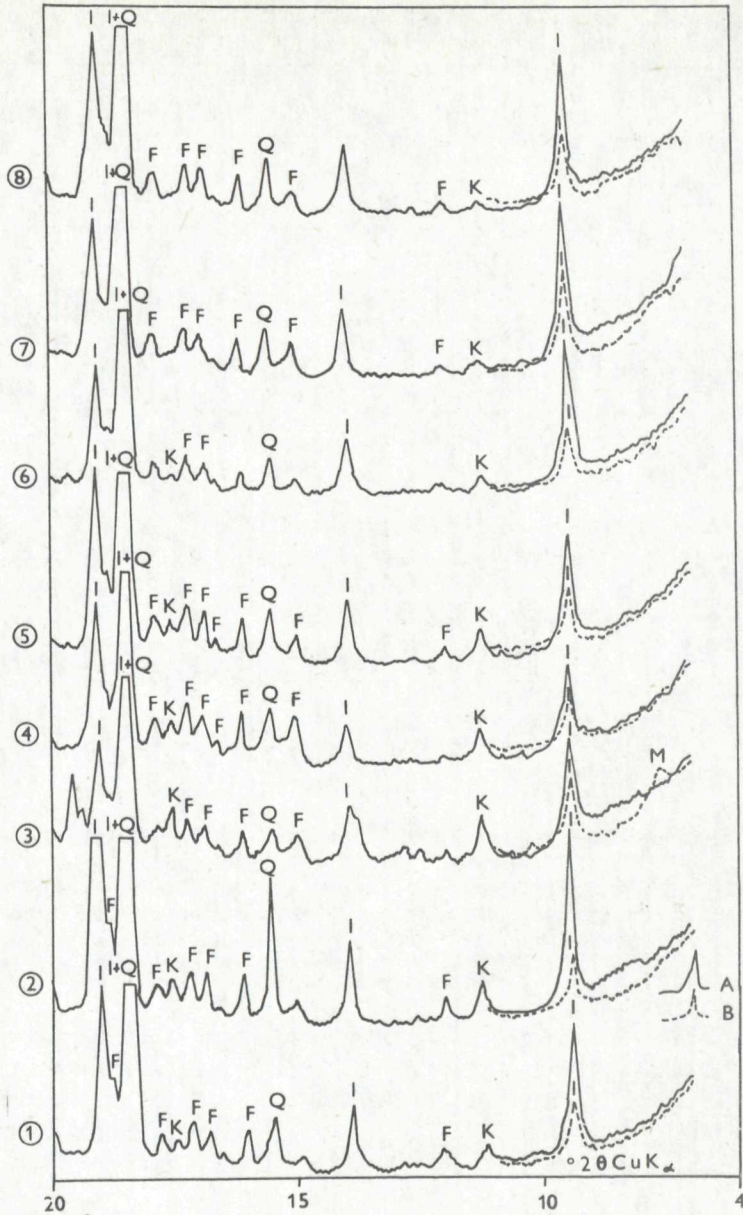
Obr. 4 Geologický profil oblasťou Rudno—Budiš v Turčianskej kotline upravený podľa J. GAŠPARIKA (1969).

1 — granit; 2 — eluviálne granitové piesky a štrky; 3 — kaolinitové piesky (sedimentárny kaolín); 4 — piesky, pri ktorých minerálne zloženie ílovitej frakcie nebolo overované; 5 — tmavosivé íly, u ktorých minerálne zloženie nebolo overované; 6 — vrt; 7 — dislokácia.

Kaolinit tvorí podstatne a montmorillonit, až na najspodnejšiu časť, v menšom množstve zastúpenú prímes. Vo vrte BR-8 je viac zastúpená hrubozrnná frakcia. Prevláda illit, absentuje montmorillonit. Kaolinit tvorí zreteľne zastúpenú prímes od povrchu približne do hĺbky 20 m (obr. 5). Chemické analýzy materskej horniny a produktov zvetrávania sú uvedené v tab. 5.

2.1.2. Granitoidy a metamorfity veporika

Vo veporiku, najmä v jeho západnej a juhozápadnej časti, sa vytvorili omnoho priaznivejšie podmienky pre tvorbu, ale v prvom rade pre zachovanie kaolínových kôr zvetrávania v porovnaní s jadrovými pohoriami tatrika. Sú vyvinuté na granitoidoch veporického masívu kráľovohoľského pásma, granitoidoch



Obr. 5 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie pod 0,002 mm eluviálnych granitových pieskov a štrkov na sv. okraji jadrového pohoria Žiar vo vrte BR-8.
 1 — hĺbka 29—30 m; 2 — hĺbka 27—28 m; 3 — hĺbka 23—24 m; 4 — hĺbka 19—20 m; 5 — hĺbka 15—16 m; 6 — hĺbka 11—12 m; 7 — hĺbka 7—8 m; 8 — hĺbka 3—4 m; I — illit, K — kaolinit; Q — kremeň; F — živce. A — vzorka v prirodzenom stave, B — vzorka solvatovaná glycerinom.

Tab. 5 Chemické analýzy materských hornín a produktov zvetrávania medzi obcami Budiš a Rudno v jadrovom pohorí Žiar.

	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	74,17	74,59	61,90	54,49	74,10	55,07
TiO ₂	stopy	0,24	0,78	0,81	0,18	0,94
Al ₂ O ₃	14,16	14,66	14,29	22,65	12,97	23,74
Fe ₂ O ₃	1,14	0,77	2,30	1,11	1,68	1,97
FeO	0,42	0,25	4,35	0,67	0,11	0,85
MgO	0,45	1,01	2,14	0,60	0,70	0,98
CaO	0,42	0,28	1,27	0,78	0,28	0,76
Na ₂ O	3,15	1,73	1,24	0,73	2,65	1,35
K ₂ O	3,70	3,90	3,27	4,21	4,16	3,92
MnO	0,05	0,020	0,11	0,06	0,004	0,04
P ₂ O ₅	0,22	0,10	0,17	0,02	0,12	0,03
SO ₃	—	0,10	1,28	—	0,88	—
H ₂ O ⁺	0,17	—	—	4,99	—	2,05
H ₂ O ⁻	0,99	2,00	6,89	8,48	2,39	7,88
Spolu	99,04	99,65	99,99	99,60	100,224	99,58

1 — aplitoidný granit (O. MIKO 1966); 2 — slabo zvetraný apliticko-pegmatitový granit sz. od obce Budiš — minerálne zloženie ilovitej frakcie na obr. 2; 3 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-7, hĺbka 9—14 m; 4 — rovnako ako vzorka 3 — frakcia pod 0,002 mm — minerálne zloženie ilovitej frakcie na obr. 4; 5 — kaolinizované eluviálne žulové piesky a štrky, vrt BR-8, hĺbka 11—12 m; 6 — rovnako ako vzorka 5, frakcia pod 0,002 mm, minerálne zloženie ilovitej frakcie na obr. 5; vzorky 2, 3, 5 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorky 4, 6 analyzoval GÚ UK Bratislava.

lieskovského ostrova ľubietovského pásma, ale predovšetkým na metamorfických obalovej série veporika. Závažným poznatkom je okolnosť, že v produktoch zvetrávania má takmer vždy vedúce postavenie kaolinit.

2.1.2.1. Granitoidy veporického masívu

Veporický magmatický masív predstavuje najväčšie na povrch vystupujúce granitoidné teleso Západných Karpát. Chemické analýzy a modálne zloženie granodioritov veporika, patriace alebo blízke materským horninám na študovaných lokalitách, sú uvedené v tab. 6.

Tab. 6 Chemické a modálne zloženie granitoidov veporika patriacich alebo blízkych materským horninám na študovaných lokalitách.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	72,39	71,87	66,33	65,82	63,70
TiO ₂	0,01	0,35	0,62	0,68	0,84
Al ₂ O ₃	16,17	14,28	15,88	14,58	16,92
Fe ₂ O ₃	0,11	1,57	3,00	2,16	2,00
FeO	1,29	0,53	1,43	2,78	1,89
MnO	0,03	0,03	0,08	0,11	0,09
MgO	0,39	0,98	2,74	1,70	2,02
CaO	1,36	2,18	1,09	3,89	3,52
Na ₂ O	3,68	4,00	5,67	3,40	4,50
K ₂ O	4,78	3,04	2,05	2,84	2,18
P ₂ O ₅	0,11	0,16	0,17	0,49	0,42
H ₂ O ⁺	0,57	0,89	1,07	1,26	1,50
H ₂ O ⁻	0,05	0,11	0,10	0,09	0,34
Spolu	100,94	99,99	100,23	99,80	99,92
Plagioklas	26	50		57	58
K – živec	35	16		0	2
Kremeň	27	28		23	22
Biotit	6	5		18	14
Muskovit	5	–		0	1
Akcesórie	1	1		2	3

1 — dvojsľudný granit, lom s. od Českého Brezova (M. KUTHAN ed. 1963); 2 — biotitický granodiorit typ „Sihla“ vzorka ZK-58 (J. MACEK et al. 1982); 3 — biotitický granodiorit, typ „Sihla“ (D. HOVORKA 1960); 4 — biotitický tonalit, vzorka ZK-57 (J. MACEK et al. 1982); 5 — biotitický granodiorit až tonalit, vzorka ZK-83 (J. MACEK et al. 1982).

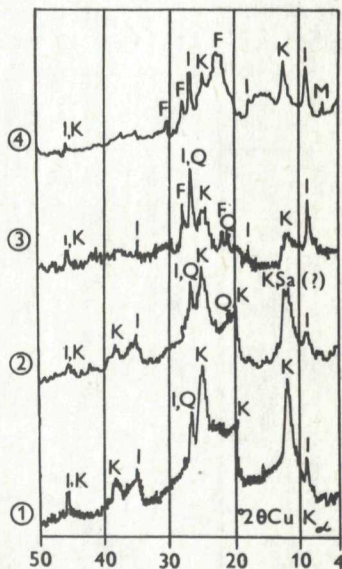
Váľkovo

Najlepšie zachovaná kaolínová kôra zvetrávania na granitoidoch veporického masívu sa nachádza pri osade Váľkovo, s. od Poltára. Reprezentuje ju elúvium dvojsľudného granitu veporického typu, ktoré dosahuje hrúbku približne 5 m a je exhumované pod sedimentárnym komplexom poltárskeho súvrstvia.

So vzrastajúcou hĺbkou sa dá v ňom sledovať plynulý pokles v intenzite

rozkladu živcov a biotitu materskej horniny. Plagioklasy zodpovedajú bázicite An_{10-20} — albitu až oligoklasu. Vo vrchnej časti, v zóne približne 2,5 m hrubej, sú plagioklasy intenzívne rozložené, ale K-živce len veľmi slabo na povrchu zrn. Zo slúd je zachovaný len muskovit. Biotit je vybielený alebo rozložený. V spodnej časti, v intervale od 2,5 m do 5 m od povrchu, dochádza k čiastočnému rozkladu plagioklasov, K-živce sú čerstvé. Muskovit aj biotit sú zachované v pôvodnej forme.

Minerálne zloženie vo vertikálnom smere sa v podstate nemení (obr. 6). V ílovitej frakcii má zreteľnú prevahu kaolinit s nedokonale usporiadanou štruktúrou. Illit tvorí menšiu, stabilne zastúpenú prímes. V najspodnejšej časti elúvia chýba montmorillonit.



Obr. 6 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie pod 0,002 mm zvetraného biotitického granodioritu.

1 — Válkovo, 4 m od povrchu; 2 — Válkovo, 2,5 m od povrchu; 3 — České Brezovo (kyslejší typ); 4 — České Brezovo (bázickejší typ). M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Sa — sadrovec, Q — kremeň, F — živce.

České Brezovo

V lome pri Českom Brezove vystupuje dvojsľudný granit. Jeho chemická analýza je uvedená v tab. 6. Vyznačuje sa nižším stupňom rozkladu plagioklasov (znovu albit-oligoklas) v porovnaní s predošlou lokalitou. Sludy sú čerstvé, čo sa prejavuje vo zvýšenom obsahu primárneho muskovitu, aj sekundárneho illitu a živcov. Kaolinit má nízky stupeň štruktúrnej usporiadanosti najmä v spodnej časti kôry zvetrávania (obr. 6, vz. 3). Montmorillonit je prítomný len v bázickejšom type (obr. 7, vz. 4).

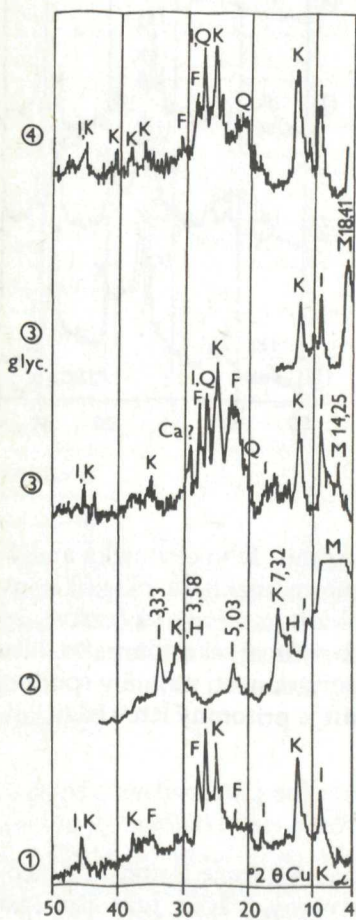
Lieskovský ostrov

Východne od Lieskovca, v tesnej blízkosti Zvolena vystupuje z podložia neogénnej výplne Slatinskej kotliny ostrov starších útvarov. Väčšia južnejšia časť

pozostáva z biotického granodioritu krakovského pásma, severnejšia z ryolitov (kremenných porfýrov), pestrých bridlic a arkóz, ktoré pravdepodobne patria k permu západnej časti Iubietovského, prípadne krakovského pásma a zo spodnotriasových kremencov priradovaných s najväčšou pravdepodobnosťou k obalovej sérii Iubietovského pásma (O. FUSÁN 1971).

Minerálne zloženie ílovitej frakcie produktov rozkladu lieskovského biotického granodioritu sa sledovalo v lome pri Lieskovci, ďalej v kôre zvetrávania vyvinutej na granodioritovom telese v podloží neogénnej výplne Slatinskej kotliny zistenej pri Hrochoti vo vrtoch SK-9, SK-22 a na východnom okraji Zvolena vo vrte KJ-21.

V lome pri Lieskovci má biotický granodiorit iba čiastočne rozložené plagioklasy (An_{28-42}) so zachovaným biotitom a čerstvými K-živcami. Jeho chemická analýza a modálne zloženie je uvedené v tab. 6. V ílovitej frakcii prevláda kaolinit s prímiesou illitu. Montmorillonit chýba (obr. 7, vz. 1).



Obr. 7 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie pod 0,002 mm zvetraného granodioritu lieskovského ostrova.

1 — Lieskovec; povrchový lom; 2 — vrt SK-22, hĺbka 59 m; 3 — vrt KJ-21, hĺbka 230,5 m; 4 — vrt KJ-21, hĺbka 224 m; M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, H — halloyzit, Q — kremeň, F — živce, Ca — kalcit.

Vo vrte SK-22 pri Hrochoti vystupuje v hĺbke 59 m pod neogénnou vulkano-
génno-sedimentárnou výplňou Slatinskej kotliny relikť kôry zvetrávania. Pla-
gioklasy sú úplne rozložené, ale biotit zastúpený v značnom množstve je zacho-
vaný. K-živce nie sú prítomné. Hornina so zachovanou pôvodnou textúrou
zodpovedá s najväčšou pravdepodobnosťou biotitickému tonalitu. V ílovitej
frakcii zreteľne dominuje montmorillonit s pomerne slabou prímiesou illitu
a kaolinitu (obr. 7, vz. 2).

Vo vrte SK-9 pri Hrochoti vystupuje v hĺbke 20 m pod neogénnou vulkano-
génno-sedimentárnou výplňou Slatinskej kotliny v porovnaní s predošlou vzor-
kou vo vrte SK-22 omnoho silnejšie zvetraná magmatická hornina s rozloženým
plagioklasom a biotitom, ale s dobre zachovaným muskovitom. Vo frakcii pod
0,002 aj pod 0,02 mm sú prítomné približne v rovnakom množstve kaolinit
s primárnym muskovitom aj sekundárnym illitom a nepatrnou prímiesou hal-
loyzitu (I. KRAUS 1969₁).

Významné miesto v granitoidoch lieskovského ostrova patrí kaolínovej kôre
zvetrávania, zistenej vrtom KJ-21 na východnom okraji Zvolena. Je zachovaná
v intervale 222—246,8 m pod povrchom. V jej vrchnej časti (približne úsek 222
—227 m) je z ílových minerálov prítomný kaolinit s podstatne zastúpenou
prímiesou illitu. V spodnejšej časti (približne úsek 227—246,8 m) je zachovaný už
len veľmi slabo rozložený biotitický granodiorit, prípadne tonalit s rozloženými
plagioklasmi a čerstvým perthitizovaným ortoklasom a mikroklínom. V sepa-
rovanej frakcii pod 0,002 mm sa zvyšuje podiel illitu a oproti vrchnej časti sa
objavuje prímies montmorillonitu (obr. 7, vz. 3).

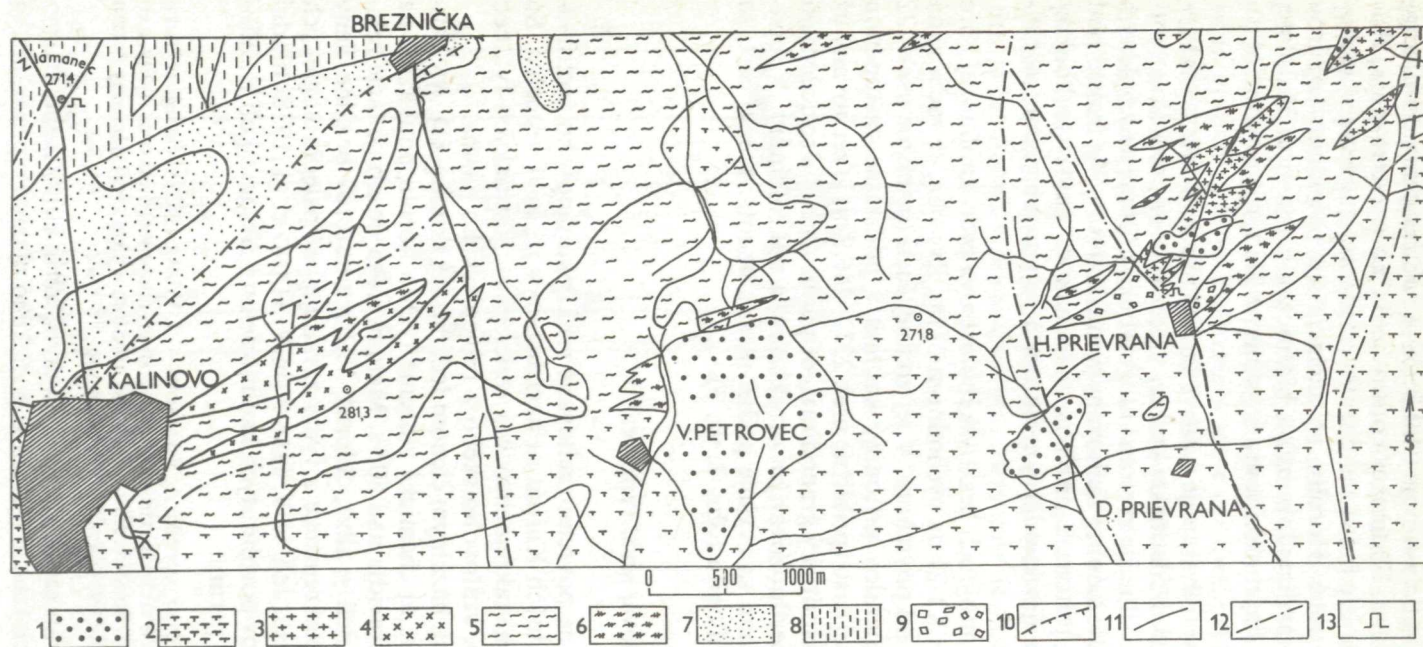
2.1.2.2. Metamorfity obalovej série veporika

Najrozsiahlšie a priamo na povrchu zachované relikty kaolínového zvetráva-
nia v celom regióne Západných Karpát sa nachádzajú v jz. časti veporika. Sú
vyvinuté na sericitických metakremencoch a sericiticko-chloritických fylitoch
obalovej série kohútskeho, kráľovohoľského a Ľubietovského pásma.

Metakremence a fylity sú bazálnym členom federátskej skupiny (D. ANDRU-
SOV et al. 1973). Minerálne aj chemické zloženie týchto hornín poukazuje na
vysoký obsah kremeňa, spravidla nad 80 %. Metamorfóza dosahuje fácie zele-
ných bridlíc (kremeň + sericit ± albit, chlorit). Väčšina autorov bazálne členy
federátskej skupiny — metakremence a fylity zaraďuje bez paleontologických
dôkazov do spodného triasu. Jedine V. HANO (in V. HANO et al. 1978) hľadal
dôkazy, aby časť komplexov postihnutých kaolinizáciou v širšom okolí Kalino-
va bolo možné zaradiť do permu.

V perme obalovej série južnej časti veporika A. VOZÁROVÁ — J. VOZÁR 1982) vyčleňujú revúcku
skupinu so spodným slatvinským a vrchným rimavským súvrstvím (zlepence, pieskovce, fylity, ako
aj metamorfované vulkanoklastiká zodpovedajúce ryolítom, dacitom a bazaltom). Horniny permu
revúckej skupiny nie sú postihnuté hypergénou kaolinizáciou.

Bazálny komplex federátskej skupiny v obalovej sérii kohútskeho pásma
tvorí niekoľko zachovaných relikťov jz. od veporického masívu v pruhu medzi



Obr. 8 Odkrytá geologická mapa medzi Kalinovom a Poltárom upravená podľa J. ZUBERCA (1985).

1 — kaolinitové piesky typu Vyšný Petrovec, sarmat (?); 2 — vápnité siltovce lučenského súvrstvia, eger; 3 — metaryolity; 4 — serpentinity; 5 — sericiticko-chloritické fylity; 6 — grafitické fylity; 3-6 karbón a perm gemerika; 7 — metapieskovce; 8 — sericitické metakremence typu Zlámanec; 9 — metadroby a metaarkózy; 7-9 perm a spodný trias obalovej série veporika; 10 — lubenicko-margecijska línia; 11 — zlomy overené; 12 — zlomy predpokladané; 13 — lom.

Poltárom a Ružinou na lokalitách Mládzo, Breznička—Mlynisko, Kalinovo—Zlámanec, Kalinovo—Veľká Skalica, Dobroč a v malom ostrove vystupujúcom už uprostred stredoslovenských neovulkanitov pri Brusníku. V obalovej sérii kráľovohofského pásma sú zachované metakremence znovu uprostred stredoslovenských neovulkanitov v tzv. pliešovskom ostrove.

Minerálne zloženie produktov rozkladu metakremencov fylitov s ohľadom na genézu a prognózy ložiskový význam sme sledovali v troch oblastiach: v pruhu medzi Poltárom a Ružinou na lokalitách Kalinovo—Zlámanec a Dobroč, v ostrovčeku vystupujúcom v stredoslovenských neovulkanitoch v. od Brusníka, v pliešovskom ostrove.

Podrobným mineralogickým výskumom sa potvrdilo, že metamorfity na týchto lokalitách vždy podľahli zvetrávaniu, čo sa prejavuje vedúcim postavením kaolinitu v ílovitej frakcii. Z toho dôvodu je vhodné pri ich názve používať adjektívum kaolinizované.

Kalinovo—Zlámanec

Komplex kaolinizovaných sericitických metakremencov, sericitických a chloritických fylitov je niekoľko desiatok rokov ťažený v rozsiahlom povrchovom lome, ktorý sa nachádza 4 km s. od Kalinova (obr. 1, 8). Je súčasťou bazálneho súvrstvia federátskej skupiny, ktoré sa vyznačuje cyklickým usporiadaním (A. VOZÁROVÁ in J. PRISTAŠ 1983). Hrúbka celého súvrstvia sa odhaduje maximálne na 250 m.

Podľa výsledkov optického štúdia v polarizačnom mikroskope sú kaolinizované metamorfity na lokalite Kalinovo—Zlámanec zložené z kremeňa, sericitu a akcesórií. Kaolinizované fylity sa od kaolinizovaných metakremencov odlišujú len zvýšeným podielom sericitu, respektíve chloritu. Sericit v metakremencoch aj vo fylitoch vystupuje v intergranulárach kremeňa a na plochách bridličnatosti. Štúdium pomocou röntgenovej analýzy ukázalo, že opticky stanovený sericit reprezentuje podstatnú časť ílovitej frakcie metamorfítov. Podrobné optické štúdium kaolinizovaných metakremencov a fylitov na lokalite Kalinovo—Zlámanec nepotvrdilo prítomnosť zachovaných reliktoz po rozložených živoch (tab. I., obr. 1, 2, 3).

Metamorfity v Zlámanci podľahli zvetrávaniu minimálne do hĺbky 40—60 m. Hmotnostný výnos frakcie pod 0,4 mm je veľmi variabilný a pohybuje sa od 5 do 60 %, v priemere pravdepodobne nebude presahovať 10 %. Na zložení frakcie pod 0,002 mm sa z ílových minerálov podieľa kaolinit s variabilnou prímiesou illitu a lokálne s malou prímiesou chloritu (obr. 9, 10, 11).

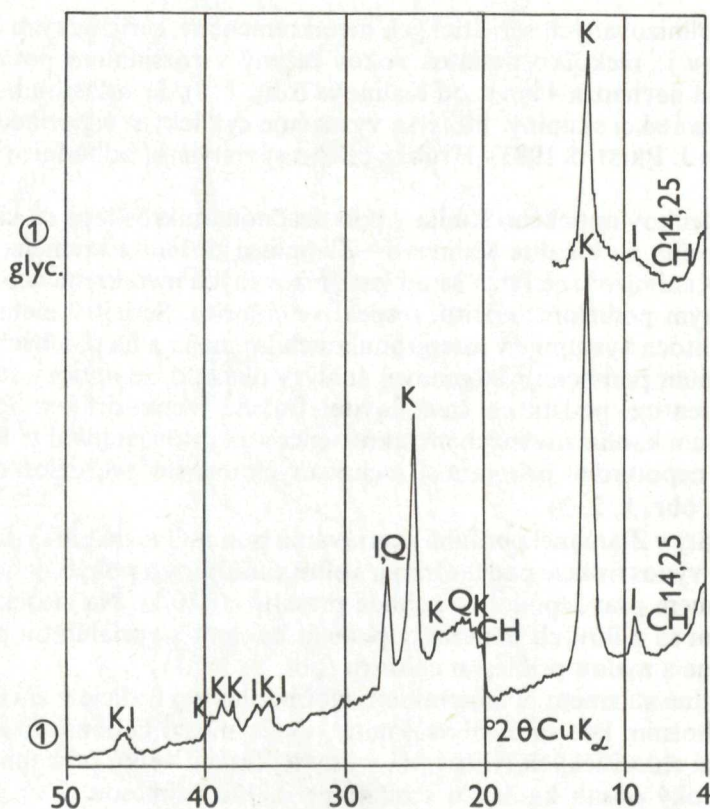
Pozoruhodné sú zmeny v minerálnom zložení ílovitej frakcie v závislosti od materských hornín, kde sa mení vzájomný pomer medzi kaolinitom a illitom. Pri zvetrávaní chloritických fylitov má v ílovitej frakcii veľkú prevahu kaolinit (obr. 9). Vysoký obsah kaolinitu s relatívne malou prímiesou illitu je možné sledovať aj pri zvetrávaní metakremencov (obr. 10). Sericitické fylity sa po zvetrávaní vyznačujú vždy veľmi vysokým podielom illitu, respektíve sericitu (obr. 11). U metakremencov a sericitických fylitov sa obsah kaolinitu v hrubších

frakciách znižuje na úkor illitu, respektíve sericitu. Relatívne najsilnejšie sú kaolinizované chloritické fylity, ktoré sú však zastúpené v produktívnom súvrství iba v menšom rozsahu.

Dobroč

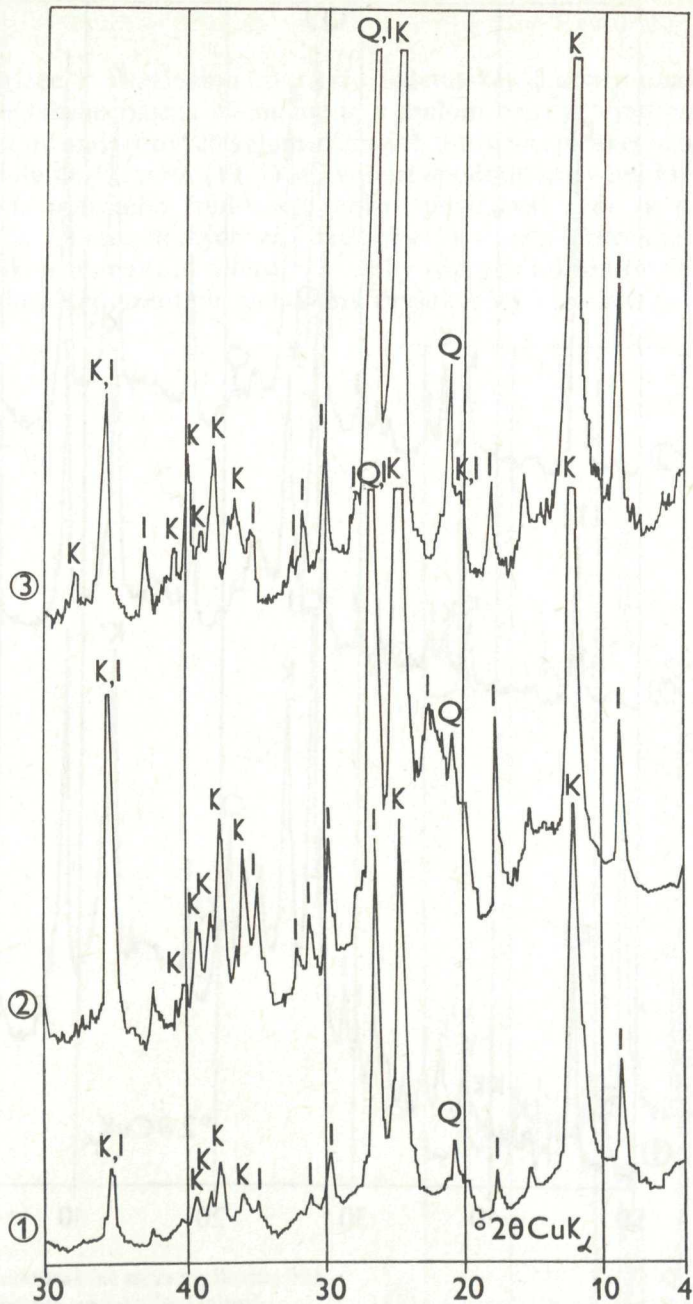
Vystupuje tu bazálne súvrstvie federátskej skupiny, patriace k obalovej sérii veporika kohútskeho pásma, v ktorom majú zjavnú prevahu kaolinizované sericitické metakremence nad sericitickými fylitmi.

Hmotnostný výnos frakcie pod 0,04 mm je podstatne nižší ako v Zlámanci. Zároveň dochádza k čiastočnej zmene v zastúpení ílových minerálov. V separovanej frakcii pod 0,005 mm má v sericitických metakremencoch výraznú prevahu illit nad kaolinitom. Vo frakcii pod 0,002 mm sa obsah kaolinitu na úkor illitu podstatne zvyšuje (obr. 12, vz. 1, 2). V ílovitej frakcii sericitických fylitov kaolinit úplne chýba (obr. 12, vz. 3).



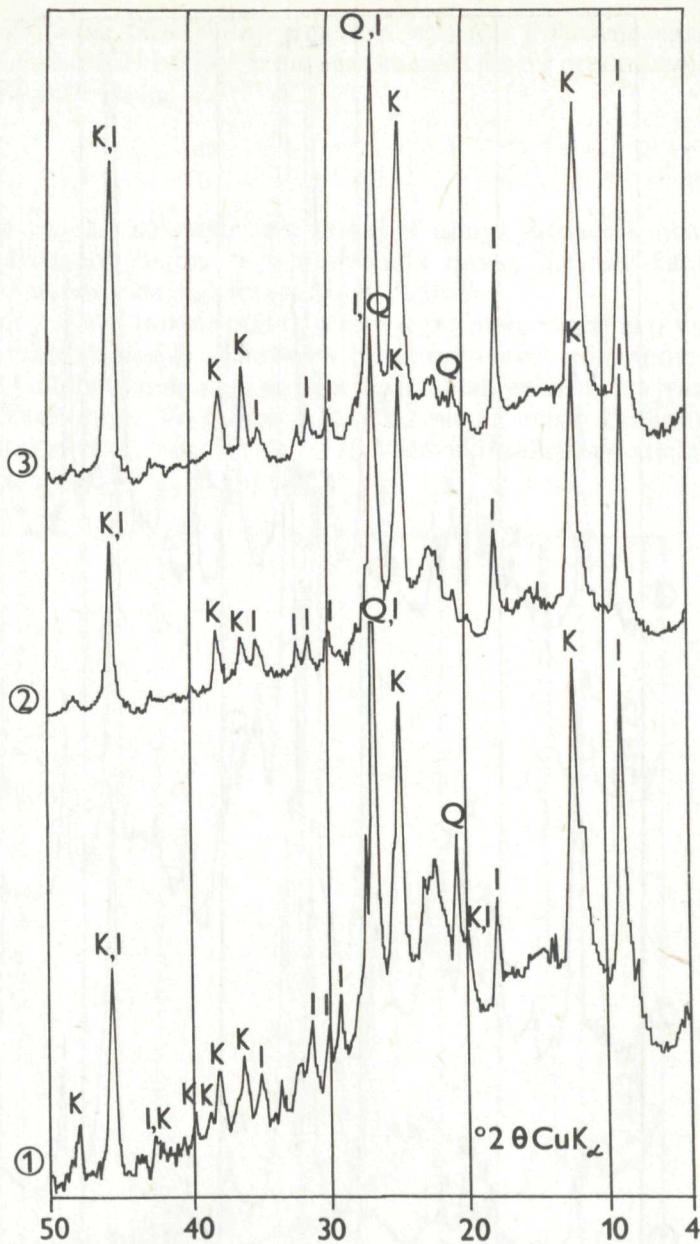
Obr. 9 Röntgenodifrakčný záznam ílovitej frakcie pod 0,002 mm chloritického fylitu na lokalite Kalinovo—Zlámamec.

CH — chlorit, K — kaolinit, Q — kremeň, glyc. — vzorka solvovaná glycerínom.



Obr. 10 Röntgenodifrakčné záznamy ilovitej frakcie sericitického metakremena na lokalite Kalino-vo—Zlámanec.

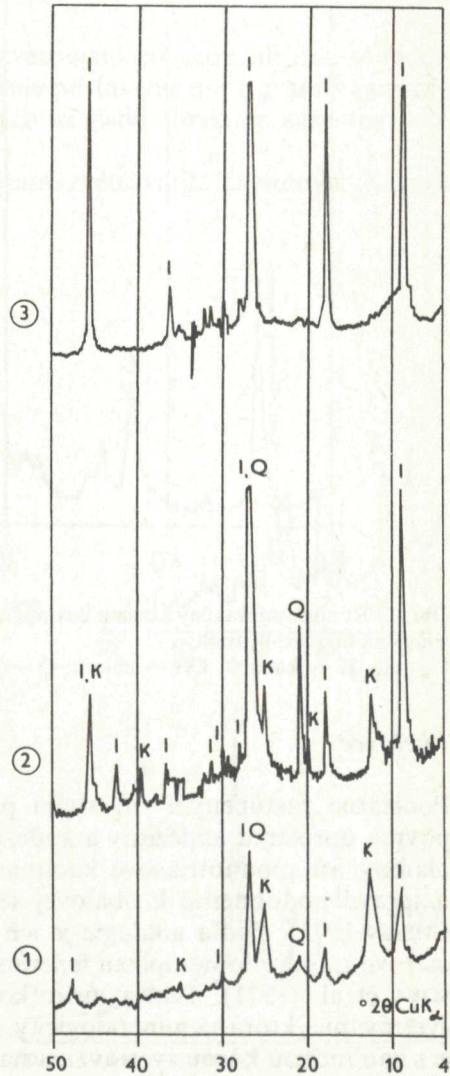
1 — frakcia pod 0,002 mm; 2 — frakcia pod 0,005 mm; 3 — frakcia pod 0,04 mm. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.



Obr. 11 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie sericitického fylitu na lokalite Kalinovo—Zlámanec.

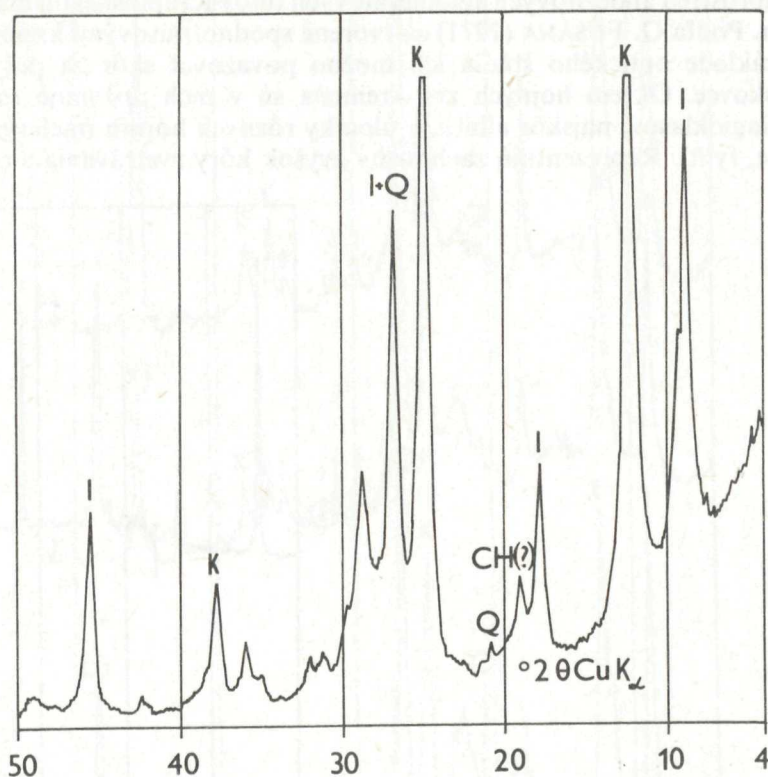
1 — frakcia pod 0,002 mm; 2 — frakcia pod 0,005 mm; 3 — frakcia pod 0,04 mm. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

Horniny patriace k bazálnemu súvrstviu federátskej skupiny obalovej série veporika kohútskeho pásma sú známe aj v malom ostrove vystupujúcom na povrch uprostred andezitových aglomerátových tufov Krupinskej planiny, v. od Brusníka. Podľa O. FUSÁNA (1971) sú tvorené spodnotriasovými kremencami, ale na základe optického štúdia ich možno považovať skôr za polymiktné metapieskovce. Okrem hojných zŕn kremeňa sú v nich prítomné rozložené relikty plagioklasov, najskôr albitu, a úlomky rôznych hornín (melafýr, meta-kremence, fylit). Repräsentujú zachovaný zvyšok kôry zvetrávania s relatívne



Obr. 12 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie zvetraných hornín na lokalite Dobroč.
 1 — sericitický metakremenec, frakcia pod 0,002 mm; 2 — sericitický metakremenec, frakcia pod 0,005 mm; 3 — sericitický fylit, frakcia pod 0,005 mm. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

vysokým podielom ílovitej frakcie. Minerálne zloženie zodpovedá asociácii, ktorá je typická pre kaolinové zvetrávanie na fylitoch a metakremencoch jz. časti veporika kohútskeho pásma. Vedúce postavenie má kaolinit so značnou prímесou illitu, prípadne malým množstvom chloritu (obr. 13).



Obr. 13 Röntgenodifrakčný záznam ílovitej frakcie zvetraných polymiktných pieskovec spodného triasu na lokalite Brusník.

I — illit, K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň.

Pliešovce

Podstatne zastúpeným súvrstvím pliešovského ostrova, ktorý vystupuje na povrch uprostred andezitov a andezitových aglomerátových tufov Krupinskej planiny, sú spodnotriasové kaolinizované sericitické metakremence, patriace najpravdepodobnejšie k obalovej sérii veporika kráľovohofského pásma (O. FUSÁN 1971). Podľa analógie je ich možné spolu so súvrstvím v brusníckom ostrove zaradiť do komplexu federátskej skupiny v zmysle členenia D. ANDRUŠOVA et al. (1971). Tvoria niekoľko desiatok metrov hrubú kaolínovú kôru zvetrávania, ktorá sa mineralogicky, petrograficky a celkovým vývojom zhoduje s kaolínovou kôrou zvetrávania na lokalite Kalinovo—Zlámanec. Najviac sú

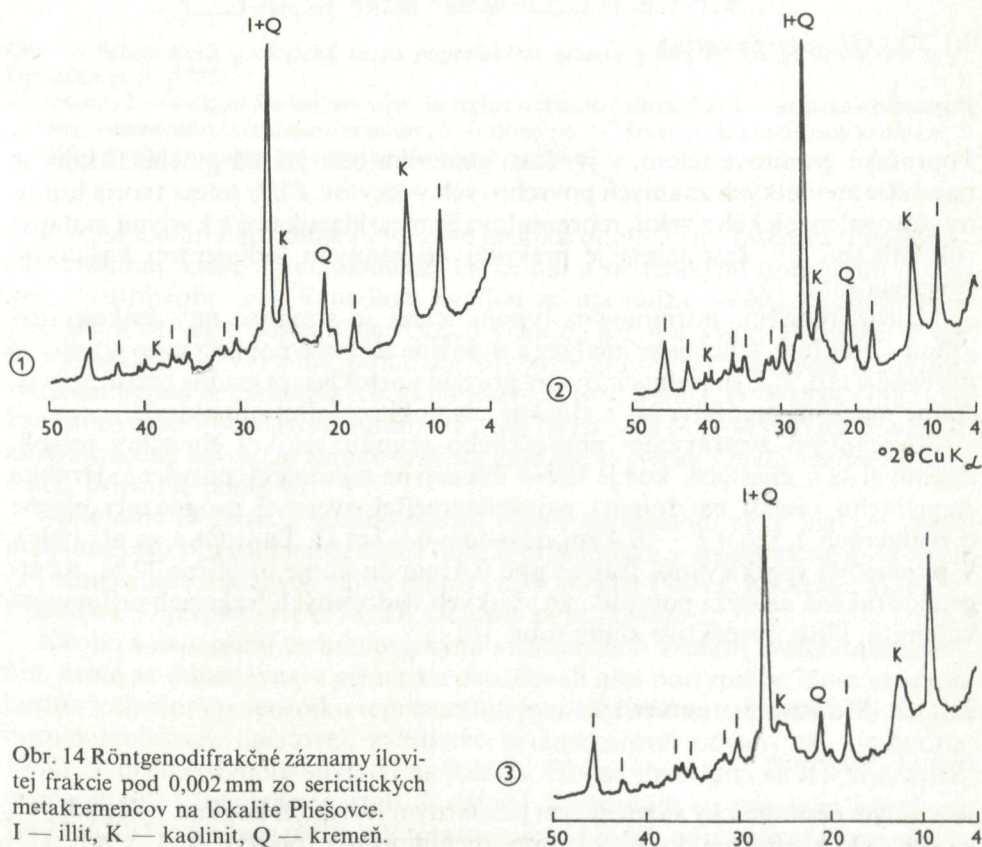
zastúpené lavicovité kaolinizované sericitické metakremence, ktoré sú v celom súvrství otvorenom povrchovým lomom intenzívne zvetrané. Sú čiastočne usmernené, v intergranulárach kremeňa sú prítomné ílové minerály a sericit bez zachovaných reliktoz rozložených živcov (tab. I., obr. 4).

Podiel ílovej frakcie je v celom súvrství značne premenlivý. Vo frakcii pod 0,002 mm sú obidva zastúpené ílové minerály — kaolinit a illit, respektíve sericit, prítomné približne v rovnakom množstve (obr. 14, vz. 1, 2). V partiách s nižším obsahom ílovej frakcie sa zvyšuje podiel illitu (obr. 14, vz. 3)

2.1.3. Granity a metamorfity gemerika

V gemeriku máme doklady o kaolínovom zvetrávaní granitov, ale hlavne metamorfítov paleozoického veku. Z nich osobitné postavenie majú granity popročského telesa v jv. časti gemerika, na ktorých sa zistili eluviálne kaolinizované piesky (P. MALACHOVSKÝ 1983).

Kľúčový význam medzi kaolínovými kôrami zvetrávania Západných Karpát



Obr. 14 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,002 mm zo sericitických metakremencov na lokalite Pliešovce. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

má západná časť gemerika v oblasti Lučenskej kotliny, kde materské horniny podľahli najintenzívnejšej kaolinizácii. Patria k nim horniny v minulosti tradične označované ako porfyroidy — nízkometamorfované deriváty prevažne kyslíkych paleovulkanických hornín, hlavne ryolitov, respektíve ich tufov a rôzne variety fylitov.

Ide o pôvodný vulkanicko-sedimentárny komplex, ktorý vystupuje buď priamo na povrchu (hlavne fylity), alebo sa nachádza v podloží terciérnej sedimentárnej výplne Lučenskej kotliny (obr. 8). Pred vlastnou kaolinizáciou podľahol počas variskeho orogénu metamorfóze vo fácií zelených bridlíc. Jeho bližšie postavenie v paleozoiku gemerika sa doteraz biostratigraficky spoľahlivo neoverilo a zatiaľ sa zaraďuje do mladšieho paleozoika.

Produkty kaolinizácie porfyroidov boli doteraz overené na jedinej známej zakrytej kôre zvetrávania — na ložisku Horná Prievrana (V. HANO 1966). Naproti tomu kaolinizované fylity sú známe na mnohých miestach, kde vystupujú priamo na povrchu, ale geologický prieskum ich zatiaľ overoval iba na výskyte Kúpna hora pri Poltári (V. HANO et al. 1981) a na lokalite Poltár—Brieštie (V. HANO — M. IVANČENKO 1978).

2.1.3.1. Granity gemerika

Poproč

Popročské granitové teleso, v jv. časti gemerika odkryté na ploche 10 km², je najväčšie zo všetkých známych povrchových výskytov. Plášť telesa tvoria horniny staropaleozoického veku, reprezentované metaklastikami a kyslými metapyroklastikami. Jv. časť telesa je prekrytá neogénnymi sedimentmi košického súvrstvia (obr. 15).

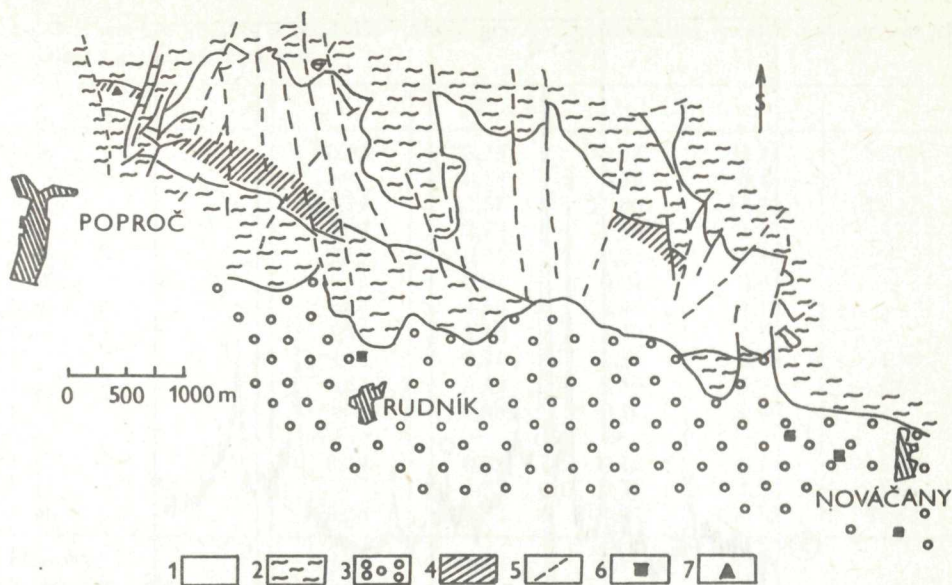
Najrozšírenejším horninovým typom telesa je stredozrnný leukokrátny granit s biotitom. Chemické analýzy a modálne zloženie popročského granitu je uvedené v tab. 7. Z draselných živcov prevláda ortoklas, prípadne pertit. V podstatne menšom množstve sú zastúpené plagioklasy (albit-oligoklas).

Povrchovým zvetrávaním popročského granitu vznikol eluviálny piesok. Zachoval sa v miestach, kde je teleso intenzívne tektonicky porušené. Hrúbka eluviálneho piesku na doteraz najvýznamnejšej overenej prognóznej ploche o rozmeroch 1,5 × 0,2 — 0,4 km dosahuje 6—7 m (I. DIANIŠKA et al. 1985). V priemernej vzorke výnos frakcie pod 0,4 mm dosahuje približne 22 %. Röntgenodifrakčná analýza potvrdila vo všetkých sledovaných frakciách prítomnosť kaolinitu, illitu, respektíve sludy (obr. 16).

2.1.3.2. Metamorfity gemerika

Horná Prievrana

Je jediným ekonomicky významným primárnym ložiskom kaolínu v Západných Karpatoch, ktoré vzniklo zvetrávaním metamorfítov (podtyp A. 1. v tab. 1).



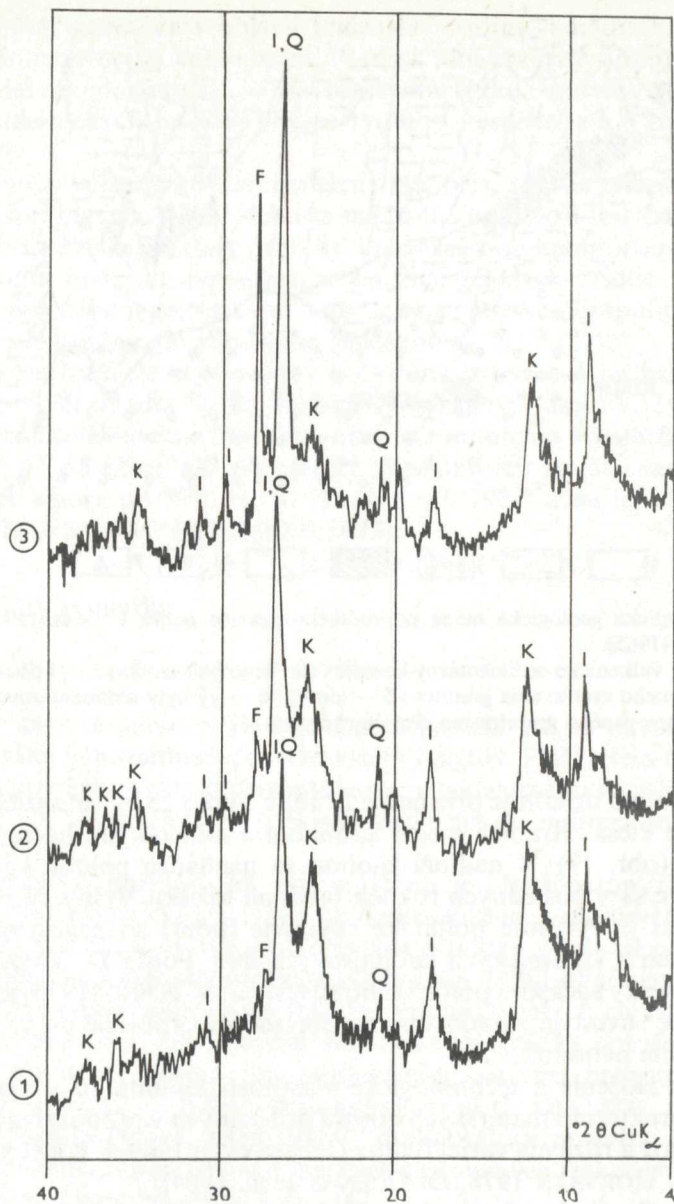
Obr. 15 Schematická geologická mapa popročského granitu podľa P. MALACHOVSKÉHO in I. DIANIŠKA et al. (1985).

1 — granit; 2 — vulkanicko-sedimentárny komplex staršieho paleozoika; 3 — košické súvrstvie; 4 — zóny intenzívneho zvetrávania granitov; 5 — zlomy; 6 — výskyt sedimentárnych kaolínov; 7 — výskyt kaolinizovaného granitového eluviálneho piesku.

Poloha kaolínu dosahuje priemerne hrúbku okolo 25 m. Intenzita kaolinizácie vertikálne klesá. Hranica medzi kaolínom a materskými horninami je pomerne ostrá (obr. 17). V nadloží kaolínu sa nachádza poloha kaolinitových pieskov, ktoré sa v posledných rokoch ťažili na ložisku Vyšný Petrovec. V ich najvyššej časti je vyvinuté poltárske súvrstvie (pont) so známymi ložiskami žiaruvzdorných a keramických kaolinitových ílov. Podľa D. VASSA (1982) sú kaolinitové piesky súčasťou poltárskeho súvrstvia. V. HANO (1973) ich považuje za samostatné súvrstvie zaraďované na základe superpozície do vrchného sarmatu, prípadne panónu.

Minerálne zloženie a technologické vlastnosti kaolínu sú v hlavnej miere určované charakterom materských hornín prítomných v produktívnom súvrství — metaryolitov a rôznych variet fylitov (I. HORVÁTH 1969, I. KRAUS et al. 1972, I. KRAUS—I. HORVÁTH 1978, D. OČENÁŠ et al. 1984).

Kaolín s najlepšimi technologickými vlastnosťami vznikol zvetrávaním hornín, ktoré sa donedávna v gemeriku označovali ako porfyroidy. Túto skupinu hornín v staršom paleozoiku reprezentujú pyroklastiká slabometamorfovaných hornín ryolitovej, dacitovej, zriedkavo aj andezitovej povahy (P. GREČULA 1982). V produktívnom súvrství na ložisku Horná Prievrana sú len zriedkavo nepostihnuté kaolinizáciou (tab. 8, vz. 1). Vyznačujú sa vysokým obsahom Na_2O (5,36 %) a albitu (45 %). V tomto smere sa môžu porovnávať s kremenný-



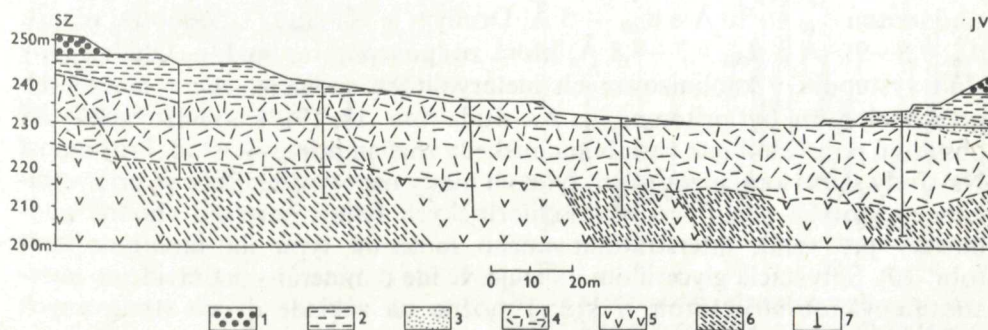
Obr. 16 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných granitových eluviálnych pieskov na lokalite Poproč.

1 — frakcia pod 0,002 mm; 2 — frakcia pod 0,005 mm; 3 — frakcia pod 0,04 mm; I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, F — živce.

Tab. 7 Chemické analýzy a modálne zloženie granitov popročského telesa a kaolinizovaných eluviálnych granitových pieskov.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	70,53	72,53	73,58	72,21	57,18
TiO ₂	—	0,58	0,30	0,44	0,23
Al ₂ O ₃	15,79	12,57	13,06	13,80	25,32
Fe ₂ O ₃	2,08	2,73	2,18	2,33	3,26
FeO	2,15	0,70	0,84	1,23	—
MnO	—	0,04	0,04	0,04	—
MgO	0,47	1,59	1,46	1,17	—
CaO	1,81	1,10	1,70	1,53	—
Na ₂ O	3,47	2,34	2,30	2,70	4,30
K ₂ O	3,67	4,49	3,59	3,92	3,07
P ₂ O ₅	—	0,08	0,16	0,10	—
SO ₃	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁺	0,29	0,05	0,10	0,14	5,42
H ₂ O ⁻	—	1,73	0,76	1,24	1,05
Spolu	100,26	100,53	100,07	100,85	99,83
Plagioklas	19,3	14,2	10,1		
Šachovnicový albit	14,2	—			
Pertit	23,9	—			
Ortoklas	—	37,7	41,4		
Kremeň	33,8	40,1	38,2		
Biotit	6,7	5,8	5,9		
Muskovit	2,1	—	5,9		
Turmalín	—	—	3,4		
Hematit	—	1,5	0,7		
Akcesórie	—	0,7	0,3		

1 — granit, Zlatá Idka (chemická analýza P. ROZLOZNIK 1912, modálne zloženie P. ONČÁKOVÁ 1954); 2 — biotitický granit, Zlatá Idka (J. KAMENICKÝ — L. KAMENICKÝ 1955); 4 — priemerné chemické zloženie popročského granitu; 5 — kaolinizovaný eluviálny granitový piesok, frakcia pod 0,04 mm, Poproč (I. DIANIŠKA et al. 1985).



Obr. 17 Geologický profil ložiska kaolínu Horná Prievara podľa V. HANA (in V. HANO et al. 1971). 1 — piesčitá hlina, kvartér; 2 — íl, piesčitý íl, piesok poltárskeho súvrstvia, pont; 3 — kaolinový piesok (sedimentárny kaolín); 4 — in situ kaolín; 3-4 vrchný sarmat — panón; 5 — metaryolit; 6 — sericiticko-chloritický fylit; 5-6 mladšie paleozoikum; 7 — vrty.

Tab. 8 Chemické analýzy a minerálne zloženie materských hornín a produktov ich kaolinizácie na ložisku Horná Prievrana.

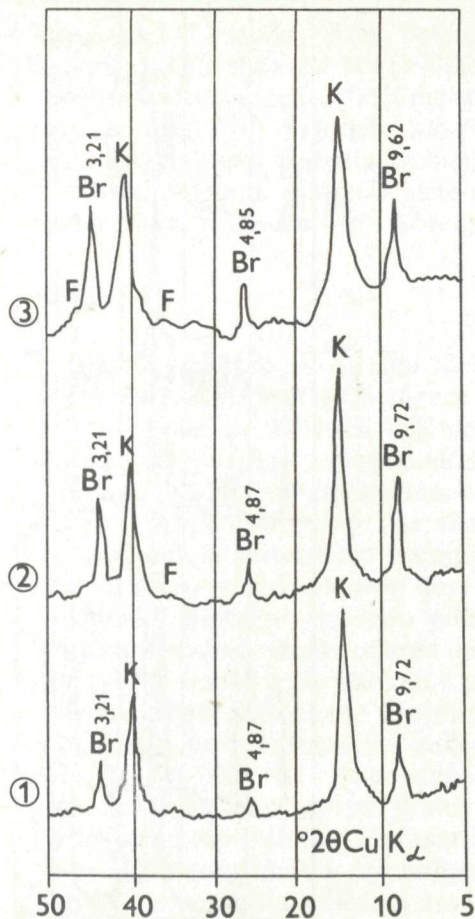
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	71,70	72,32	71,41	66,98	73,08	75,48
TiO ₂	0,20	0,23	0,21	0,44	0,37	0,41
Al ₂ O ₃	15,16	15,24	19,92	13,80	14,59	15,81
Fe ₂ O ₃	2,61	2,64	0,62	4,05	3,22	0,97
MgO	0,70	0,86	0,22	7,03	1,38	0,31
CaO	0,20	0,20	0,16	0,26	0,18	0,12
Na ₂ O	5,36	3,58	1,00	0,18	0,15	0,13
K ₂ O	2,46	2,34	1,28	2,09	2,28	2,33
strata žňhaním	1,41	2,26	5,12	4,71	4,31	4,32
Spolu	99,80	99,67	99,94	99,54	99,56	99,88
Kaolinit	—	6	24	—	13,5	18
K-sľuda	24	24	17	25	28	28
Na-sľuda	—	7	10	—	—	—
Chlorit	2	2	—	27	4	—
Albit	45	33	—	+	+	—
Kremeň	28,5	37,5	48,5	47,5	54	54
Fe-oxidy	—	—	—	—	—	—
Akcesórie	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5

1 — nerozložený metaryolit; 2 — čiastočne kaolinizovaný metaryolit; 3 — úplne kaolinizovaný metaryolit; 4 — nerozložený sericiticko-chloritický fylit; 5 — čiastočne kaolinizovaný sericiticko-chloritický fylit; 6 — úplne kaolinizovaný sericiticko-chloritický fylit. Minerálne zloženie bolo vypočítané z chemických analýz na základe rtg-analýz a optického štúdia v hmotnostných %. Analýzy vyhotovil GP Turčianske Teplice.

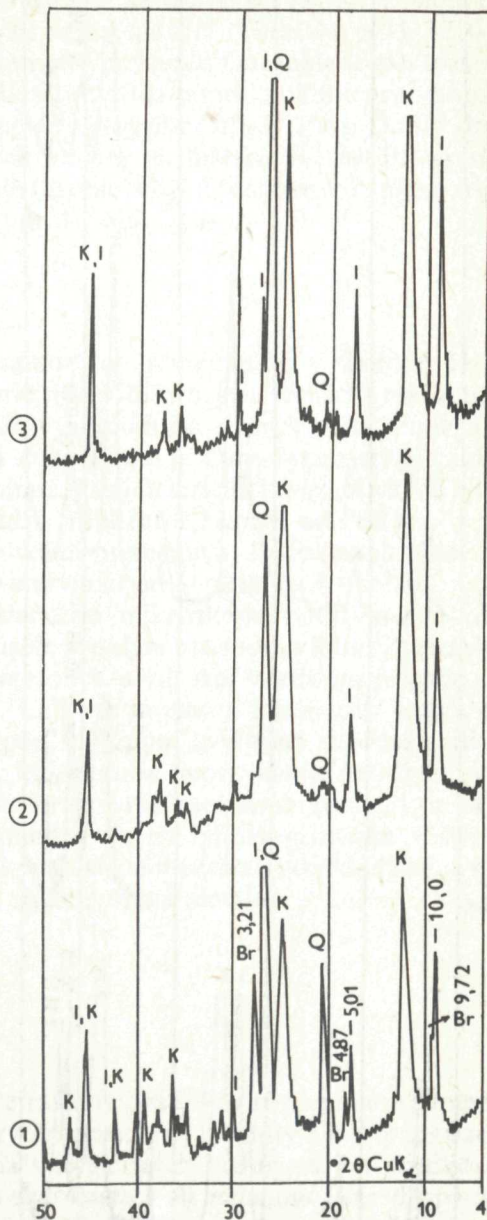
mi porfýrmi od Betliara, kde obsah Na₂O dosahuje 5,66 % (P. ONČÁKOVÁ 1954). Na ložisku Horná Prievrana tieto horniny reprezentujú produkty kyslého vulkanizmu zodpovedajúce ryolitom a ryolitovým vulkanoklastikám.

Pomocou röntgenodifrakčnej analýzy sa u kaolinizovaných metaryolitov dajú rozlíšiť dva typy sľúd. Prvým sú K-sľudy (illit a muskovit, respektíve sericit) s hodnotou d_{001} — 10 Å a d_{002} — 5 Å. Druhým je Na-sľuda s hodnotou reflexu d_{001} 9,6—9,7 Å a d_{002} 4,7—4,8 Å, ktorá zodpovedá brammalitu. Obidva typy sľúd vystupujú v kaolinizovaných metaryolitoch spoločne, ale v niektorých prípadoch môže byť prítomná iba Na-sľuda (obr. 18, 19). Kaolinizované fylity obsahujú popri kaolinite variabilnú, niekedy značnú prímes K-sľúd. Prítomnosť Na-sľudy sa pri kaolinizovaných fylitoch nikdy nepotvrdila. Skôr sa pri zvetrávaní niektorých partií sericiticko-chloritických fylitov formujú vhodné podmienky pre vznik interstratifikovaného minerálu typu illit-montmorillonit (obr. 20). Solvatácia glycerínom ukazuje, že ide o minerál s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou, v ktorej možno na základe dvoch študovaných vzoriek predpokladať tendenciu k prednostnej koncentrácii sietí nenapučiavajúceho, t. j. illitového typu.

Pomocou transmisného a neskôr aj riadkovacieho elektrónového mikroskopu (TEM, SEM) sa v kaolíne, ktorý vznikol z metaryolitov, zistila prítomnosť

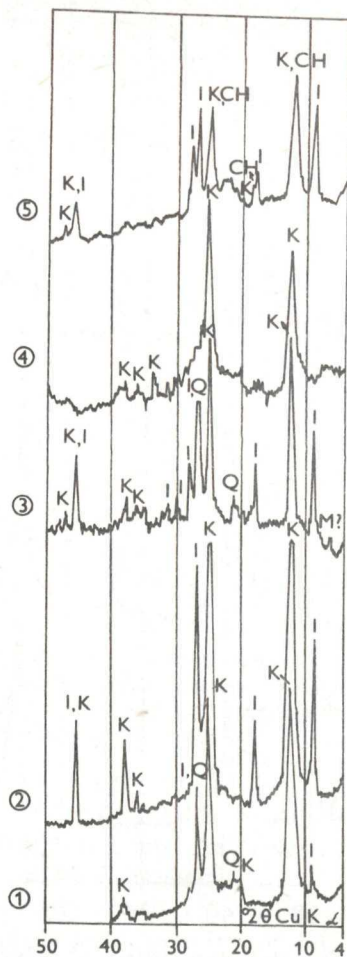
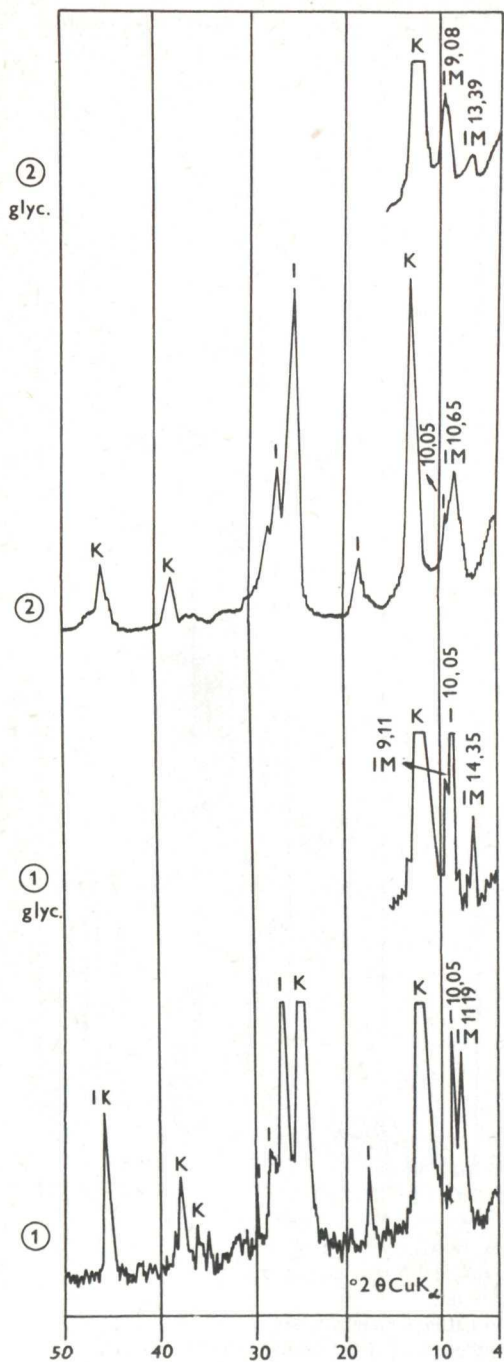


Obr. 19 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinu z metaryolitu na ložisku Horná Prievara.
 1 — frakcia pod 0,001 mm; 2 — frakcia 0,001—0,002 mm; 3 — frakcia 0,002—0,005 mm;
 Br — brammalit, K — kaolinit, F — živce.



Obr. 18 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie pod 0,002 mm metamorfítov na ložisku Horná Prievara.

1 — kaolín z metaryolitu; 2 — kaolín zo sericiticko-chloritických fylitov; 3 — zvetraný sericiticko-grafitický fylit. K — kaolinit, I — illit, Br — brammalit, Q — kremeň.



Obr. 21 Röntgenodifrakčné záznamy ilvitej frakcie pod 0,002 mm fylitov gemerika.

1 — Kúpna hora vrt PKV-104, hĺbka 4,5 m; 2 — Kúpna hora vrt PKV-104, hĺbka 9,5 m; 3 — Kúpna hora vrt PKV-137, hĺbka 40,5 m; 4 — Kúpna hora vrt PKV-123, hĺbka 16,5 m; Halier, zárez cesty; K — kaolinit, CH — chlorit, I — illit, M — motmorillonit, Q — kremeň.

Obr. 20 Röntgenodifrakčné záznamy ilvitej frakcie pod 0,002 mm zvetraných sericiticko-chloritických fylitov na ložisku Horná Prievrana.

1 — lom Horná Prievrana; 2 — Horná Prievrana, vrt HPV-148, hĺbka 21 m. K — kaolinit, I — illit, IM — minerál s interstratifikovanou štruktúrou, glyc. — vzorka solvovaná glycerínom.

trubicových častíc (tab. II, obr. 1, 3). Pôvodne sa trubicové častice v kaolíne, ktorý vznikol z metaryolitov, považovali za kaolinit (M. GREGOR et al. 1970). Neskôr H. GERTHOFFEROVÁ (1982) v tomto type kaolínu na základe elektrónovej difrakcie a röntgenodifrakčnej analýzy potvrdila popri kaolinite prítomnosť hydratovaného (10 Å) a dehydratovaného halloyzitu (7,2—7,3 Å). Ďalšie štúdium minerálneho zloženia materských hornín na ložisku Horná Prievrana v súčasnom období potvrdilo prítomnosť trubicovitých častíc aj v kaolinizovaných sericiticko-grafitických fylitoch (tab. II, obr. 2, 4).

Kúpna hora

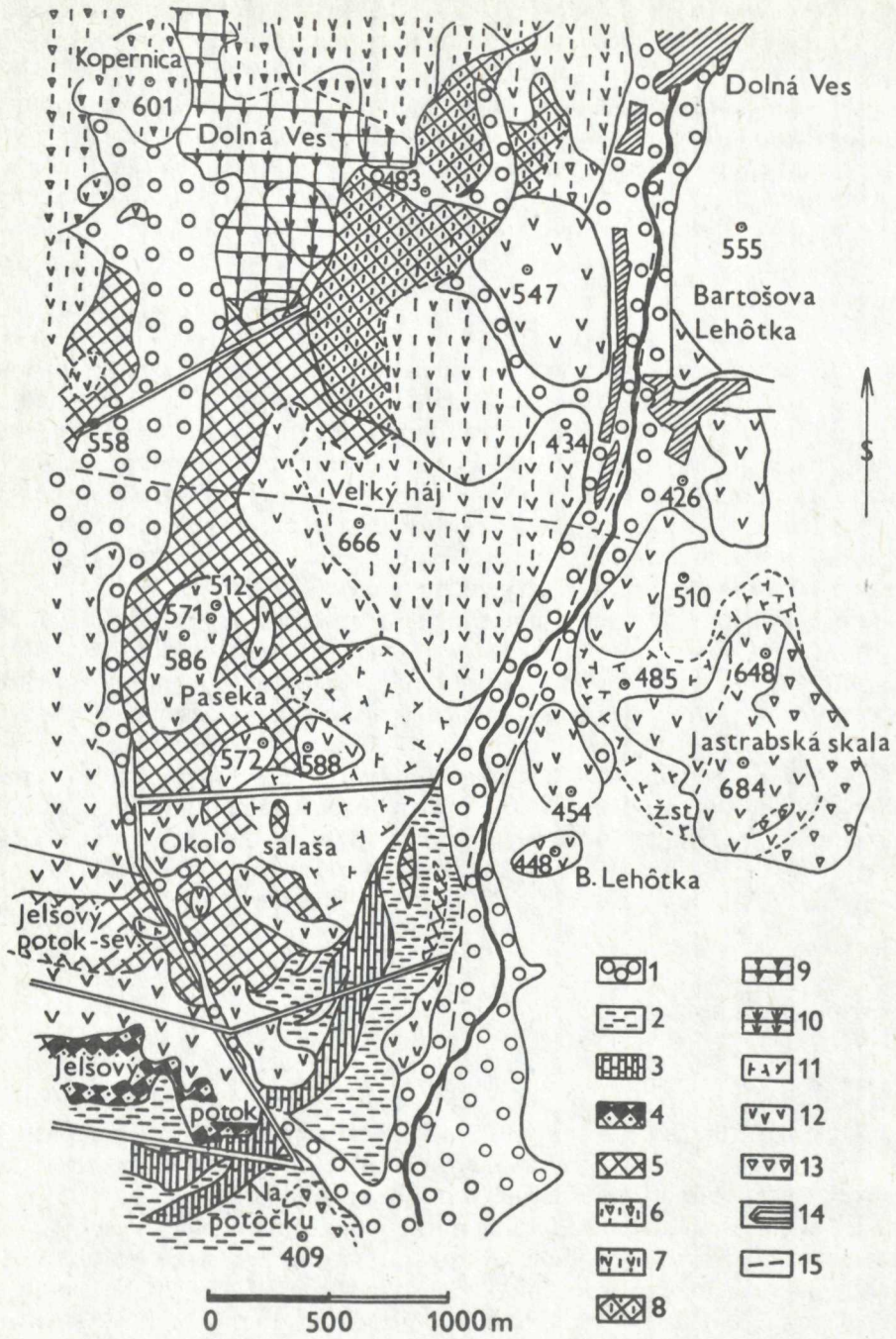
Z mladopaleozoických (karbón?) metamorfitov gemerika sú v severnej časti Lučenskej kotliny najviac zastúpené sericiticko-chloritické a sericiticko-grafitické fylity (obr. 8). Zároveň najčastejšie vystupujú na povrch spod terciérnej sedimentárnej výplne, a preto podľahli v najväčšom rozsahu hypergénnej kaolinizácii. K preskúmaným lokalitám kaolinizovaných sericiticko-grafitických fylitov patrí Kúpna hora, ktorá sa nachádza približne 2,5 km v. od Poltára.

Kaolinizácia materských hornín je veľmi premenlivá. Podobne sa mení aj hrúbka zachovanej kaolínovej kôry zvetrávania od 1—2 m do 40—50 m.

Optické štúdium pomocou polarizačného mikroskopu potvrdilo, že ide o horniny bezživcové, len celkom ojedinele s malým obsahom albitu. Zvetrávaním fylitov vzniká vždy kaolinit s prímiesou K-sľúd. Ani v jednom prípade sa nezaznamenala prítomnosť Na-sľudy. Celkove možno s klesajúcim stupňom rozkladu fylitov sledovať vo frakcii pod 0,002 mm zvyšujúci sa obsah illitu (obr. 21., vz. 1, 2). Redeponované íly, ktoré tvoria nepravidelné polohy uprostred in situ kaolinizovaných fylitov, sú tvorené iba kaolinitom (obr. 21, vz. 4). Sledovaním minerálneho zloženia kaolinizovaných fylitov gemerika v širšej oblasti Lučenskej kotliny (z mnohých lokalít sa na ilustráciu predkladá vz. 5 na obr. 27) sa potvrdila v zložení ílovitej frakcie úplná identita.

2.1.4. Neovulkanity

V Západných Karpatoch kaolínové zvetrávanie postihlo v rôznej miere a intenzite všetky neovulkanické horniny — ryolity, andezity, bazalty a k nim patriace vulkanoklastiká. Produkty zvetrávania vulkanických hornín sa len zriedkavo zachovali na pôvodnom mieste, ale veľmi často boli redeponované do panví a kotlín, kde sa stali súčasťou sedimentárnej neogénnej výplne. Vysoký obsah nerozložených zvyškov spôsobuje veľkú variabilitu technologických vlastností, minerálneho a chemického zloženia, k čomu pristupuje aj zložitý, často polygenetický vývoj pri ich tvorbe. Tieto okolnosti spôsobujú, že ílové suroviny kaolinitového pôvodu sa v západokarpatských neovulkanitoch nevyužívajú, aj keď niektorým (Pukanec) sa už dosiaľ venovala relatívne značná pozornosť.



2.1.4.1. Stredoslovenské neovulkanity

V oblasti stredoslovenských neovulkanitov sú intenzívnejšie postihnuté hypergennou kaolinizáciou predovšetkým andezity a ich vulkanoklastiká prevažne bádansko-sarmatského veku. Špecifické postavenie majú bazalty a bazaltové vulkanoklastiká pontu v Lučenskej kotline, ale aj z rozhrania pliocénu a pleistocénu v Cerovej vrchovine. Naproti tomu s ryolitovým vulkanizmom sa skôr spája kaolinizácia hydrotermálneho pôvodu.

Podháj pri Žiari nad Hronom

Študované územie na jz. okraji Kremnických vrchov patrí k jastrabskej formácii, ktorá sa považuje za nesúvislý súbor dajok, extrúzií, prúdov a vulkanoklastík ryodacitového a ryolitového zloženia, s veľmi výraznou väzbou na s.-j. zlomové systémy (V. KONEČNÝ et al. 1983). Biostratigrafické údaje indikujú vrchnosarmatský až spodnopanónsky vek formácie. Rádiometrickým datovaním metódou K/Ar bol získaný vek $10,7 \pm 0,3$ mil. rokov na extrúzii južne od Starej Kremničky (G. P. BAGDASARJAN et al. 1970).

Vertikálne možno v ryolitovom komplexe vyčleniť spodný horizont vystupujúci v tektonicky vyzdvihutej časti v. od rudnického potoka a vrchný horizont, ktorý sa nachádza v tektonicky poklesnutom bloku z. od potoka Rudnica (obr. 22).

Podľa F. FIALU (1961) a J. ZUBERCA (1983) je možné vyčleniť niekoľko petrograficky a vekove odlišných typov ryolitov. Biotitické ryodacity a plagioklasové ryolity sa považujú za najstaršie, pričom nebývajú vo väčšom rozsahu postihnuté premenami vedúcimi k tvorbe ílových minerálov a zeolitov. Potom nasledujú pemzové a sklovité ryolity, ktorých vulkanoklastiká sú najintenzívnejšie postihnuté premenou na ílové minerály a zeolity. Nasledujú vždy nepremenené felzitické a felzoférolitické ryolity, najčastejšie červených odtieňov. Osobitné postavenie majú ryolity s mikrogranitickou štruktúrou, ktoré sú často adularizované, kaolinizované a majú úzky genetický vzťah k mineralizácii kremnického rudného rajónu (M. BÖHMER 1966).

J. LEXA (1971) vychádza z predstavy, že jednotlivé ryolitové telesá sa vyznačujú primárnou zonálnosťou, pričom v každom z nich možno vyčleniť väčšinu z vyššie uvedených variet. Naproti tomu J. ZUBEREC (1983) dokazuje mladší vek

←
Obr. 22 Mapa minerálnych asociácií ílových surovín a zeolitov jz. okraja Kremnických vrchov. Zostavil I. KRAUS in I. KRAUS et al. (1980).

1 — sutina a štrk; 2 — íl a tufit; 3 — limnokvarcit; 4 — monominerálny bentonit; 5 — bentonit s prímiesou kaolinitu a cristobalitu; 6 — kaolinizovaný tuf; 7 — kaolinizovaný ryolit; 8 — kaolinitovo-montmorillonitový íl; 9 — íl s interstratifikovanou štruktúrou IM z ryolitov; 10 — íl s interstratifikovanou štruktúrou IM z ryolitových tufov; 11 — zeolitový tuf; 12 — nerozložený felzitický ryolit; 13 — nerozložený ryolitový tuf; 14 — obmedzenie ložísk; 15 — predpokladaný zlom. 1 — kvartér; 2-13 vrchný sarmat — spodný panón jastrabskej formácie podľa V. KONEČNÉHO et al. (1983).

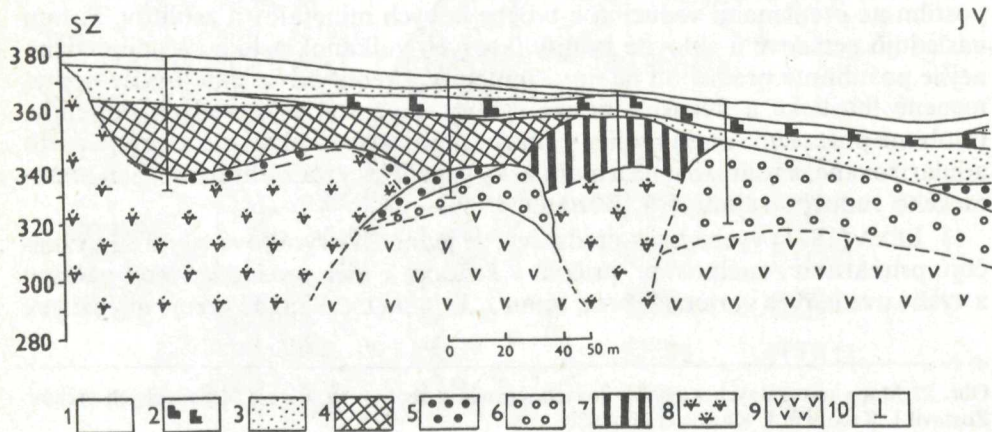
felzitických a felzsoférolytických oproti pemzovým ryolitom. Mikrogranitické ryolity, ktoré majú často charakter dajok, sú najmladšie v celej jastrabskej formácii.

Rozdielny stupeň rozkladu materských hornín na ílové minerály, respektíve zeolity z uvádzaných ryolitov a ryolitových vulkanoklastík súvisí v prvom rade s ich odlišnou primárnou štruktúrou a minerálnym zložením. Naproti tomu nedostatočné odkrytie väčšiny ryolitových telies, ako aj malý počet vrtoz vyhlíbených priamo v ryolitoch zatiaľ nedovoľujú vysloviť jasne stanovisko k ich časovej diferenciacii.

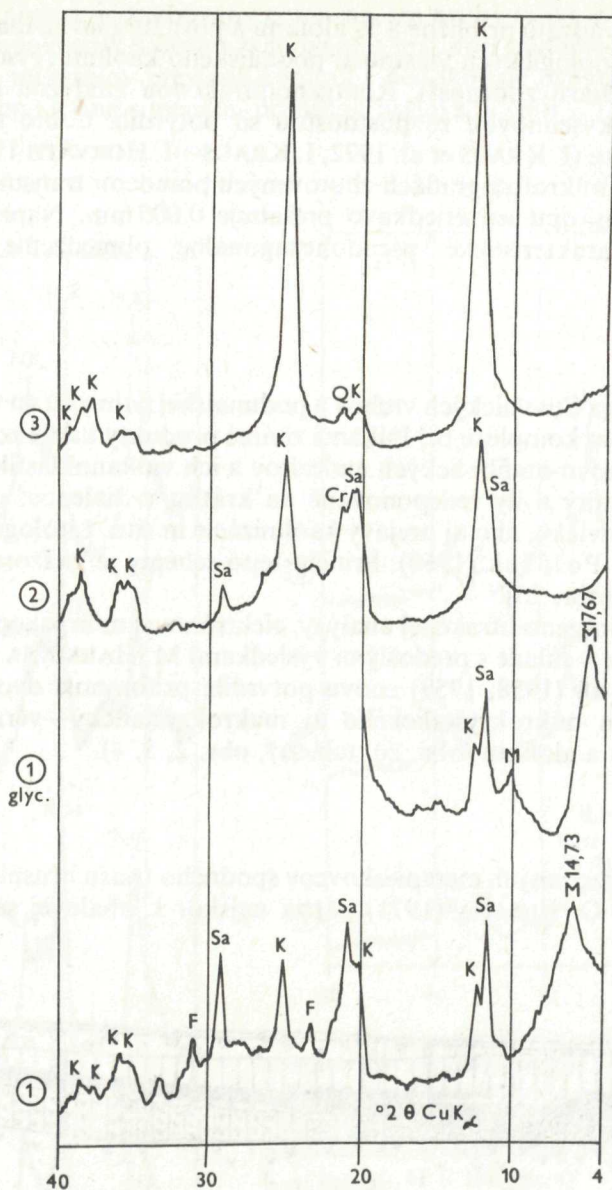
Výskyt kaolínu na lokalite Podháj, 2 km s. od Žiaru nad Hronom, bol zistený pri prieskume limnokvarcitov (M. CIESARIK—D. OČENÁŠ 1964). Vrtom ŽP-5 sa overila poloha kaolínu hrubá 19 m, ktorá vystupuje v podloží limnokvarcitu a redeponovaného bentonitového ílu (obr. 23). V spodnej časti polohy je čiastočne zachovaná textúra materskej horniny, ktorá s najväčšou pravdepodobnosťou patrí ryolitu s mikrogranitickou štruktúrou.

Napriek extrémne vysokému stupňu rozkladu materskej horniny a veľkej hrúbke, overenej vrtom aj šachticou, ďalšie technické práce v bezprostrednom okolí analogický typ kaolínu nepotvrdili (I. KRAUS—J. ZUBEREC 1976).

Vo vrchnej časti polohy, v intervale 9—21 m, je z ílových minerálov prítomný jedine kaolinit. So vzrastajúcou hĺbkou stupeň rozkladu ryolitu klesá a približne od 21 m sa popri kaolinite objavuje prímes montmorillonitu (obr. 24). Podstatným znakom kaolínu na lokalite Podháj je vysoký obsah kaolinitu vo frakcii pod 0,002 mm — prevažne okolo 70 %, z čoho na frakciu pod 0,002 mm pripadá 50—60 %. Nerozložené zvyšky sú tvorené úlomkami ryolitu, kremeňom, cristobalitom, nerozloženými živcami a biotitom. J. VTĚLENSKÝ—P. ŠEBA(1972)



Obr. 23 Geologický profil výskytu kaolínu Podháj pri Žiari n. Hronom podľa J. ZUBERCA (1983). 1 — sutina; 2 — limnokvarcit; 3 — tuft; 4 — kaolinitovo-montmorillonitový íl; 5 — ryolitový, čiastočne rozložený tuf; 6 — ryolitový, prevažne nerozložený tuf; 7 — kaolín; 8 — mikrogranitický, prevažne nerozložený ryolit; 9 — plagioklasový, prevažne nerozložený ryolit. 1 — kvartér, 2-9 vrchný sarmat-spodný panón jastrabskej formácie podľa V. KONEČNÉHO et al. (1983); 10 — vrty.



Obr. 24 Röntgenodifrakčné záznamy kaolínu frakcie pod 0,002 mm vo vrte ŽP-5 na lokalite Podháj pri Žiari n. Hronom.

1 — hĺbka 25,5 m; 2 — hĺbka 18,—19,0 m; 3 — hĺbka 12 m; M — montmorillonit, K — kaolinit, Q — kremeň, Cr — cristobalit, F — živce, Sa — sadrovec, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.

popri kaolinite uvádzajú približne 8 % alofánu a považujú ho za hlavnú príčinu anomálnych technologických vlastností podhájskeho kaolínu (vysoká plasticita, väznosť a nežiaruvzdornosť). Röntgenodifrakčnou analýzou interkalovaných vzoriek a kyselinovou rozpustnosťou sa potvrdila dobre usporiadaná štruktúra kaolinitu (I. KRAUS et al. 1972, I. KRAUS—I. HORVÁTH 1978). Pritom veľkosť častíc na mikrofotografiách zhotovených pomocou transmisného elektrónového mikroskopu len zriedkavo presahuje 0,005 mm. Napriek tomu si zachovávajú charakteristické pseudo-hexagonálne obmedzenie (tab. III, obr. 1).

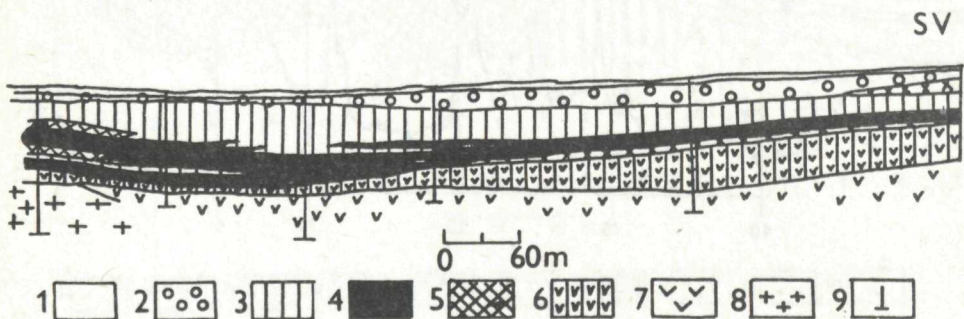
Pukanec

Na styku jv. okraja Štiavnických vrchov a podunajskej panvy sú vo vulkanogénno-sedimentárnom komplexe pri Pukaneci známe produkty kaolinizácie pyroxenických, pyroxénovo-amfibolických andezitov a ich vulkanoklastík. Vystupujú tu kaolinitové tufity a íly redeponované na krátku vzdialenosť do limnickej plytkovodnej panvičky, ako aj prejavy kaolinizácie in situ. Litologické členenie ložiska urobil S. Polášek (1960). Princíp tejto schémy je znázornený na priloženom profile (obr. 25).

Na základe röntgenodifrakčnej analýzy, elektrónovej mikroskopie a elektrónovej difrakcie sa v súlade s predošlými výsledkami M. HARMANA (1964, 1969) a M. MIŠÍKA et al. (1958, 1959) znovu potvrdila prítomnosť dvoch generácií kaolinitu (okrem mikrokryštalického aj makrokryštalický—vermikulárneho typu), halloyzitu a alofánu (obr. 26, tab. III, obr. 2, 3, 4).

Brusník

V nadloží kaolinizovaných metapieskovcov spodného triasu brusnickeho ostrova, ktoré podľa O. FUSÁNA (1971) patria najskôr k obalovej sérii veporika

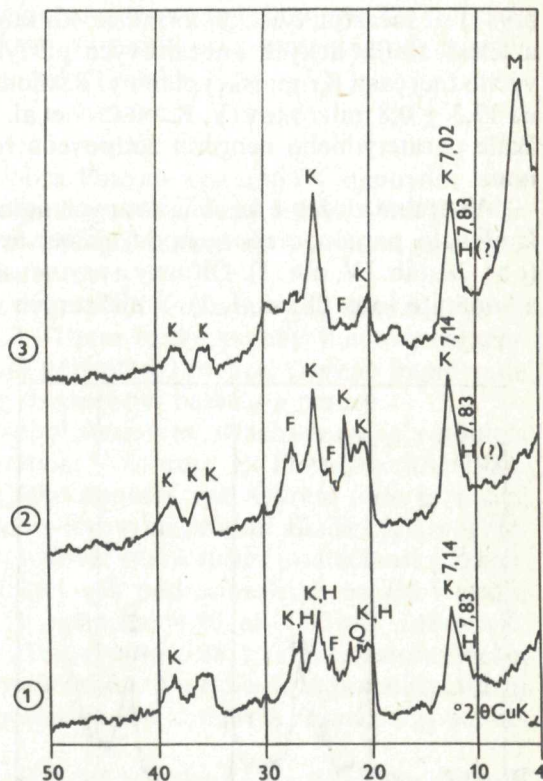
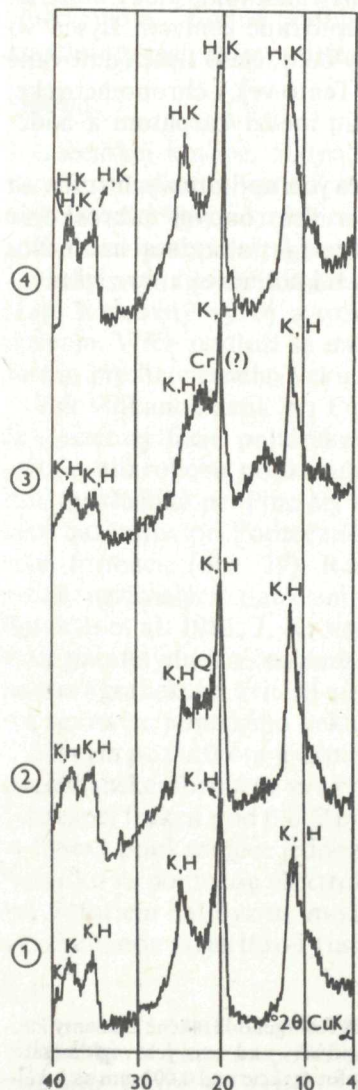


Obr. 25 Geologický profil ložiska Pukanec podľa S. POLÁŠKA (1960).

1 — sutina a hlina, kvartér; 2 — andezitové štrky; 3 — nadložené ílovito-tuftické súvrstvie; 4 — lignit; 2-5 vrchný sarmat-spodný panón; 6 — Podložený kaolinizovaný vulkanický komplex; 7 — andezitové tufy; 8 — pyroxenické a amfibolicko-biotické andezity; 6-8 vrchný báden-spodný sarmat; 9 — vrtý.

kohútskeho pásma, je zachovaný približne 2 m hrubý relikť zvetraných andezitových vulkanoklastík s dobre zachovanou textúrou materskej horniny.

Z ílových minerálov prevláda kaolinit s nedokonale usporiadanou štruktúrou a pravdepodobne s menšou prímiesou halloyzitu (obr. 27).



Obr. 27 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných andezitových aglomerátových tufov frakcie pod 0,002 mm na lokalite Brusník.

1 — spodná časť kôry zvetrávania; 2 — vrchná časť kôry zvetrávania; 3 — redeponovaný íl. M — montmorillonit, K — kaolinit, H — halloyzit, Q — kremeň, F — živce.

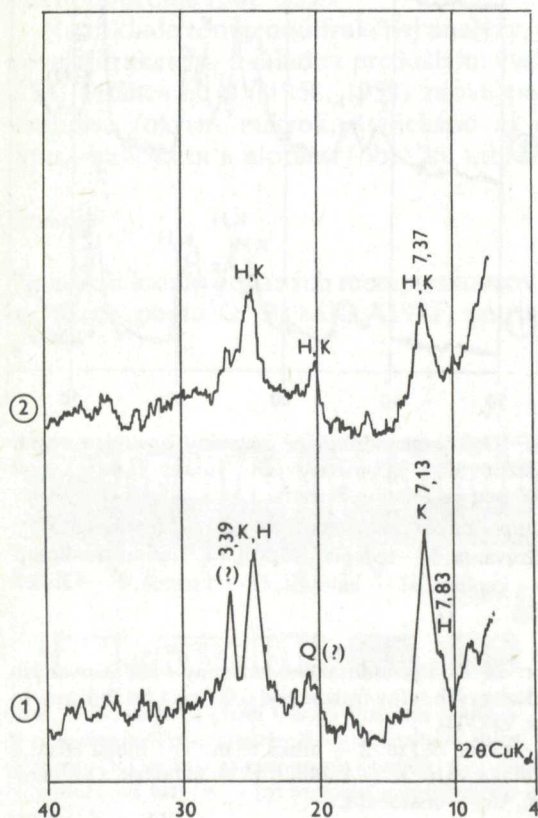
Obr. 26 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných andezitových tufov frakcie pod 0,002 mm pri Pukanci vo vrte VPC-80.

1 — hĺbka 79,2 m; 2 — hĺbka 83 m; 3 — hĺbka 86 m; 4 — hĺbka 98 m. K — kaolinit, H — halloyzit, Q — kremeň, Cr — cristobalit.

Stará Halič

V západnej časti Lučenskej kotliny vystupujú v podloží poltárskeho súvrstvia v rôznom stupni rozložené andezitové vulkanoklastiká. Ich spoľahlivé datovanie je z hľadiska stanovenia veku kaolinizácie Západných Karpát veľmi dôležité, nakoľko 500 m v. od obce Stará Halič bola vo vrte THV-18 na týchto horninách zistená 20 m hrubá kaolínová kôra zvetrávania. Podľa V. KONEČNÉHO et al. (1983) sú súčasťou lyseckej formácie, ku ktorej patrí vulkanoklastický materiál a telesá amfibolických andezitových porfýrov erupované centrom Lysca vo východnej časti Krupinskej planiny. Rádiometricky bolo teleso Lysca datované na $17,3 \pm 0,8$ mil. rokov (V. KONEČNÝ et al. 1983). Tento vek v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá rozhraniu medzi karpatom a bádenom.

Minerálne zloženie kaolinizovaných aglomerátových andezitových tufov sa študovalo pomocou röntgenodifrakčnej analýzy a elektrónovej mikroskopie (obr. 28, tab. IV, obr. 1). Difúzny a asymetrický reflex d_{001} patrí zmesi halloyzitu a kaolinitu (obr. 28, vz. 1, 2). V niektorých vzorkách kaolínovej kôry zvetráva-



Obr. 28 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných andezitových aglomerátových tufov frakcie pod 0,002 mm na lokalite Halič vo vrte THV-18.

1 — hĺbka 25,4 m; 2 — hĺbka 22,4 m; K — kaolinit, H — halloyzit.

nia vyvinutej na aglomerátových tufoch a študovaných vo vrte THV-18 sa popri mineráloch kaolinitovej skupiny potvrdila aj prítomnosť gibbsitu (I. KRAUS 1968.).

Prítomnosť halloyzitu sa v tejto oblasti súčasne potvrdila aj na rozložených andezitových aglomerátových tufoch, ktoré sa nachádzajú v podloží ílov poltárskeho súvrstvia na ložisku Stará Halič — Kopáň, overovanom geologickým prieskumom (V. HANO et al. 1970). Morfológické vlastnosti trubicovitých častíc na tejto lokalite potvrdzujú príbuzný charakter s predošlou (vrt THV-18), čo poukazuje na zhodné podmienky, ktoré sa tvorili pri zvetrávaní andezitových aglomerátových tufov v tejto oblasti (tab. IV, obr. 2).

Pinciná

V Lučenskej kotline, 500 m sv. od obce Pinciná vystupujú v stenovom lome bazaltové vulkanoklastiká. Podľa aeromagnetickkej mapy J. BODNÁRA (1979 in J. PRISTAŠ 1983) sú rozšírené na ploche približne 9 km², pričom sú zväčša pochované pod poltárskym súvrstviem.

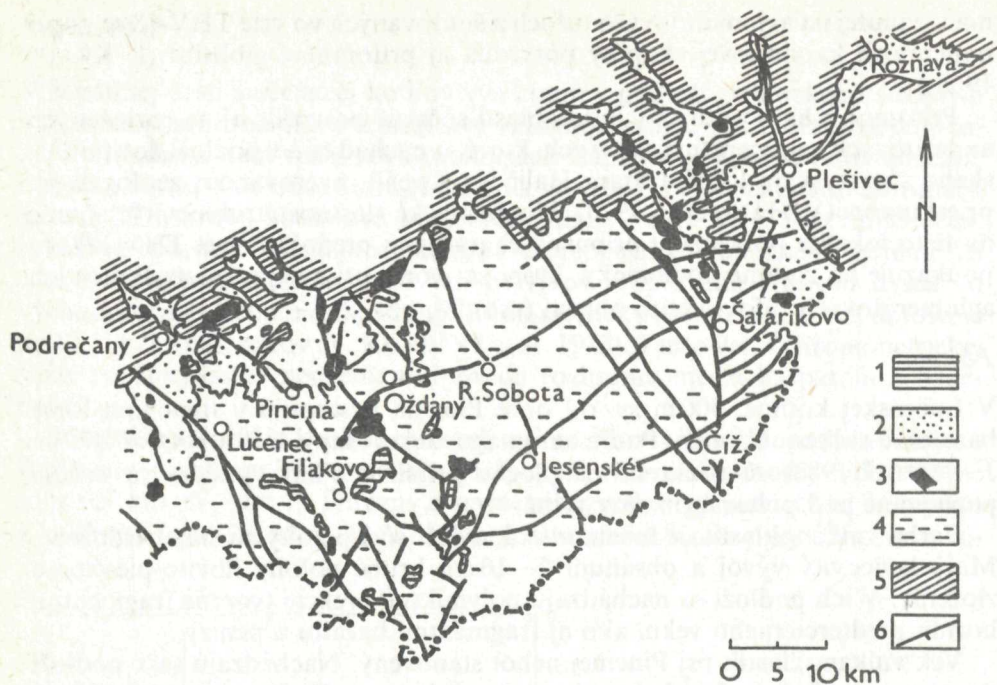
Farba vulkanoklastík je hnedá a sivá, zvlášť sivé polohy sú silne rozložené. Majú lavicovitý vývoj a obsahujú 2—10 cm hrubé polohy ílovito-piesčitého zloženia. V ich podloží sa nachádzajú polymiktné brekcie tvorené fragmentmi hornín predterciérneho veku, ako aj fragmentmi bazaltu a pemzy.

Vek vulkanoklastík pri Pincinej nebol stanovený. Nachádzajú sa v podloží ílov jazernej fácie poltárskeho súvrstvia, v ktorom E. PLANDEROVÁ (1986) opísala mikroflóru poukazujúcu na jeho pontský vek. Okrem toho je možné vulkanoklastiká pri Pincinej korelovať s lávovými prúdmi alkalických olivínových bazanitov pri Podrečanoch a považovať ich za súčasť podrečianskej bazaltovej formácie (obr. 29). Rádiometrický vek podrečianskych bazaltov podľa dvoch nezávislých datovaní kolíše v rozmedzí 4,90 až 7,67 mil. rokov (K. BALOGH et al. 1981, J. KANTOR—V. WIEGEROVÁ 1981), čo v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá pontu. Na základe rádiometrických aj biostratigrafických kritérií sú teda podrečianska bazaltová formácia aj poltárske súvrstvie pontského veku.

Novým poznatkom je zistenie, že základná popolovitá hmota vulkanoklastík podrečianskej formácie pri Pincinej bola rozložená na ílové minerály. Vo vyseparovanej frakcii pod 0,002 mm sú na röntgenodifrakčných záznamoch prítomné reflexy poukazujúce jednoznačne na minerály kaolinitovej skupiny (obr. 30). Nakoľko sa pomocou elektrónovej mikroskopie nepotvrdila existencia trubicovitých foriem halloyzitu, možno povedať, že ide o kaolinit s veľmi nedokonalou usporiadanou štruktúrou (tab. IV, obr. 3).

Šíd

Na odkryve 1 km s. od obce sa sledovali produkty rozkladu nefelinického bazanitu, ktorý v Cerovej vrchovine tvorí súčasť spodného lávového prúdu Bučon. Má stanovený absolútny vek na $2,19 \pm 0,16$ mil. rokov, čo v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá vrchnému pliocénu (ruman).



Obr. 29 Rozšírenie pontu v Lučenskej a v Rimavskej kotline.

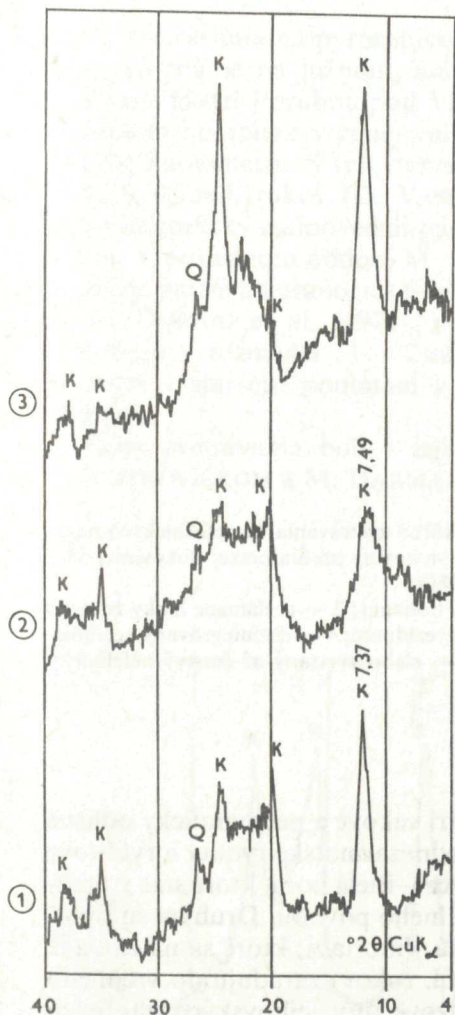
1 — bazaltová formácia Cerovej vrchoviny, pliocén-pleistocén; 2 — poltárske súvrstvie, pont; 3 — podrečianska bazaltová formácia, pont; 4 — predpontské terciérne horniny; 5 — predterciérne horniny; 6 — zlomy.

Nefelinické bazanity tu podľahli rozkladu v úzkej kontaktnej zóne, hrubej okolo 5 m, na styku s pieskvcami filakovského súvrstvia patriacich do egenburgu. Svetlosivo a hnedo sfarbené íly tu tvoria závalky nepravidelného, väčšinou izometrického tvaru uprostred rozložených nefelinických bazanitov. V separovanej frakcii pod 0,002 mm sú prítomné veľmi difúzne a asymetrické reflexy poukazujúce na prítomnosť minerálov kaolinitovej skupiny s hodnotou reflexu d_{001} v oblasti 7,40 Å (obr. 31). Patria kaolinitu, nakoľko na mikrofotografii zhotovenej pomocou elektrónového mikroskopu častice trubicového habitu nie sú zastúpené (tab. IV, obr. 4).

Šiatorská Bukovinka

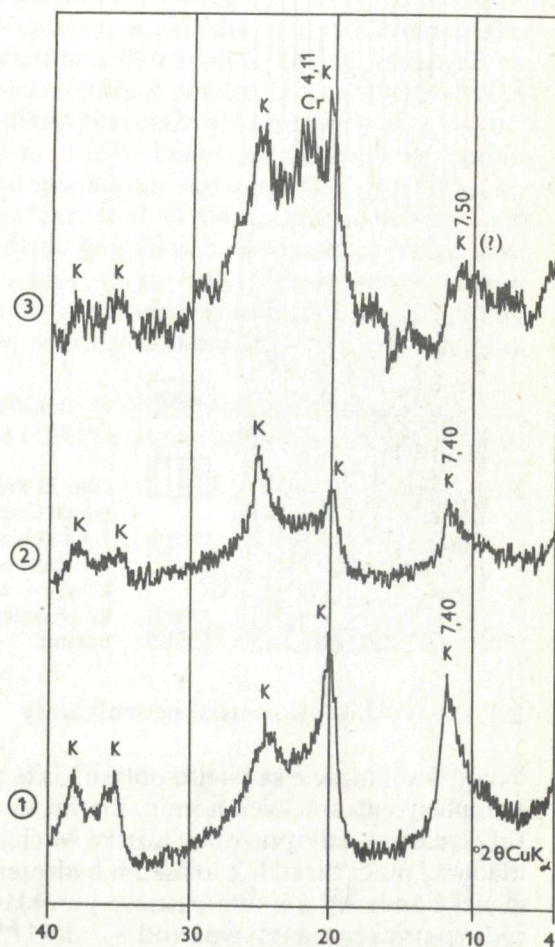
Za typový možno považovať profil kôrou zvetrávania na nefelinických bazanitoch Cerovej vrchoviny podrobne študovaný J. ČURLÍKOM (1980) v lome vzdialenom približne 1 km jv. od obce Šiatorská Bukovinka (obr. 32). Jeho vek bol rádiometrickým datovaním stanovený na $1,82 \pm 0,1$ mil. rokov, čo v chronometrickej škále paratetydneho neogénu zodpovedá rozhraniu medzi pliocénom a pleistocénom (K. BALOGH et al. 1981).

Z mikromorfologického a mineralogického výskumu J. ČURLÍKA (1980) na základe polarizačného mikroskopu a röntgenodifrakčných analýz vyplynulo, že v najspodnejšej zóne zvetraného nefelinického bazanitu sú prítomné amorfné a kremité, respektíve alumokremité gély, z ktorých prvé sú lokálne rekrystalizované s prechodom na opál CT až nízko teplotný cristobalit. V spodnej časti ilovitého rezídua prevládajúci kaolinit má prímes montmorillonitu a vo vrchnej



Obr. 30 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných bazaltových tufov frakcie pod 0,002 mm na lokalite Pinciná.

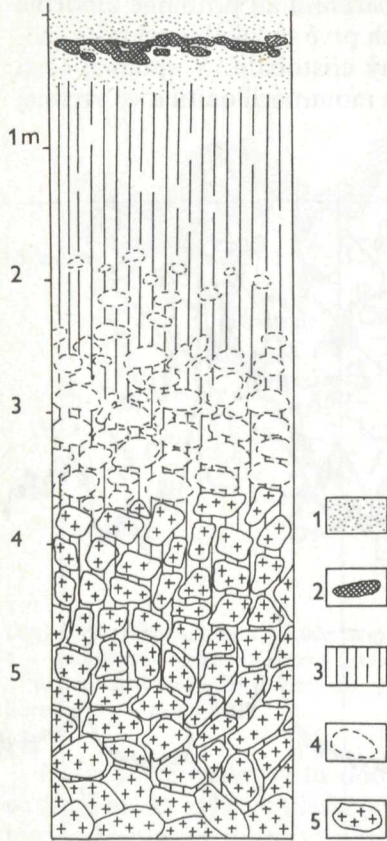
1 — spodná časť steny lomu; 2 — stredná časť steny lomu; 3 — vrchná časť steny lomu. K — kaolinit, Q — kremeň.



Obr. 31 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinizovaných nefelinických bazanitov frakcie pod 0,002 mm Cerovej vrchoviny na lokalite Šíd.

1 — závalky ílu svetlosivej farby v kaolinizovanom nefelinickom bazanite; 2 — kaolinizovaný nefelinický bazanit; 3 — rovnako ako vzorka 2. K — kaolinit, Cr — cristobalit.

časti prímies illitu. V železitej kôre je okrem hydroxidov Fe z ílových minerálov prednostne zastúpený kaolinit s prímiesou illitu.



Obr. 32 Profil kôrou zvetrávania na nefelinických bazanitoch Cerovej vrchoviny pri Šiatorskej Bukovine podľa J. ČURLÍKA (1980).

1 — humusový horizont; 2 — rozlámané bloky železitej kôry; 3 — ílové rezíduum; 4 — dezintegrovaný nefelinický bazanit; 5 — slabo zvetraný až čerstvý nefelinický bazanit.

2.1.4.2. Východoslovenské neovulkanity

Proces kaolinizácie sa v tejto oblasti viaže na tri vekové a petrograficky odlišné komplexy vulkanických hornín. Prvým sú strednosarmatské ryolity a ryolitové tufy, známe z halloyzitového ložiska Michalovce—Biela hora, ktoré sme v predkladanej práci zaradili k ložiskám hydrotermálneho pôvodu. Druhým sú pyroxenické andezity a k nim patriace pyroklastiká Vihorlatu, ktoré sa na základe rádiometrického datovania (od 8,7 do 11,7 mil. rokov) zaraďujú do vrchného sarmatu a panónu a tretím sú ryolitové pemzové tufy sejkovských uhoľných vrstiev začlenených do panónu.

Sejkov—Vyšné Nemecké

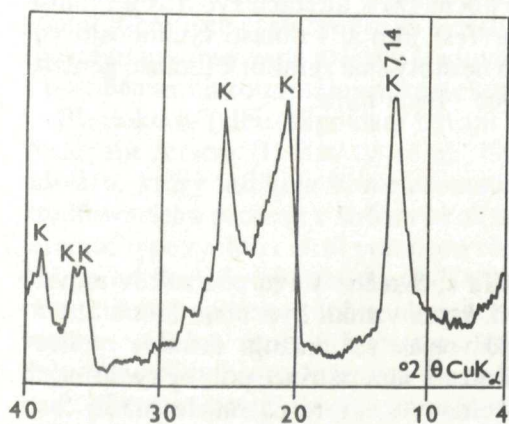
Sejkovské uhoľné vrstvy reprezentujú samostatný litofaciálny vývoj lignitových slojov jv. od ložiska Hnojné vo východoslovenskej panve pri obciach Sejkov

a Vyšné Nemecké. Intenzívne kaolinizované pemzové tufy tu tvoria niekoľko centimetrov hrubé medzivrstvičky uprostred lignitu. R. JIŘÍČEK (1972) ich zaraďuje do panónu C. Kaolinit v pemzových tufoch sejkovských uhoľných vrstiev sa v porovnaní s kaolinizovanými andezitovými pyroklastikami Vihorlatu vyznačuje podstatne vyšším stupňom štruktúrnej usporiadanosti (obr. 33).

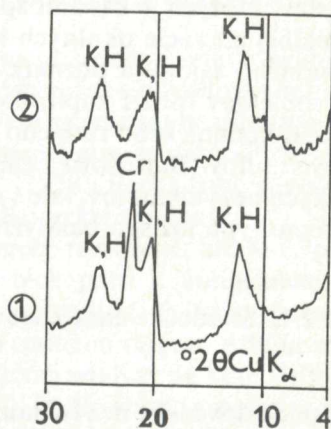
Poruba pod Vihorlatom—Petrovce

Kôry zvetrávania na pyroxenických andezitoch a andezitových vulkanoklastikách sú známe na južnom úpätí Vihorlatu a západnom úpätí Popriečného v oblasti medzi Porubou pod Vihorlatom a Petrovcami, kde sa formovali na bazálnom komplexe vrchnej vulkanickej etáže v zmysle O. ORLICKÉHO et al. (1970). Rádiometrický vek vrchnej vulkanickej etáže bol stanovený na $9,3 \pm 0,2$ a $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov (D. VASS et al. 1978). Datované andezity by potom biostratigraficky zodpovedali panónu mladšiemu ako zóna C (J. SLÁVIK et al. 1976). V poslednom období M. KALIČIAK et al. (1984) na základe štruktúrnej analýzy, paleovulkanologickej rekonštrukcie a ďalších rádiometrických datovaní D. ĎURICU et al. (1978), podľa ktorých sa veky diskutovaných hornín pohybujú v rozmedzí 11—12 mil. rokov, zaraďujú andezitové stratovulkány patriace v staršom ponímaní k tzv. vrchnej vulkanickej etáži do vrchného sarmatu.

Kôry zvetrávania boli v tejto oblasti prvýkrát mineralogicky študované J. KVITKOVIČKOM a M. HARMANOM (1962) a overované geologickým priesku-



Obr. 33 Röntgenodifrakčný záznam frakcie pod 0,002 mm ryolitových pemzových tufov Sejkov —Vyšné Nemecké, vrt U-8, hĺbka 117,5 m. K — kaolinit.



Obr. 34 Röntgenodifrakčné záznamy frakcie pod 0,002 mm kaolinizovaných tufov Vihorlatu na lokalite Poruba pod Vihorlatom.

1 — vrt PV-7, hĺbka 16,3 m; 2 — vrt PV-7, hĺbka 8,6 m; K — kaolinit, H — halloyzit, Cr — cristobalit.

mom začiatkom a v polovici 60. rokov (M. ČUCHRÁČ 1960, J. HARCEK— I. HORVÁTH 1965). Neskôr sme mineralogickým výskumom skartovaných vrt- ných jadier z tejto etapy prieskumu potvrdili, že podstatne zastúpeným minerá- lom je kaolinit s veľmi nedokonale usporiadanou štruktúrou, s vysokou príme- sou cristobalitu a len so sporadicky zastúpenými časticami trubicovitého habitu patriacemu k dehydratovanému halloyzitu (I. KRAUS—E. ŠAMAJOVÁ 1978 — obr. 34).

Minerálne zloženie produktov zvetrávania najmladšej vulkanickej fázy vo Vihorlate a Popriečnom sledovala aj D. KRAJČOVIČOVÁ (1980). V zachovaných kôrach zvetrávania najmä v oblasti Petroviec zistila prevahu kaolinitu, s nepatr- nou prímesou montmorillonitu.

2.2. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie hydrotermálnych kaolínov Západných Karpát

Kaolíny hydrotermálneho pôvodu v Západných Karpatoch sa viažu na preme- nu ryolitov, prípadne andezitov a spravidla sa vyznačujú nepravidelným rozkla- dom, značnou variabilitou v zastúpení úžitkovej zložky, ako aj veľkou nepravi- delnosťou úložných pomerov, čo zatiaľ neumožňuje aplikovať ekonomicky výhodnú ťažbu.

Okrem nich je sem možné zaradiť indicie viac-menej mineralogického význa- mu, v ktorých je kaolinit spolu s ďalšími ílovými minerálmi súčasťou hydroter- málnej alterácie okolitých hornín v centrálnej a v severnej časti kremnického rudného rajónu a poznatky tu získané využívame len pri riešení genetických problémov (pozri kapit. 4.4.1.). Väčšie perspektívy možno očakávať v južnej časti kremnického rudného rajónu, kde dochádza k alterácii ryolitov a ryolito- vých tufov (Bartošova Lehôtka—Dolná Ves), ako aj v oblasti východosloven- ských neovulkanitov, kde s istou dávkou neistoty sme zaradili k tomuto geneti- kému typu ložisko halloyzitu Michalovce—Biela hora.

2.2.1. Stredoslovenské neovulkanity

Stredoslovenské neovulkanity majú podľa súčasného stavu poznatkov najviac známych kaolínových výskytov a indícií, ktoré vznikli hydrotermálnou alterá- ciou okolitých hornín. Ako najperspektívnejšie sa ukazujú extrúzie ryolitov s mikrogranitickou a hyalinnou štruktúrou a k nim patriace polohy ryolitových tufov v oblasti Bartošova Lehôtka—Dolná Ves, ktoré patria do južnej časti kremnického rudného rajónu. Na východnom okraji stredoslovenských neo- vulkanitov v pohorí Javorie je to oblasť Kalinka—Polom—Stožok (rudný rajón Javoria), kde kaolinizácia je len súčasťou mnohých ďalších vyčlenených asociácií hydrotermálneho pôvodu.

Dolná Ves—Bartošova Lehôtka
(Južné okrajové pásmo kremnického rudného rajónu)

Študovaná oblasť je pásmom so smerom S-J na južnom okraji kremnického rudného rajónu, z. od potoka Rudnica, medzi Dolnou Vsou na S a Bartošovou Lehôtkou na J (obr. 22). Základné poznatky o geologickej stavbe a petrografických typoch ryolitov sú uvedené pri opise kaolínového výskytu Podháj (kapit. 2.1.4.1.).

Poklesnutá oblasť z. od potoka Rudnica je tektonicky exponovaným pásmom, v ktorom sa koncentrujú všetky najvýznamnejšie produkty premien ryolitového vulkanizmu na j. okraji kremnického rudného rajónu. K významnejším prejavom endogénnej mineralizácie v tejto zóne patrí hydrotermálna silicifikácia na lokalite Čertov vrch (J. BURIAN et al. 1985), antimonitová mineralizácia v rozložených ryolitoch pri Bartošovej Lehôtku, na ložisku bentonitu Jelšovský potok (S. ŠTUBŇA 1982) a v limnokvarcitoch pri Starej Kremničke (M. CIESARIK 1973).

Hydrotermálne alterované ryolity sa zistili jednak v niektorých plytkých vrtoch (siahali iba do hĺbky 20—30 m) na lokalite Okolo salaša a Jelšovský potok — sever, jednak v povrchových odkryvoch ryolitových telies z. od Bartošovej Lehôtky, Dolnej Vsi a Hornej Vsi (obr. 22).

Hydrotermálne alterovaný a súčasne kaolinizovaný ryolit má nízky obsah ílových minerálov a je vždy postihnutý intenzívnou silicifikáciou. Na jeho zložení sa podieľajú kryptokryštalické formy SiO_2 (chalcedón, opál), ďalej cristobalit, ako aj žilný, respektíve v dutinách a v puklinách aj kryštalický kremeň (tab. V, obr. 1, 2).

Alterácia postihuje horninu nerovnomerne; často sa striedajú svetlé pruhy vybieleného ryolitu so zvýšeným obsahom ílových minerálov s pôvodným fialovým bez ílových minerálov. Zákonitosť v rozmiestnení alteráciou postihnutých a nepostihnutých častí ryolitu sa nezistila, hranica medzi nimi je ostrá. Procesy spôsobujúce opisované prejavy študoval J. FORGÁČ (1958). Podľa neho súvisia s pôsobením nízkotermálnych roztokov pri postvulkanickej silicifikácii.

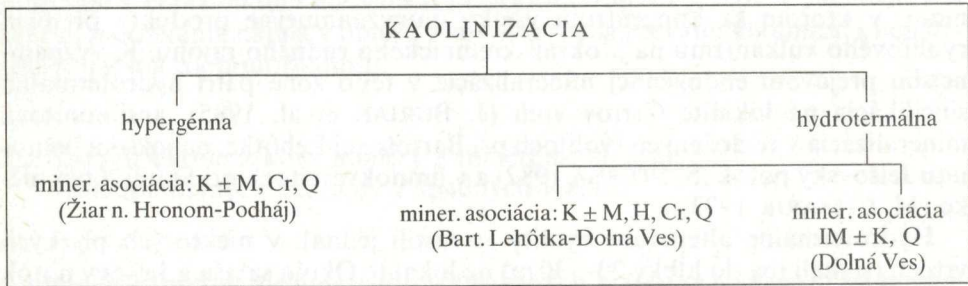
Plagioklasy (albit-oligoklas) bývajú do rôznej miery rozložené, ale K-živce zostávajú čerstvé (I. KRAUS et al. 1979). Časť z nich patrí k autigénnemu aduláru, ktorý indikuje K-metasomatózu ryolitov a ryolitových tufov počas zrudňovacieho procesu v širšom okolí kremnického rudného rajónu. Adulár sa v tomto type ryolitov zistil pomocou röntgenodifrakčnej analýzy na kóte Veľký háj, jz. od Bartošovej Lehôtky (I. KRAUS et al. 1982). Podľa štúdia v polarizačnom mikroskope tvorí dobre obmedzené kryštáliky rombického prierezu, prítomné v žilkách spolu s hydrotermálnym kremeňom (tab. V, obr. 3), alebo pseudomorfózy po rozložených plagioklasoch (tab. V, obr. 4).

Podľa zastúpenia ílových minerálov s ohľadom na postavenie kaolinitu vyčleňujeme v hydrotermálne alterovaných ryolitoch a ryolitových tufoch dve minerálne asociácie (tab. 9).

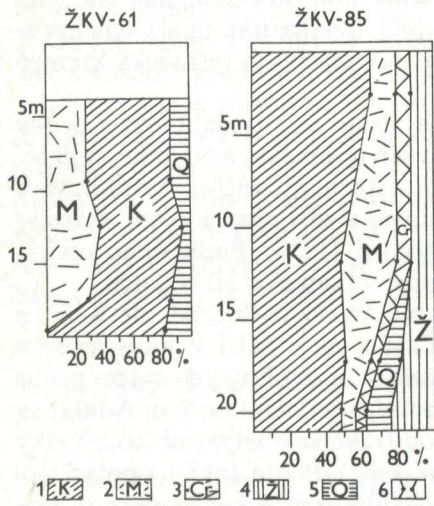
Prvá sa viaže na alteráciu mikrogranitických ryolitov, v ktorých vedľa prevládajúceho kaolinitu tvorí pravidelne zastúpenú prímes montmorillonit. Obsah

montmorillonitu so vzrastajúcou hĺbkou klesá (obr. 35). Túto zákonitosť bolo zatiaľ možné sledovať len do hĺbky 20—30 m. Popri kaolinite a montmorillonite sa v niektorých vzorkách na mikrofotografiách zhotovených pomocou elektrónového mikroskopu objavujú trubicové častice, ktoré patria k dehydratovanému hallozitu. Z neilových minerálov sa dostáva aj do frakcie pod 0,005 mm cristobalit a kremeň. Ide teda o asociáciu: kaolinit ± montmorillonit, hallozít, cristobalit, kremeň (K ± M, H, Cr, Q).

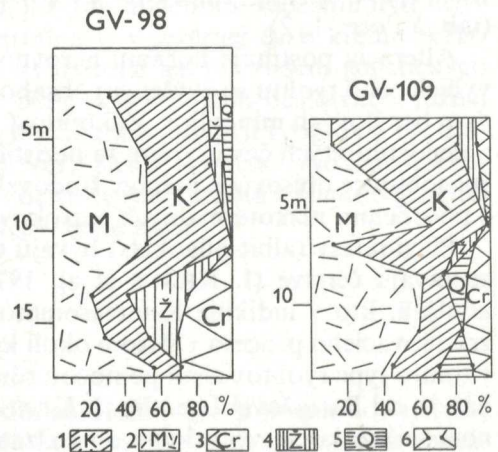
Tab. 9 Schéma kaolinizácie ryolitov a ryolitových tufov na jz. okraji Kremnických vrchov.



K — kaolinit, M — montmorillonit, IM — interstratifikovaný minerál typu illit-montmorillonit, H — hallozít, Cr — cristobalit, Q — kremeň.



Obr. 35 Zastúpenie minerálov vo frakcii pod 0,005 mm na základe semikvantitatívnej rtg-analýzy v kaolinizovanom ryolite vo vrtoch ŽKV-61 a ŽKV-85 na lokalite Bartošova Lehôtka—Okolo salaša. 1 — kaolinit; 2 — montmorillonit; 3 — cristobalit; 4 — živce; 5 — kremeň; 6 — miesto odberu analyzovanej vzorky.

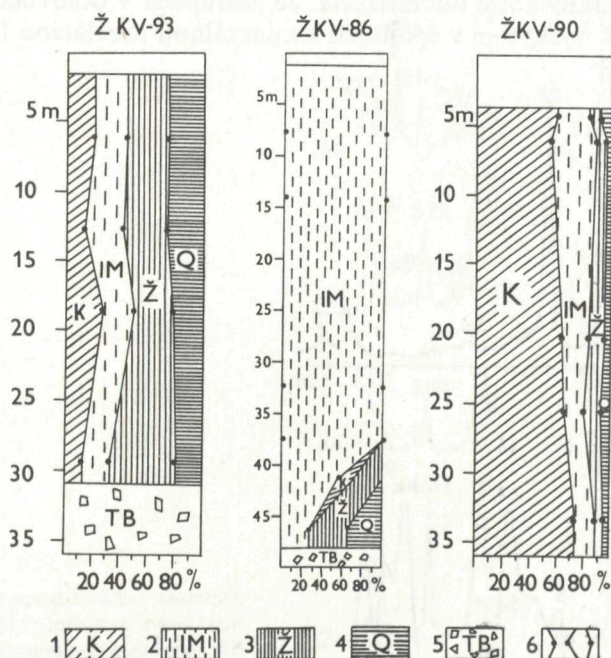


Obr. 36 Zastúpenie minerálov vo frakcii pod 0,005 mm na základe semikvantitatívnej rtg-analýzy alterovaných ryolitových tufov vo vrtoch GV-98 a GV-109 na lokalite Dolná Ves. 1 — kaolinit; 2 — montmorillonit; 3 — cristobalit; 4 — živce; 5 — kremeň; 6 — miesto odberu analyzovanej vzorky.

Doteraz sa pre nedostatok technických prác nepodarilo objasniť, či kaolinizované ryolity v študovanej oblasti predstavujú väčšie a súvislejšie akumulácie, alebo či ide len o apofýzy, okrajové časti extrúzií, prípadne dajky — teda o výskyty nebilančného významu.

Súčasne sa táto minerálna asociácia uplatňuje aj pri alterácii ryolitových tufov. Vznikajú tak íly s variabilným zastúpením kaolinitu a montmorillonitu; z ostatných minerálov sú stabilne prítomné živce a kremeň, lokálne pristupuje cristobalit (obr. 36). V ich podloží vystupujú svetlosivé silicifikované, čiastočne rozložené ryolitové brekcie s úlomkami bielych nerozložených ryolitov, kde obyčajne zastúpenie ílovitej frakcie rýchlo klesá. Mineralogické štúdium potvrdilo, že v základnej hmote tufov sa koncentruje montmorillonit a v bielych úlomkoch pemzy alebo výrastlic živcov kaolinit.

Charakteristickým znakom kaolinitu z hydrotermálne alterovaných ryolitov a ryolitových tufov je vysoký stupeň kryštalinity s pseudohexagonálnym obmedzením, ktoré poukazuje na výskyt dobre vyvinutých (010) a (110) rovín. Prejavuje sa u neho rast v jednom smere, čo je možné sledovať pomocou transmisného (tab. VI, obr. 1) aj riadkovacieho elektrónového mikroskopu (tab. VII, obr. 1, 2). Ďalšie mikrofotografie zhotovené pomocou riadkovacieho



Obr. 37 Zastúpenie minerálov vo frakcii pod 0,005 mm na základe semikvantitatívnej rtg. analýzy v alterovaných ryolitových tufoch vo vrtoch na lokalite Dolná Ves.

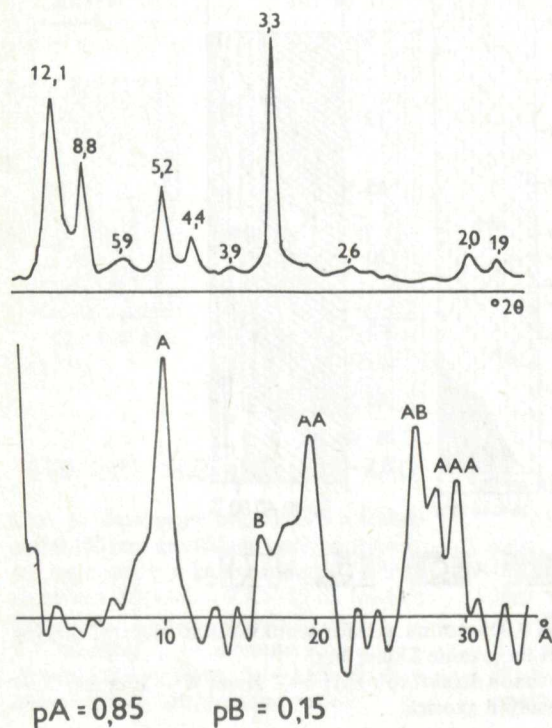
1 — kaolinit; 2 — minerál s interstratifikovanou štruktúrou IM; 3 — živce; 4 — kremeň; 5 — ryolitové tufy; 6 — miesto odberu analyzovaných vzoriek.

elektrónového mikroskopu ilustrujú vzťah medzi kaolinitom a montmorillonitom a obmedzenie kryštálov kremeňa, ktorý je charakteristickou súčasťou opisovanej minerálnej asociácie (tab. VII, obr. 3, 4).

Druhá vyčlenená minerálna asociácia sa viaže na premenu ryolitových tufov, len zriedkavo mikrogranitických ryolitov, v ktorých kaolinit býva sprevádzaný väčšinou podstatne zastúpeným minerálom s interstratifikovanou štruktúrou typu illit — montmorillonit ($IM \pm K, Q$). Montmorillonit a cristobalit absentujú. Uvádzaná asociácia sa nachádza na samostatnom ložisku pri Dolnej Vsi (J. ZUBEREC—J. SÝKORA 1980, I. KRAUS et al. 1982_{1,2}).

Podľa semikvantitatívneho odhadu v zastúpení kaolinitu je možné tento nový, na území ČSSR netradičný mineralogicko-technologický typ ílov rozčleniť do troch skupín. V najpočetnejšej tvorí kaolinit vedľa prevládajúceho minerálu s interstratifikovanou štruktúrou IM podstatne zastúpenú prímies (obr. 37, vrt ŽKV-93). V druhej počtom najvýznamnejšej skupine kaolinit chýba alebo je prítomný len v niektorých intervaloch, väčšinou v podobe nepatrne zastúpenej prímiesi (obr. 37, vrt ŽKV-86). Tretia skupina, v ktorej má kaolinit zreteľnú prevahu, je zastúpená zriedkavo (obr. 37, vrt ŽKV-90).

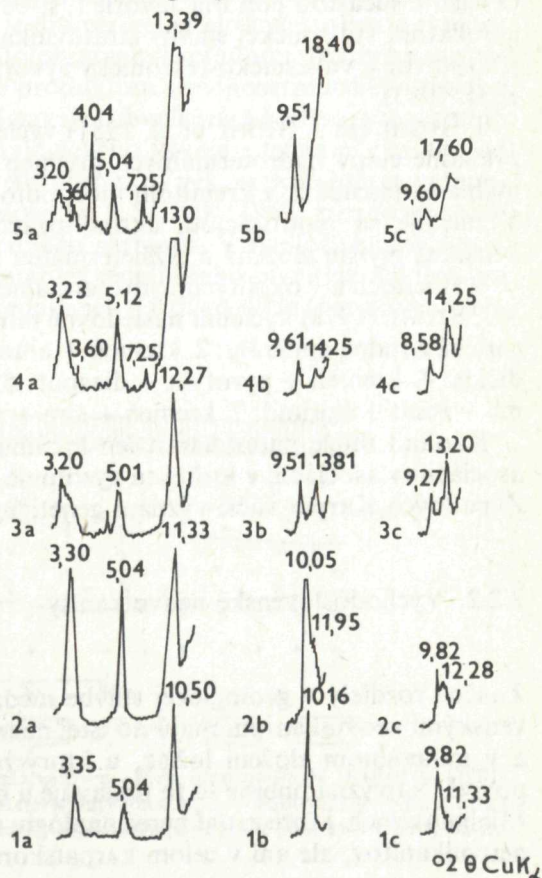
V obidvoch minerálnych asociáciách hydrotermálneho pôvodu, v ktorých je prítomný kaolinit ($K \pm M, H, Cr, Q$ a $IM \pm K, Q$), sa sledovala pomocou polarizačného mikroskopu adularizácia. Je zastúpená v obidvoch asociáciách, bežnejšie sa však vyskytuje v spojitosti s minerálnou asociáciou $IM \pm K, Q$.



Obr. 38 Röntgenodifrakčný záznam s Fourierovou transformáciou podľa MAC EVANSA (1956) minerálu s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou IM z lokality Dolná Ves.

Aj keď v predkladanej práci venujeme prvoradá pozornosť kaolinizácii, pre celkovú charakteristiku hydrotermálnej alterácie okolitých hornín na jz. okraji Kremnických vrchov majú značný význam poznatky týkajúce sa minerálu s interstratifikovanou štruktúrou typu IM (I. KRAUS et al. 1982). Potvrdilo sa, že vzorky sýtené etylénglykolom obsahujú len nenapučiavajúce siete illitového (10 Å) a napučiavajúce siete montmorillonitového typu (16, 8 Å). Ide o minerál s nepravidelnou interstratifikovanou štruktúrou. Poukazuje na to röntgenodifrakčný záznam s Fourierovou transformáciou vyhodnotenou podľa Mac EWANA (1956) pre vzorku s podielom nenapučiavajúcich síti — pÅ, 0,85 (obr. 38). Množstvo nenapučiavajúcich 10 Å síti sa v analyzovaných vzorkách (okolo 350 vzoriek) pohybuje v relatívne širokom rozmedzí, od 40 do 85 %. Na základe posunu bazálneho reflexu vzoriek solvatovaných glycerínom a etylénglykolom podľa postupu V. A. DRICA—B. A. SACHAROVA (1976) možno stanoviť plynulú sériu s variabilným zastúpením nenapučiavajúcich a napučiavajúcich síti illitového a montmorillonitového typu.

V ložisku pri Dolnej Vsi prevládajú variety s podielom illitových síti od 70 do 85 % (obr. 39, vz. 1). V menšom množstve je zastúpená varieta s podielom illitových síti od 40 do 60 % (obr. 39, vz. 3, 4, 5), ktorá je prítomná iba v istých častiach skúmaných vrtných jadier ložiska. Tomu zodpovedajú aj dva morfológické typy častíc stanovené pomocou transmisného elektrónového mikroskopu. Dobre obmedzené častice, pretiahnuté v jednom smere, majú prevahu vo varietách s vysokým podielom illitových síti a morfológicky sú zhodné s hydromus-



Obr. 39 Röntgenodifrakčné záznamy vzoriek minerálu s interstratifikovanou štruktúrou s rôznym podielom síti illitového a montmorillonitového typu na ložisku Dolná Ves.

a — nesolvatovaná, b — solvatovaná glycerínom, c — solvatovaná etylénglykolom.

kovitom centrálného pásma kremnického rudného rajónu (tab. VI, obr. 4). Nedokonale obmedzené častice s rozplývavými okrajmi pripomínajúce montmorillonit sú charakteristické pre variety s vyšším podielom napučiaujúcich sietí (tab. VI, obr. 3).

Malé Krškany

Do oblasti stredoslovenských neovulkanitov patrí aj súvrstvie redeponovaných a synvulkanických ryolitových, respektíve ryodacitových vulkanoklastík sarmatu, ktoré 5 km v. od Levíc pri obci Malé Krškany vypĺňa intravulkanickú panvičku na jv. okraji hornotúrovsko-levickej hrasti. M. MARKOVÁ (1970) tu podrobne opisuje intenzívnu hydrotermálnu kaolinizáciu bazálnej časti súvrstvia v intervale 30—60 m od povrchu, počas ktorej dochádza ku vzniku kaolinitu, halloyzitu, barytu a sporadicky aj montmorillonitu.

Kalinka—Podpolom—Stožok (rudný rajón Javoria)

Oblasť je súčasťou pohoria Javorie v stredoslovenských neovulkanitoch, ktoré je reliktom vulkanickej stavby stratovulkanického typu. Syntetický pohľad na jeho stavbu a vulkanicko-tektonický vývoj podal V. KONEČNÝ (in V. KONEČNÝ et al. 1983).

J. ŠTOHL (in J. ŠTOHL et al. 1981) vyčlenil vo vulkanickej zóne Javoria dve základné etapy hydrotermálnych premien. Staršia, hlbšie uložená a vyššiemerálna sa nachádza v kremeťom monzodiorite, menej v dioritových porfýroch. Vyznačuje sa biotitizáciou, aktinolitizáciou, epidotizáciou a chloritizáciou. Mladšia, plytšie uložená a nižšiemerálna sa viaže na telesá silicítov.

V silicítoch a v okolitých hydrotermálne alterovaných zónach M. MARKOVÁ—J. ŠTOHL (1978) vyčlenili nasledovné minerálne asociácie: 1. kremeň ± akcesorické a rudné minerály; 2. kremeň + alunít; 3. kremeň + pyrofyilit ± kaolinit, dickit; 4. kremeň ± pyrofyilit + diaspor; 5. kremeň + topás; 6. kremeň + alunít + zunit + korund; 7. kremeň + síra + alunít; 8. kremeň + sadrovec ± síra.

Kaolinit môže nadobudnúť len lokálne vedúce postavenie v 3. minerálnej asociácii; v asociácii, v ktorej tu vystupuje, má pre riešenie otázok kaolinizácie Západných Karpát väčší význam genetický (kapit. 4.4.3.).

2.2.2. Východoslovenské neovulkanity

Značné rozdiely v geologickej stavbe medzi stredoslovenskými a východoslovenskými neovulkanitmi majú do istej miery svoj odraz aj v geologickej pozícii a v minerálnom zložení ložísk, u ktorých je pravdepodobný hydrotermálny pôvod. Najvýznamnejšie sa to prejavuje u halloyzitého ložiska Biela hora pri Michalovciach, ktoré zatiaľ nemá analógiu nielen uprostred západokarpatských neovulkanitov, ale ani v celom karpatskom oblúku.

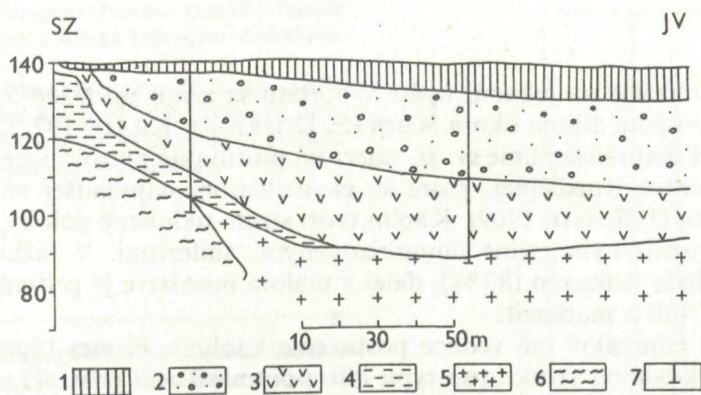
Okrem dvoch v tejto kapitole uvádzaných výskytov je treba spomenúť hydrotermálnu alteráciu pyroxenických andezitov v severnej časti Slanských vrchov pri Zlatej Bani, študovanú M. KALIČIAKOM et al. (1977). Vzniká tu asociácia: kaolinit + interstratifikovaný minerál illit-montmorillonit + montmorillonit, ktorá pripomína v stredoslovenských neovulkanitoch asociáciu na ložisku pri Dolnej Vsi.

Michalovce—Biela hora

Je najvýznamnejším ložiskom ílovej suroviny v celom regióne Západných Karpát, ktoré vzniklo rozkladom neovulkanitov a má výraznú prevahu halloyzitu.

Prvé podzemné dobývky ílov, ktoré boli až do obdobia po 2. svetovej vojne považované za kaolinitové, boli založené v roku 1888. Prvýkrát bola ťažba zastavená v roku 1919 a znovu na krátky čas obnovená v roku 1943. Po oslobodení sa hydrogeologickým vrtom potvrdila viac ako 30 m hrubá poloha bielych ílov, čo bolo bezprostredným podnetom na geologický prieskum, ktorý prebiehal v rokoch 1952—1958. Ložisko sa ťaží v malom rozsahu (maximálne 5000 ton ročne), s častými prestávkami. Banskú ťažbu nemožno považovať za perspektívnu.

V podloží vystupujú vrchnobádenské až spodnosarmatské brakické slienité íly kolčovského súvrstvia, na ktorých je diskordantne uložené súvrstvie ryolitových tufov, tufitov a tufitických ílov s doloženou mikrofaunou stredného sarmatu (obr. 40). Pyroklastický materiál je produktom strednosarmatského vysoko explozívneho vulkanizmu. Ryolit predstavuje subvulkanické teleso, ktoré stuhlo blízko pod povrchom. Na základe analogického vývoja s telesami ryolitov od Lesného a Hrádku, ktoré majú stanovený absolútny vek, sa považuje za vrchnobádenské (M. KOŠUTH 1981). V minulosti ho J. SLÁVIK (1962) zaraďoval spolu s ryolitovými pyroklastikami do stredného sarmatu. V nadloží halloyzitovej šošovky vystupuje ostro ohraničený komplex senianskeho súvrstvia, s polohami pestrých polyminerálnych ílov zodpovedajúcich pozdišovským (panón) vo vrchnej časti.



Obr. 40 Geologický profil ložiska halloyzitu Michalovce—Biela hora podľa M. KOŠUTHA (1981). 1 — íly; 2 — ílovité štrky; 1-2 senianske súvrstvie-vrchný miocén; 3 — halloyzit; 4 — tufy, tufity, tufitické íly; 5 — ryolity; 3-5 stredný sarmat; 6 — slienité íly (kolčovské súvrstvie vrchný bádensko-spodný sarmat); 7 — vrty.

Prvýkrát halloyzit na ložisku potvrdil röntgenografickou analýzou R. BÁRTA et al. (1949). Neskôr J. KONTA (1957) a E. G. KUKOVSKIJ (1966) zistili, že popri dehydratovanom halloyzite tvorí približne 20 %-nú prímes kaolinit. V surovine, ktorá pochádza zo spodnej časti šošovky, možno v svetlosivej základnej hmote z ostatných minerálov registrovať nízkoteplotnú modifikáciu cristobalitu a v nepravidelne ohraničených závalkoch svetlozelenej farby aj kremeň (obr. 41, vz. 1, 2). Hodnoverný dôkaz o prítomnosti kaolinitu popri halloyzite poskytujú častice tabuľkovitého habitu vystupujúce v elektrónových mikrofotografiách (tab. VIII, obr. 1, 2). Prítomnosť kaolinitu s nedokonale usporiadanou štruktúrou bude pravdepodobne jednou z príčin, prečo má michalovský halloyzit v porovnaní s ostatnými študovanými halloyzitmi Západných Karpát nižší stupeň interkalácie s K-acetátom a vôbec neinterkaluje s hydrazínom (tab. 10).

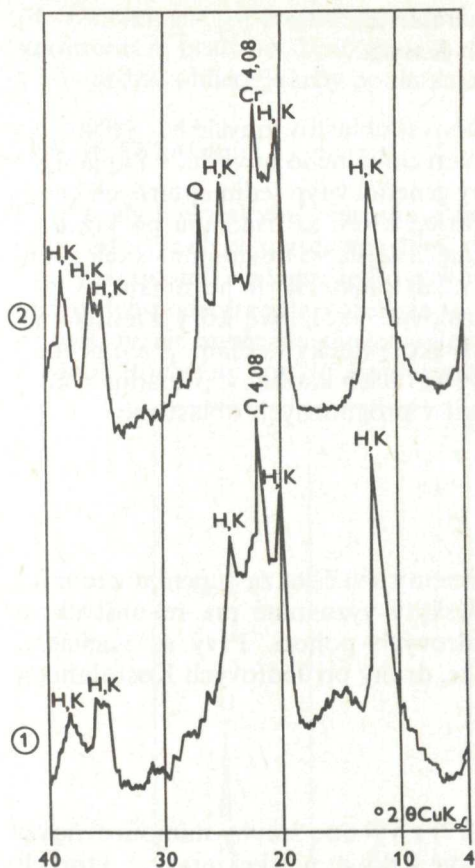
Tab. 10 Výsledky štúdia interkalácie halloyzitu z neogénnych panví Západných Karpát a z ložiska Michalovce—Biela Hora podľa I. KRAUSA et al. (1972).

Lokalita	Frakcia	Interkalácia s K-acetátom (%)	Interkalácia s hydrazínom (%)
Kalinovo-Hrabovo poltárske súvrstvie	pod 1 μm	100	85
	1–2 μm	100	88
vrt SK-18/82,5 m Slatinská kotlina	pod 1 μm	100	49
	1–2 μm	100	71
Michalovce-Biela hora „A“	1–2 μm	78	0
Michalovce-Biela hora „B“	1–2 μm	79	0

Jovsa

Prejavy kaolinizácie na južnom úpätí Vihorlatu sa zistili približne 5 km s. od obce Jovsa, v úseku dlhom okolo 500 m (E. DOBRA—I. KRAUS 1972). Kaolinizáciou pozdĺž tektonickej línie sv.-jz. smeru sú postihnuté pyroxenické andezity erupčného centra Rozdielnej, ktoré sú ekvivalentom najmladšej vulkanickej fázy Vihorlatu (J. SLÁVIK 1969). Kaolín tvorí strmo uklonené polohy, ktoré sa striedajú s rozloženými, silne limonitizovanými andezitmi. V ťažkej frakcii (0,3 %) prevláda leukoxén (89 %), ďalej v malom množstve je prítomný pyroxén, zirkón, rutil a markazit.

Z ílových minerálov má vedúce postavenie kaolinit. Prímes tvorí minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu illit-montmorillonit (obr. 42, vz. 1, 2). Fixáciou K^+ podľa Ch. E. WEAWERA (1958) sa potvrdilo, že má vulkanogénny pôvod a vznikol najskôr rozkladom vulkanického skla, prípadne biotitu (obr. 42, vz. 5, 6). Kaolinit z Jovsy napriek dobre usporiadanej štruktúre neinterkaluje s octanom draselným a hydrazínom (obr. 42, vz. 3, 4).

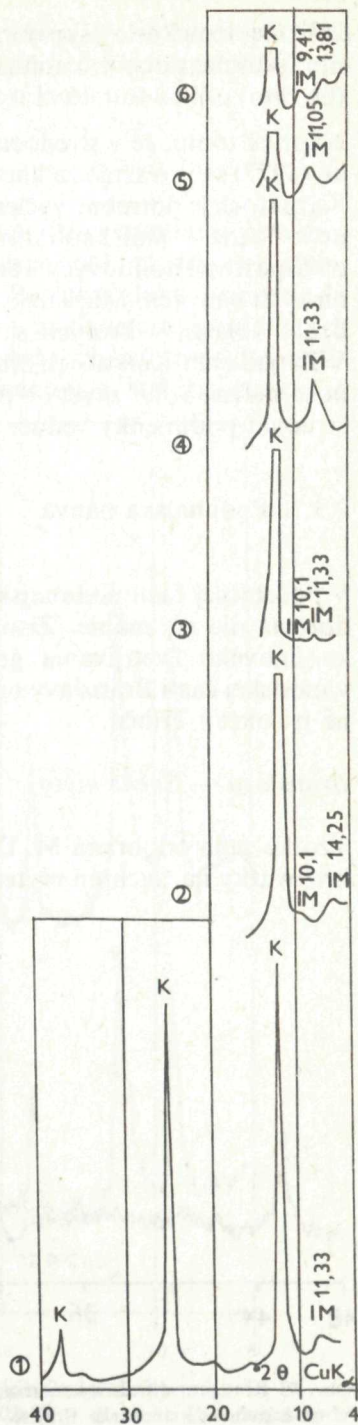


Obr. 41 Röntgenodifrakčné záznamy frakcie pod 0,002 mm z ložiska halloyzitu Michalovce — Biela Hora.

1 — spodná časť halloyzitovej šošovky, svetlosivá základná hmota; 2 — rovnako ako vzorka 1, závalky svetlozenej farby. K — kaolinit, H — halloyzit, Cr — cristobalit.

Obr. 42 Röntgenodifrakčné záznamy kaolínu frakcie pod 0,002 mm na lokalite Jovsa vo Vihorlate.

1 — prirodzený stav; 2 — solvatovaná glycerínom; 3 — po sýtení octanom draselným; 4 — po sýtení hydrazínom; 5 — po sýtení KOH; 6 — glycerínovaná po sýtení KOH.



2.3. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie sedimentárnych kaolínov Západných Karpát

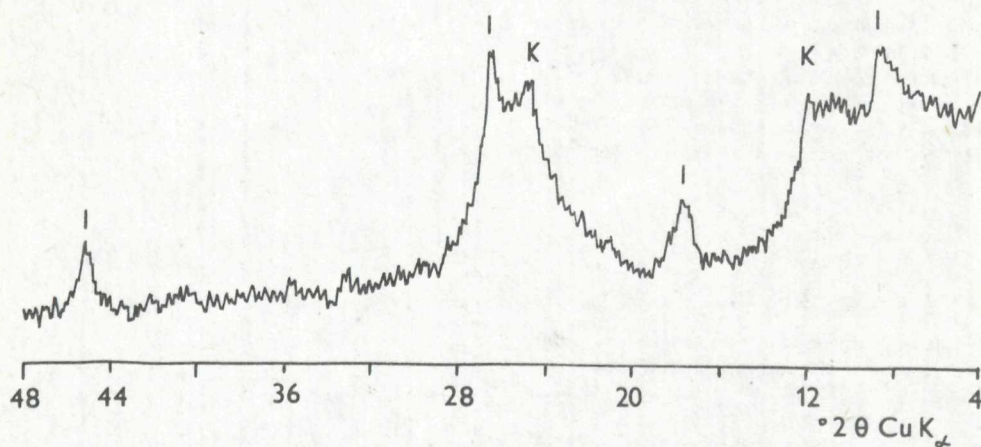
Napriek tomu, že v stredoeurópskej kaolínovej oblasti v zmysle M. STÖRRA et al. (1977) sa považuje za kaolín len hornina reziduálneho pôvodu, v Západných Karpatoch je potrebné vyčleniť samostatný genetický typ sedimentárnych kaolínov. Patria k nim kaolinitové piesky a štrky, ktoré sa usadzujú po krátkom transporte z kaolínových kôr zvetrávania najčastejšie vo fluvio-limnických a limnických panvách. Majú úzky priestorový vzťah k materským horninám a signalizujú oblasti, v ktorých sa pôvodne formovali kaolínové kôry zvetrávania. V Západných Karpatoch ešte nemajú väčší ekonomický význam. Z ich prítomnosti možno robiť závery o prognózach zvetrávacích kaolínov, prípadne rekonštruovať podmienky vedúce ku kaolinizácii v prognózných oblastiach.

2.3.1. Podunajská panva

V podstatnej časti podunajskej panvy sedimenty s väčším zastúpením kaolinitu doteraz nie sú známe. Zistili sme dva výskyty významné pre rekonštrukciu kaolínového zvetrávania granitoidov jadrových pohorí. Prvý sa nachádza v mestskej časti Bratislavy na Suchom mýte, druhý pri Jedľových Kostolnoch na jv. okraji Tribča.

Bratislava — Suché mýto

Vzorka bola odobraná M. DURAYOM (1977) z výkopu stavby mimoúrovňovej križovatky na Suchom mýte. Ide o zailované štrky dunajskej terasy, v ktorých

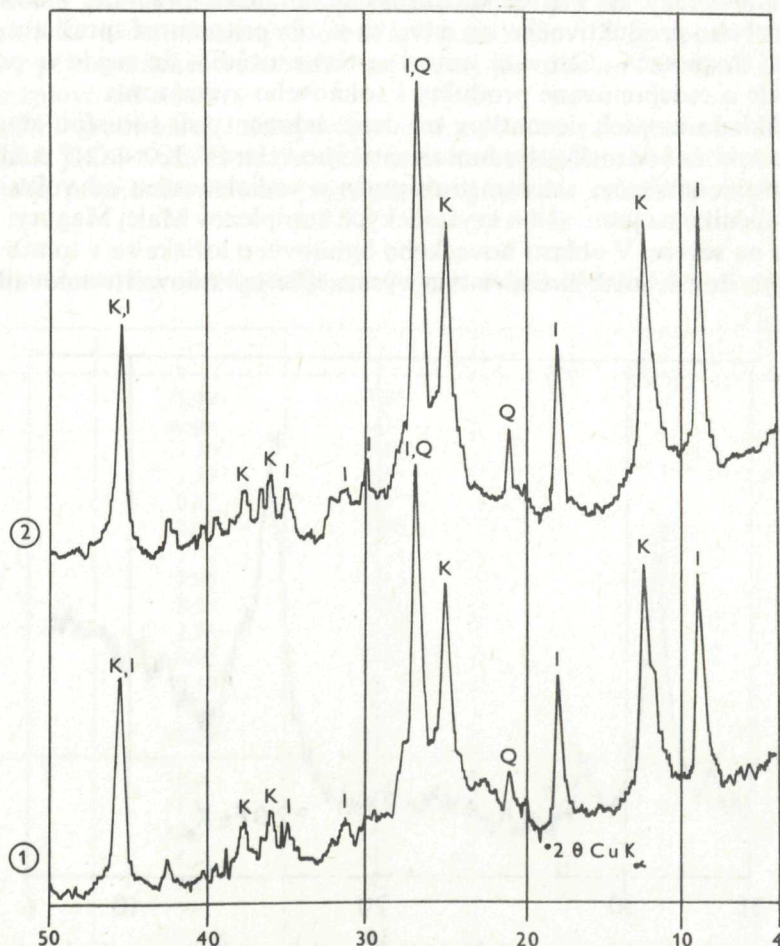


Obr. 43 Röntgenodifrakčný záznam zailovaných štrkov frakcie pod 0,002 mm (M. DURAY 1977). Mimoúrovňová križovatka Bratislava—Suché Mýto. I — illit, K — kaolinit.

M. DURAY (l.c.) predpokladá, že časť v nich prítomných obliakov patrí ku granitoidom bratislavského masívu. Minerálne zloženie frakcie pod 0,002 mm z ílov hrdzavohnedej farby poukazuje na prítomnosť kaolinitu a illitu (obr. 43).

Jedľové Kostolany

Piesčité íly s úlomkami kremeňa a šupinami muskovitu vystupujú v povrcho- vých odkryvoch v najsevernejšom výbežku Žitavskej pahorkatiny na styku s kryštalinikom Tribča pri Jedľových Kostolanoch. Patria do dáku, prípadne do pontu. Ich podrobnejšia korelácia sa uskutočnila na základe asociácie ťažkých minerálov, ale minerálne zloženie ílovitej frakcie v širšej oblasti sa dosiaľ nesle- dovalo. Priebžný výskyt ílovito-piesčitých sedimentov a stabilná asociácia



Obr. 44 Röntgenodifrakčné záznamy piesčitého ílu pri Jedľových Kostolanoch. 1 — frakcia pod 0,002 mm; 2 — frakcia pod 0,005 mm; I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

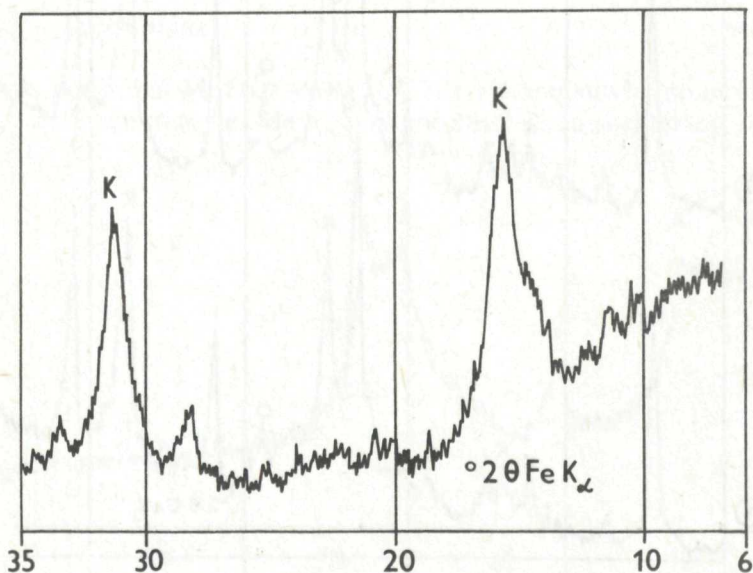
ťažkých minerálov v tejto oblasti počas panónu, pontu a dáku dokumentuje stály vplyv zdrojovej oblasti Tribča (Z. PRIECHODSKÁ 1967). Pre naše závery je rozhodujúce, že na ich zložení sa podieľa kaolinit s prímесou illitu (obr. 44).

2.3.2. Hornonitrianska kotlina

Bojnice

V severozápadnej časti Hornonitrianskej kotliny pri Bojniciach D. ANDRUSOV — V. ZORKOVSKÝ (1949) uvádzajú výskyt kaolínu, ktorý mal vzniknúť rozkladom granitoidov Malej Magury pôsobením termálnych vôd. D. ANDRUSOV — V. ZORKOVSKÝ (l.c.) tu zistili prítomnosť svetlosivých piesčitých ílov, ktoré sa v minulosti ťažili na výrobu kachlí, systémom malých šachtíc. V nadloží 0,8 — 1 m hrubého produktívneho súvrstvia sa zistila prítomnosť spráši a v podloží kremenných pieskov. Citovaní autori správne usúdili, že nejde o primárny kaolín, ale o redeponované produkty kaolínového zvetrávania.

Na základe novších poznatkov uvedené sedimenty sú súčasťou lehotského súvrstvia vrchnobádensko-spodnosarmatského veku (V. KONEČNÝ et al. 1983). Jeho zloženie súvisí so smerom transportu a vzdialenosťou od vulkanického centra Vtáčnika na juhu, alebo kryštalickej komplexov Malej Magury, prípadne Žiaru na severe. V oblasti nováčkeho lignitového ložiska sa v tomto období pri vzniku ílov lehotského súvrstvia výraznejšie uplatňovali mimovulkanické



Obr. 45 Röntgenodifrakčný záznam kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) frakcie pod 0,002 mm pri Bojniciach v sz. časti Hornonitrianskej kotliny.
K — kaolinit.

zdrojové oblasti kryštalinika Malej Magury, respektíve Žiaru, a na handlovskom hnedouhoľnom ložisku, najmä v jeho južnej časti, má výraznú prevahu proveniencie vulkanická (I. KRAUS—E. ŠAMAJOVÁ 1970).

Rozhodujúci vplyv zdrojovej oblasti kryštalinika Malej Magury na formovanie minerálneho zloženia ílov v sz. časti Hornonitrianskej kotliny jednoznačne potvrdzujú piesčité íly od Bojníc a Dubovej. Röntgenodifrakčnou analýzou sa potvrdil ich monominerálny charakter — sú zložené vo frakcii pod 0,002 mm výlučne z kaolinitu, bez prímiesi iných ílových minerálov vrátane illitu (obr. 45).

Kanianska

Západne od obce, 4 km s. od Bojníc sa v roku 1984 odkrylo pri stavbe cesty viac metrov hrubé, granulometricky nevytriedené ílovito-piesčité súvrstvie s obsahom muskovitu a ostrohranných úlomkov granitoidov. Z geologickej stavby územia a z petrografického zloženia študovanej horniny možno usúdiť, že ide najskôr o žulové delúvium.

Na zložení granitoidov Malej Magury, ktoré tvoria s masívom Suchého kryštalinické jadro Strážovských vrchov, sa v najväčšom rozsahu podieľajú pegmatitické, prípadne apliticko-pegmatitické granity a leukokrátne, prevažne

Tab. 11 Chemické analýzy a modálne zloženie granitoidných hornín Malej Magury v Strážovských vrchoch.

	1	2	3	4
SiO ₂	75,49	67,83		
TiO ₂	stopy	0,29		
Al ₂ O ₃	11,36	14,68		
Fe ₂ O ₃	1,23	0,69		
FeO	0,67	2,53		
MnO	0,06	0,08		
MgO	1,02	1,94		
CaO	1,85	4,54		
Na ₂ O	3,56	4,36		
K ₂ O	2,78	2,32		
P ₂ O ₅	0,01	0,07		
H ₂ O ⁺	0,30	0,33		
H ₂ O ⁻	0,06	0,14		
Spolu	98,39	99,80		
Plagioklas	35,9	47,0	21,6	22,2
K — živce	21,5	11,9	38,1	16,3
Kremeň	35,6	29,0	35,7	40,0
Biotit	4,3	11,7	2,4	9,2
Muskovit	2,2	0,2	1,7	5,5
Granát	—	—	—	6,8
Akcesórie	0,5	0,2	0,5	—

1 — leukokrátne granit (D. HOVORKA 1968); 2 — biotitický granodiorit (D. HOVORKA 1968); 3 — pegmatitový granit (Š. KAHAN 1978); 4 — dvojsľudný granodiorit (Š. KAHAN 1978).

aplitické granity až granodiority s granátmi (Š. KAHAN 1978). Obidva tieto typy možno považovať za materské horniny študovaných ílovitých pieskov. Chemické analýzy a modálne zloženie týchto hornín je uvedené v tab. 11. Vyplýva z nej, že rozkladu podľahli plagioklasy zodpovedajúce prevažne oligoklasu, ale čiastočne aj K-živce. Na minerálnom zložení ílovitej frakcie sa podieľa kaolinit s relatívne malou prímесou illitu. Vzájomný pomer medzi nimi sa podstatnejšie nemení ani v jednotlivých zrnitostných frakciách (obr. 46). Hmotnostný výnos frakcie pod 0,04 mm bol v laboratórnom meradle a z veľkého množstva vzorky stanovený na 10 %. Hrúbku, plošný rozsah, zmeny v pomere medzi piesčitou a ílovitou frakciou zatiaľ nebolo možné stanoviť.

2.3.3. Turčianska kotlina

V západnej časti Turčianskej kotliny, na úpätí jadrového pohoria Žiar vystupujú štrkovito-piesčito-ílové sedimenty zaraďované do staršieho cyklu martin-ských vrstiev — vrchný sarmat až spodný panón (T. BUDAY 1962). Materiál týchto sedimentov pochádza z granitoidov Žiaru a je po veľmi krátkom transporte nedokonale vytriedený. Podľa minerálneho zloženia ílovitej frakcie zodpovedá sedimentárnemu kaolínu.

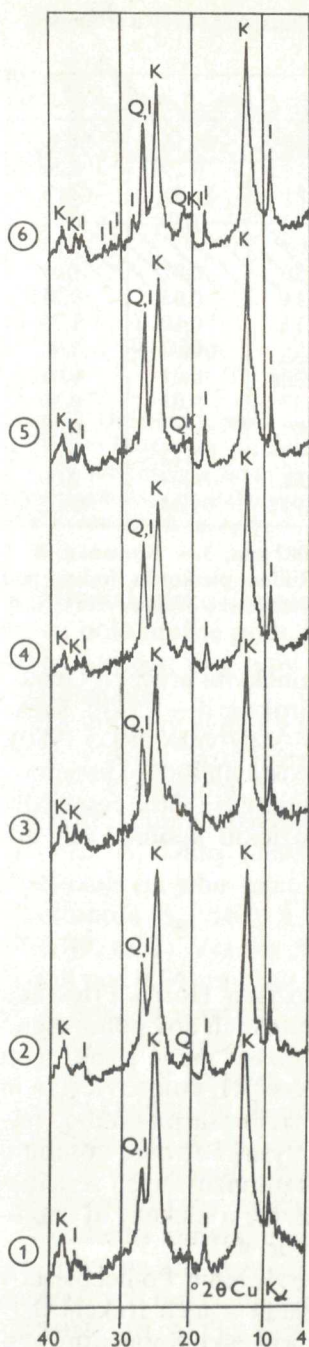
Rudno—Budiš

Výskyty sedimentárných kaolínov vystupujú v malých povrchových odkryvoch v obciach Rudno a Budiš a na jz. okraji Rudna. Sú zložené z angulárne ohraničených zrn kremeňa, čiastočne rozložených živcov a muskovitu; úplne chýba biotit. Ich vzťah ku granitoidom jadrového pohoria Žiar znázorňuje profil na obr. 4.

Z röntgenodifrakčných záznamov ílovitej frakcie vyplýva dominantné postavenie kaolinitu, relatívne veľmi malá prímес illitu a neprítomnosť montmorillonitu. Vzorka 1 na obr. 47 predstavuje najkvalitnejší typ sedimentárneho kaolínu, ktorý sa nachádza v pieskovni pri cintoríne obce Rudno. Vzorky 2, 3 sú z ďalších povrchových odkryvov tejto oblasti. Hmotnostný výnos frakcie pod 0,04 mm sa pri laboratórnom sledovaní pohyboval v rozmedzí od 5 do 10 %. Majú priaznivé chemické zloženie, predovšetkým niektoré z nich veľmi nízky obsah Fe_2O_3 (tab. 12, vz. 5), čo zatiaľ nemá analógiu u ostatných sedimentárných kaolínov Západných Karpát. V laboratórnom meradle boli po odstránení ílovitej frakcie skúšané na sklárske účely (J. GAŠPARIK 1969).

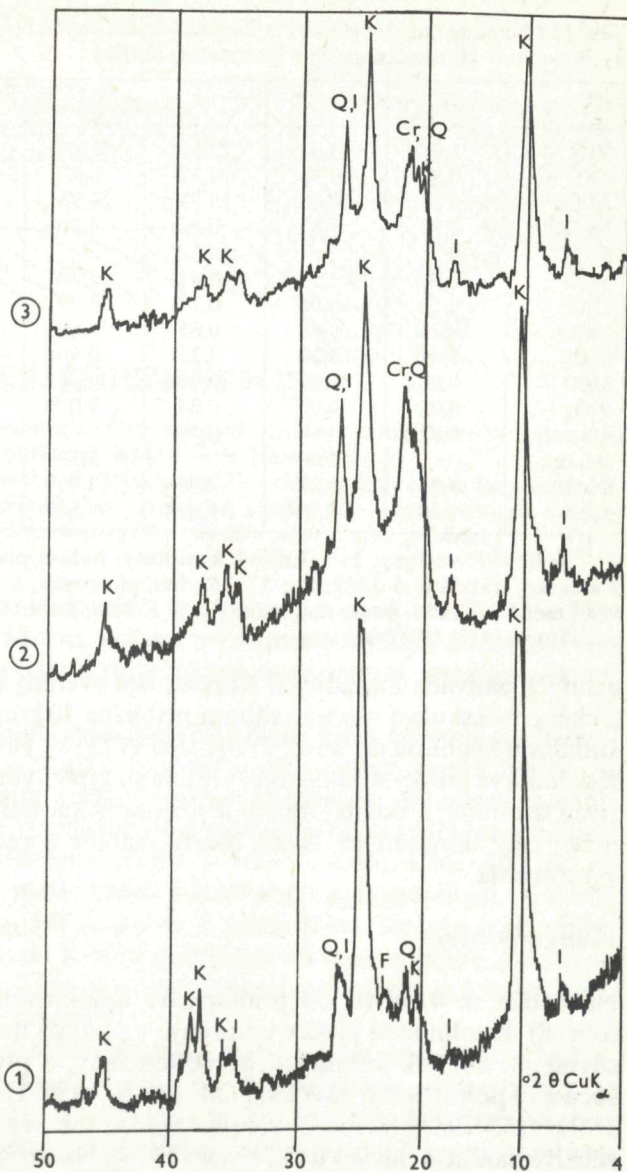
2.3.4. Lučenská kotlina

V severovýchodnej časti Lučenskej kotliny, medzi Kalinovom a Poltárom vystupuje najrozsiahlejší doteraz známy horizont kaolinitových pieskov v neo-



Obr. 46 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) pri Kaniaňke v sz. časti Hornonitrianskej kotliny.

1 — zárez cesty, frakcia pod 0,002 mm; 2 — zárez cesty, frakcia pod 0,005 mm; 3 — zárez cesty, frakcia pod 0,04 mm; 4 — výkop, frakcia pod 0,002 mm; 5 — výkop, frakcia pod 0,005 mm; 6 — výkop, frakcia pod 0,04 mm. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.



Obr. 47 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) frakcia pod 0,002 mm v oblasti Budiš—Rudno v Turčianskej kotline.

1 — Rudno, pieskovňa pri cintoríne; 2 — Budiš, pieskovňa pri škole; 3 — Rudno, sz. okraj obce. K — kaolinit, I — illit, Q — kremeň, Cr — cristobalit.

Tab. 12 Chemické analýzy piesčitých kaolinitovo-illitických ílov podunajskej panvy a sedimentárnych kaolínov Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	71,92	48,82	73,68	40,29	81,64	44,18	74,59
TiO ₂	0,81	0,71	0,47	0,87	0,14	0,29	0,24
Al ₂ O ₃	16,68	30,98	15,74	26,75	10,81	34,52	14,66
Fe ₂ O ₃	0,97	3,62	0,84	4,20	0,23	1,59	0,77
FeO	0,32	—	0,22	—	0,04	—	0,25
MgO	0,93	1,29	0,61	2,28	0,50	0,82	1,01
CaO	0,14	0,98	0,14	3,99	0,14	0,93	0,28
Na ₂ O	0,27	0,42	0,85	1,89	0,17	0,10	1,73
K ₂ O	2,87	0,27	3,21	0,68	3,65	0,62	3,90
MnO	0,002	0,027	0,004	stopy	0,003	0,01	0,020
P ₂ O ₅	0,02	0,007	0,04	0,029	0,07	0,01	0,10
SO	0,02	—	0,02	—	0,08	—	0,10
Str. suš.	—	2,06	—	2,75	—	2,53	—
Str. žih.	4,85	9,32	4,00	15,79	2,52	14,04	2,00
Spolu	99,80	98,504	99,824	99,519	99,993	99,64	99,65

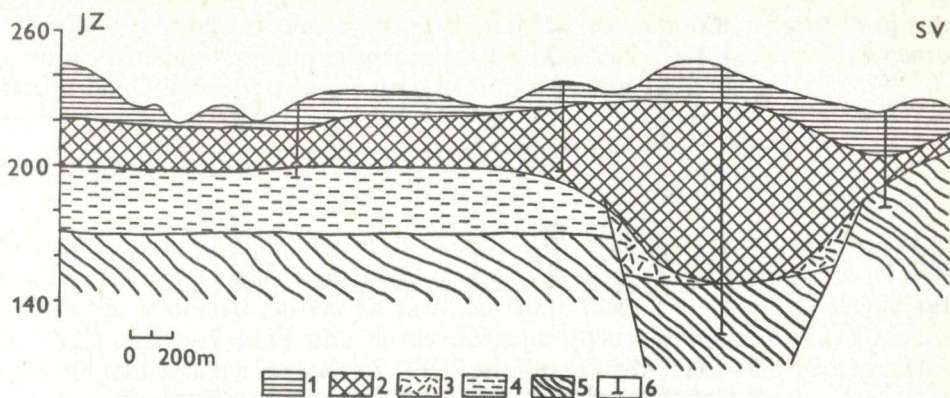
1 — Jedľové Kostofany; 2 — Jedľové Kostofany, frakcia pod 0,002 mm; 3 — Kanianka; 4 — Kanianka, frakcia pod 0,002 mm; 5 — Rudno, pieskovňa; 6 — Rudno, pieskovňa, frakcia pod 0,002 mm, 7 — Budiš, pieskovňa. Vzorky 1, 3, 5, 7 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorky 2, 4, 6 analyzoval GÚ UK Bratislava.

genných panvách Západných Karpát. Bol overený technickými prácami Geologického prieskumu v pruhu dlhom približne 10 km a širokom 1—1,5 km, s maximálnou hrúbkou do 80 m. (V. HANO 1973, V. HANO—M. IVANČENKO 1980). Kaolinitové piesky v Lučenskej kotline sú typickým predstaviteľom sedimentárnych kaolínov: v ílovej frakcii je prítomný kaolinit s prímiesou illitu, respektíve slúd; celý horizont sa tvoril rozrušovaním a redepozíciou kaolínových kôr zvetrávania.

Vyšný Petrovec

Nachádza sa 4 km jz. od primárneho kaolínového ložiska Horná Prievrana (obr. 8). Kaolinitové piesky vystupujú v podloží kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia. Ich vek je faunisticky nedoložený, a preto dosiaľ nie je jasné, či sú súčasťou poltárskeho súvrstvia (M. MIŠÍK 1956, D. VASS—H. JURKOVIČOVÁ in J. PRISTAŠ 1983), alebo či tvoria samostatné vrstvy vrchnosarmatského, respektíve panónskeho veku (V. HANO 1973). Na ložisku Vyšný Petrovec dosahujú priemernú hrúbku 20—60 m a sú vyvinuté v nadloží kaolinizovaných sericiticko-chloritických a sericiticko-grafitických fylitov gemerika a niekedy aj vápnitých siltovcov a ílovcov egeru lučenského súvrstvia (obr. 48).

Kaolinitové piesky majú veľmi premenlivé zrnitostné zloženie. Podiel pieskov sa najčastejšie pohybuje v rozmedzí 55—75 %. Prevláda v nich frakcia 0,09—1,00 mm. Ako celok z mineralogického hľadiska tvoria 3-komponentný systém, v ktorom je prítomný kremeň, kaolinit a slúda, respektíve illit. Turmalín, anatas, goethit a limonit sú zastúpené akcesoricky.



Obr. 48 Geologický profil zvetrávacích a sedimentárnych kaolínov medzi Hornou Prievranou a Vyšným Petrovcem v Lučenskej kotline (I. KRAUS — V. HANO 1976).

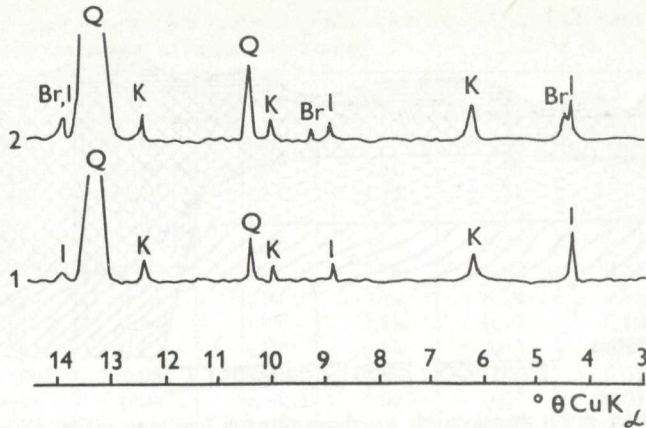
1 — íly, piesčité íly a piesky poltárskeho súvrstvia, pont; 2 — sedimentárny kaolín typu kaolinitových pieskov, pont alebo sarmat-panón; 3 — zvetrávací kaolín; 4 — vápnité siltovce a ílovce lučenského súvrstvia, eger; 5 — fylity a metaryolity, mladšie paleozoikum gemerika; 6 — vrty.

Mineralogicko-chemickým výskumom kaolinitových pieskov z Vyšného Petrovca bolo možné podobne ako na ložisku primárneho kaolínu z Hornej Prievrany vyčleniť dva typy s odlišnou minerálnou asociáciou a technologickými vlastnosťami.

Kaolínový výplav z kaolinitových pieskov prvého typu, ktoré sa nachádzajú vo vrchnej časti ložiska a vznikli kaolinizáciou rôznych variet fylitov, je tvorený kaolinitom, K-sľudami s jemnozrnným kremeňom. Kaolinit na röntgenodifrakčnom zázname sa vyznačuje difúznym bazálnym reflexom v oblasti 7,1—7,2 Å. Ďalej nemá zastúpený triplet v oblasti 4,46; 4,36; 4,18 Å, čo poukazuje na jeho relatívne nižší stupeň štruktúrnej usporiadanosti. K-sľudy s hodnotou d_{001} 10,0 Å, d_{002} 5,0 Å patria k muskovitu, sericitu alebo illitu (obr. 49, vz. 1). Vysoká disperzia K-sľúd spôsobuje ich značný podiel (35 %) vo frakcii pod 0,04 mm (tab. 13). Táto okolnosť limituje možnosti využitia kaolínového výplavu v keramickom priemysle.

Kaolínový výplav z kaolinitových pieskov druhého typu, ktoré sa nachádzajú prevažne v spodnej časti ložiska a vznikli kaolinizáciou metaryolitov, je tvorený kaolinitom, K-sľudami, Na-sľudou (brammalit) a halloyzitom. Najvýznamnejší rozdiel oproti predošlej minerálnej asociácii spočíva v prítomnosti brammalitu, prípadne halloyzitu. Dôkaz o prítomnosti brammalitu poskytuje röntgenodifrakčný záznam s hodnotou d_{001} 9,6 Å a d_{002} 4,8 Å (obr. 49, vz. 2).

Rozdielna minerálna asociácia kaolinitových pieskov prvého a druhého typu má vplyv na ich chemické zloženie, čo sa prejavuje vo všetkých sledovaných zrnitostných frakciách, ale najviac pri plavenom kaolíne (frakcia pod 0,04 mm), menovite pri Al_2O_3 , Fe_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O (tab. 13). Podstatný je rozdiel hlavne v obsahu Na_2O , čo potvrdzuje korektný postup pri vyčleňovaní obidvoch typov na základe absencie, respektíve prítomnosti Na-sľudy.



Obr. 49 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) frakcie pod 0,002 mm z Vyšného Petrovca v Lučenskej kotline.

1 — kaolinitové piesky prvého typu odvodené od fylitov; 2 — kaolinitové piesky druhého typu odvodené od metaryolitov. K — kaolinit, I — typ K-hydrosľudy; Br — typ Na-hydrosľudy (brammalit). Q — kremeň.

Tab. 13 Chemické analýzy a minerálne zloženie kaolinitového piesku z ložiska Vyšný Petrovec.

	1	2	3	4	5	6
Hmotnostný výnos v %	100	45,6	29,9	100	33,4	32,5
SiO ₂	80,90	99,17	50,04	78,43	91,05	57,22
TiO ₂	0,45	0,03	0,89	0,22	0,13	0,20
Al ₂ O ₃	12,41	0,40	33,16	14,62	6,04	29,28
Fe ₂ O ₃	0,59	0,04	1,58	0,56	0,28	1,28
MgO	0,30	0,01	0,70	0,22	0,10	0,37
CaO	0,09	tr.	0,20	0,08	0,03	0,17
Na ₂ O	0,09	tr.	0,14	0,83	0,39	1,58
K ₂ O	1,50	0,08	2,86	1,34	0,65	2,27
Strata žiňaním	3,64	0,21	10,22	3,39	1,22	7,13
Spolu	99,97	99,94	99,79	99,69	99,89	99,50
Kaolinit	17		58	16,5	5,5	38,5
K-sľuda	18	1,2	34	14	6	21
Na-sľuda				12	6	26
Kremeň	64	98,8	7	57	82,5	14
Akcesórie	1		1	0,5		0,5

1 — kaolinitový piesok z kaolinizovaných fylitov; 2 — rovnako, frakcia nad 0,4 mm; 3 — rovnako, frakcia pod 0,04 mm; 4 — kaolinitový piesok z kaolinizovaných metaryolitov; 5 — rovnako, frakcia nad 0,04 mm; 6 — rovnako, frakcia pod 0,04 mm. Minerálne zloženie bolo stanovené pomocou optického štúdia, chemických a rtg-analýz v hmotnostných %. Analýzy vyhotovil GP Turčianske Teplice.

Kaolínový výplav druhého typu pri aplikácii v keramickej výrobe sa oproti prvému vyznačuje vyššou pevnosťou po vysušení aj výpale a vďaka zvýšenému obsahu Na_2O výbornou slinovateľnosťou pri teplote 1250 °C.

2.3.5. Košická kotlina

Predstavuje jednu z mála oblastí na území Západných Karpát, ktorá má v ťažbe ušľachtilých ílov viac ako storočnú tradíciu. Z údajov E. DOBRU et al. (1970) vyplýva, že v oblasti Jasova sa ťažil od roku 1850 íl s teplotou tavenia pri 1500 °C, používaný na výrobu žiaruvzdorného tovaru, drenážnych rúr a tenkostenných tehliarskych materiálov. Pri Rudníku sa ťažili žiaruvzdorné a kameninové íly od roku 1903.

Uvádzané lokality sa nachádzajú v jz. časti Košickej kotliny, kde vrchná časť košického súvrstvia v zmysle D. VASSA (1967) je tvorená polohami štrkov, pieskov, piesčitých prachov a ílov. Štrky tvoria polohy zložené prevažne z obliakov paleozoických hornín gemerika. Piesčité prachy, piesčité a prachovité íly sú v nich prítomné v podobe nepravidelných šošoviek a tmelu. Tento vrchný obzor, alebo aspoň jeho časť, je bez spoľahlivých údajov zaraďovaný do pliocénu, avšak celý komplex košického súvrstvia sa formoval od vrchného bádenu (D. VASS 1967). Faciálne ide o sedimenty, ktoré sa usadzovali v jazerno-riečnom prostredí za postupne doznievajúcej subsidencie a pri veľmi rýchlom znose klastického materiálu zo severu. Takýto dynamický charakter sedimentácie s prevahou psefiticko-psamitických litofácií so zastúpením pelitov maximálne do 50 % majú sedimenty košického súvrstvia na okraji Spišsko-gemerského rudohoria a Čiernej hory v oblasti Rudníka, Jasova, Novačian a Šace (obr. 15).

Rudník

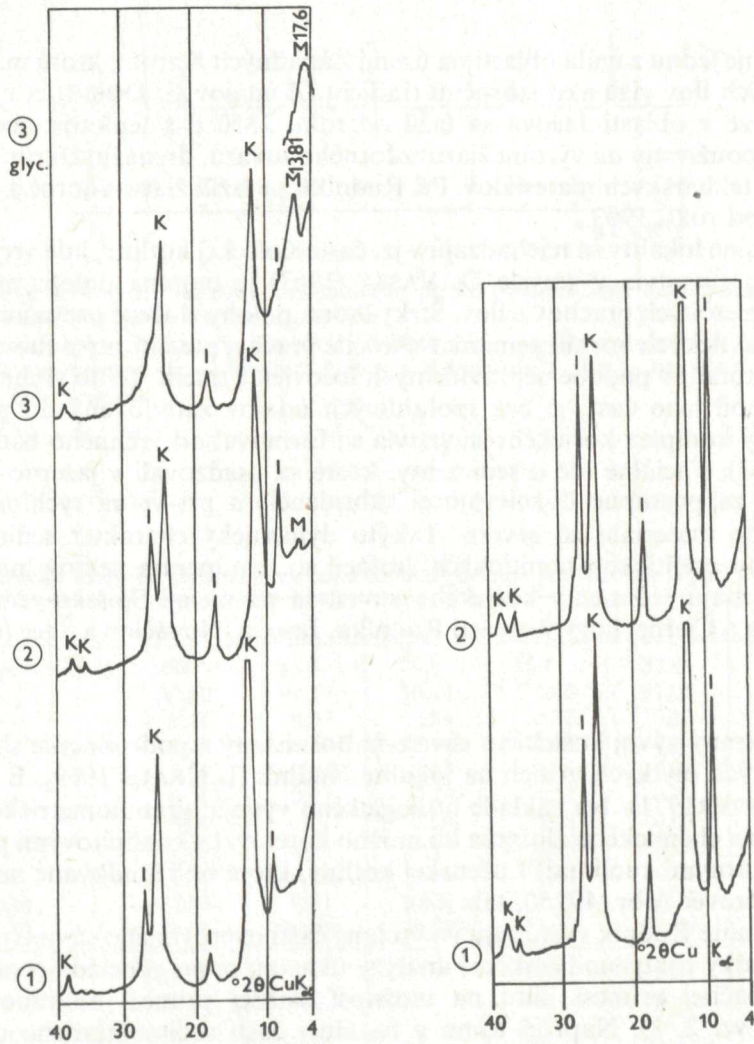
Vyššie opísaný vývoj košického súvrstvia bol zistený a podrobnejšie sledovaný v niekoľkých plytkých vrtoch na lokalite Rudník (I. KRAUS 1969, E. DOBRA—Š. RICHTER 1971). Na základe litologického vývoja, granulometrického, minerálneho a chemického zloženia ho možno korelovať s kaolinitovými pieskami (sedimentárnymi kaolínmi) Lučenskej kotliny, ktoré boli študované na ložisku Vyšný Petrovec (obr. 49, 50, tab. 14).

Na lokalite Rudník vystupujú vo vrchnej časti overovaného súvrstvia, v ktorom výsledky röntgenodifrakčnej analýzy ukazujú popri prevládajúcom kaolinite a značnej prímеси illitu na možnosť slabšej prímеси montmorillonitu (obr. 50, vz. 2, 3). Naproti tomu v bazálnej časti sedimentárneho cyklu sú prítomné kaolinitové piesky s minerálnou asociáciou kaolinit + illit s hodnotou hmotnostného výnosu frakcie pod 0,05 mm v rozmedzí 22—28 % (obr. 51).

Nováčany

Sedimentárne kaolíny v jz. časti Košickej kotliny boli overované geologickými prieskumnými prácami aj v katastrálnom území obce Nováčany (obr. 15). (P.

MALACHOVSKÝ 1983). Tvoria nepravidelne rozmiestnené šošovky v košickom súvrství. Možno v nich vyčleniť faciálny vývoj kaolinitových ílov a kaolinitových pieskov. Spravidla sa obidva vzájomne plynule prenikajú, čo súvisí s veľmi nízkou granulometrickou vytriedenosťou počas transportu zo zdrojovej oblasti.



Obr. 50 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,002 mm z lokality Rudník v Košickej kotline.

1 — sedimentárny kaolín, vrt R-4, hĺbka 21,2 m; 2 — íl, vrt R-4, hĺbka 17,7 m; 3 — íl, vrt R-4, hĺbka 15 m. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, glyc. — solvovaná glycerínom.

Obr. 51 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitového piesku (sedimentárny kaolín) z lokality Rudník v Košickej kotline vo vrte R-1, 1 — hĺbka 19 m; 2 — hĺbka 13,8 m; I — illit, K — kaolinit.

Tab. 14 Chemické zloženie sedimentárnych kaolínov z Vyšného Petrovca (Lučenská kotlina) a z Rudníka (Košická kotlina).

	Vyšný Petrovec fr. pod 0,04 mm	Rudník fr. pod 0,05 mm	Vyšný Petrovec fr. 0,04—0,4 mm	Rudník fr. 0,04—0,4 mm
SiO ₂	53,06—55,19	53,93—56,83	91,44—99,06	85,34—91,23
Al ₂ O ₃	28,33—30,55	25,82—28,04	3,07—4,52	4,26—5,38
Fe ₂ O ₃	1,85—2,11	2,21—2,84	0,22—0,42	0,62—1,08
TiO ₂	0,98—1,19	0,83—0,16	0,31—0,39	0,64—0,96
K ₂ O	3,04—3,78	3,50—3,72	1,12—1,49	0,86—1,16
Na ₂ O	0,13—0,19	0,38—0,44	0,07—0,09	0,18—0,22
Str. žih.	7,97—9,17	7,19—8,16	0,58—1,00	1,13—1,98

3. Genéza kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát

Z analýzy geologicko-mineralogických pomerov zvetrávacích kaolínov Západných Karpát (kapit. 2.1.) sa dajú vysloviť všeobecné zákonitosti, ktoré sa uplatňujú pri ich tvorbe. Táto okolnosť je pre získanie komplexného pohľadu na vývoj Západných Karpát, menovite počas terciéru, významná, nakoľko kaolinizácia predstavuje jeden z vedúcich procesov tvorby minerálov pri zvetrávaní granitoidov a kryštalickej bridlice, čo umožňuje zaujať stanovisko k prognózam kaolínov, ale aj rekonštruovať paleoklimatické, paleogeografické, lito-faciálne a morfoštruktúrne zákonitosti tohto regiónu. Celá problematika tvorby kaolínov v kôrach zvetrávania je pomerne zložitá, nakoľko ju súčasne ovplyvňuje niekoľko činiteľov. K rozhodujúcim patria materské horniny, klíma, tektonický vývoj spolu s charakterom reliéfu a hydrodynamickým režimom povrchových a podzemných vôd a v neposlednej miere aj faktor času (M. KUŽVART 1977).

3.1. Vertikálna zonálnosť

Vertikálna zonálnosť kôr zvetrávania na ľubovoľnom type hornín sa formuje účinkom presakujúcich atmosferických vôd, pričom má zásadný význam ako pre poznanie charakteru kaolinizácie, tak aj pre prospekciu a využívanie suroviny.

Vo vertikálnom smere od primárnej nerozloženej horniny k povrchu je na kaolínových kôrach zvetrávania možné vyčleniť:

- a) zónu počiatočného rozkladu a mechanickej dezintegrácie;
- b) zónu čiastočného rozkladu;
- c) zónu intenzívneho rozkladu; (J. A. RUSKO 1976).

V najspodnejšej zóne počiatočného rozkladu a mechanickej dezintegrácie materská hornina má zachovanú pôvodnú štruktúru a textúru. Jednotlivé minerály sú porušené systémom drobných

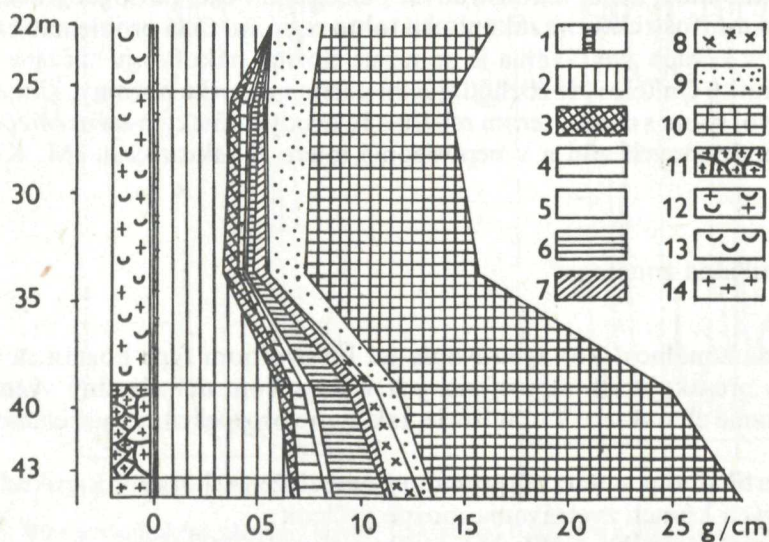
puklín, čo spôsobuje dezintegráciu horniny a vyvoláva prvé príznaky transformácie. Vo vrchnej časti tejto zóny sa už spravidla objavujú v nevelkom množstve ílové minerály.

V prechodnej zóne čiastočného rozkladu hornina postupne stráca znaky pôvodnej štruktúry a textúry. Jednotlivé minerály sú intenzívne korodované (kremeň), porfyrické výrastlice aluminosilikátov môžu mať ešte čiastočne zachované jadrá, čo platí ako pre plagioklasy, tak aj pre sludy. Naproti tomu K-živce môžu byť takmer nerozložené.

V zóne intenzívneho rozkladu hornina úplne stráca pôvodnú štruktúru a textúru. Okrem rezistentných minerálov (kremeň, akcesórie) bývajú v jej spodnej časti zachované relikty K-živcov. Hrúbka zóny sa môže meniť vo veľmi širokom rozsahu od x do 50 m, v priemere dosahuje 10–20 m. Zo zóny sú takmer úplne vynesené základné petrogénne prvky s výnimkou najmenej mobilných.

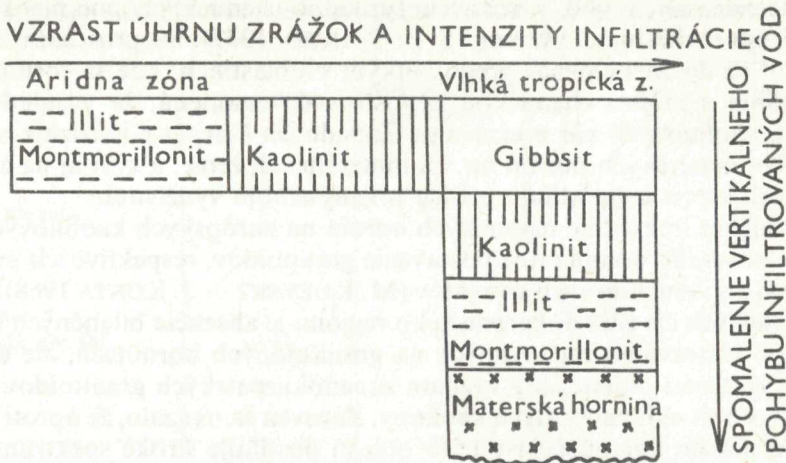
Rozdielny stupeň rozkladu vo vyčlenených zónach má za následok podstatné zmeny v geochemickej bilancii prvkov a v zastúpení ílových minerálov (obr. 52). Z viacerých predstáv znázorňujúcich schému distribúcie ílových minerálov v kaolínovej kôre zvetrávania považujeme za najvhodnejší model G. PEDRA (1971), zostavený na základe experimentálnych prác pri zvetrávaní granitoidov a kryštalických bridlic.

Podľa neho charakter ílových minerálov v kôrach zvetrávania je v hlavnej miere kontrolovaný dynamikou výnosu SiO_2 , K, Na, Ca, Mg, čo je determinované hydrodynamickým režimom vadóznych vôd (obr. 53). Pre rýchlosť odnosu Al a Si (q) v humídnych klimatických zónach počas zvetrávania primárnych aluminosilikátov platí vzťah: $q(\text{Al}_2\text{O}_3) < q(\text{SiO}_2)$. Preto tu jestvuje možnosť vzniku gibbsitovej siete a následne aj autigénnych ílových minerálov. Ich charakter bude závisieť aj od intenzity výnosu SiO_2 , ktorý sa podieľa na stavbe



Obr. 52 Geochemický profil kaolínovej kôry zvetrávania na anortozite volynského masívu na ukrajinskom štíte podľa J. A. RUSKA (1976).

1 — TiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — Fe_2O_3 ; 4 — FeO ; 5 — MgO ; 6 — CaO ; 7 — K_2O ; 8 — Na_2O ; 9 — H_2O ; 10 — SiO_2 ; 11 — zóna počiatočného rozpadu a mechanickej dezintegrácie; 12 — zóna čiastočného rozkladu; 13 — zóna úplnej kaolinizácie; 14 — nerozložená materská hornina.



Obr. 53 Mineralogická zonálnosť v kôrach zvetrávania v závislosti od klímy a pohybu vadóznych vôd (G. PEDRO 1971).

tetraédrov a K, Na, Ca, Mg, ktoré kompenzujú záporný náboj oktaedrických a tetraedrických sietí. Na tomto princípe z gibbsitovej oktaedrickej siete sa môžu tvoriť štyri základné paragenetické asociácie ílových minerálov, respektíve voľných oxidhydroxidov Al:

a) Pri slabom odnose SiO_2 , ale aj K, Na, Ca, Mg v najspodnejších zónach kôry zvetrávania je prítomné také množstvo SiO_2 , ktoré umožňuje vznik trojsieťových ílových minerálov s dvoma sieťami Si — O tetraédrov (illit, montmorillonit) a so značným zastúpením alkálií a alkalických zemín v medzisieťovom priestore. Je to zóna tvorby tzv. bisialických minerálov.

b) Pri intenzívnejšom odnose SiO_2 a úplnom odnose K, Na, Ca, Mg vo vrchnejších zónach kôry zvetrávania nižšia koncentrácia SiO_2 je základnou príčinou kryštalizácie ílových minerálov zo skupiny kaolinitu, len s jednou sieťou Si — O tetraédrov (zóna monosialická).

c) V prípade, že sa pri pokračujúcom odnose SiO_2 zvyšuje aktivita iónov Mg^{2+} a Fe^{2+} , vytvoria sa podmienky vhodné pre vznik chloritov.

d) Pri veľmi intenzívnom odnose SiO_2 dochádza v najvrchnejších zónach kôry zvetrávania k deficitu SiO_2 . Nevytvoria sa podmienky pre polymerizáciu oktaedrickej gibbsitovej a tetraedrickej Si — O siete, čo vedie ku vzniku voľných oxid-hydroxidov Al (gibbsit, boemit).

3.2. Materské horniny kaolínových kôr zvetrávania

Vzájomný vzťah medzi materskými horninami a minerálnym zložením na kaolínových kôrach zvetrávania býva niekedy predmetom protichodných názorov. Niektorí autori, zdôrazňujúci pri procesoch zvetrávania najmä intenzitu infiltra-

cie descendentných vôd v rôznych fyzikálno-chemických podmienkach, im nepripisujú rozhodujúci význam (S. L. ŠVARCEV 1977). Bezprostredný vzájomný vzťah sa dá zaznamenať predovšetkým v oblastiach, kde sa formujú kôry zvetrávania s nižšou chemickou zrelosťou, čo znamená, že v súlade s tým štúdiom kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát potvrdzuje rozhodujúci vplyv materských hornín na ich minerálne zloženie, a tým aj na základné vlastnosti, ktoré sa uplatňujú pri ich priemyselnom využívaní.

Rozborom frekvencie materských hornín na európskych kaolínových ložiskách sa potvrdilo dominantné postavenie granitoidov, respektíve ich metamorfovaných a sedimentárnych derivátov (M. KUŽVART — J. KONTA 1968). Jednou zo špecifických črt západokarpatského regiónu je absencia bilančných kaolínových kôr zvetrávania zachovaných na granitoidných horninách, ale do novej polohy sa dostal potenciálny význam západokarpatských granitoidov v spojitosti s tvorbou sedimentárnych kaolínov. Zároveň sa ukázalo, že oproti doterajším poznatkom kaolinizácia v tejto oblasti postihuje široké spektrum hornín rôzneho zloženia. Podľa ich charakteru kaolínové kôry zvetrávania Západných Karpát sa dajú rozčleniť na:

- kôry zvetrávania na granitoidoch jadrových pohorí tatrika
- kôry zvetrávania na granitoidoch veporika a gemerika
- kôry zvetrávania na metamorfitech veporika a gemerika
- kôry zvetrávania na neovulkanitoch.

3.2.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika

Dlho sa tradovalo, že granitoidy jadrových pohorí tatrika bývajú vo všeobecnosti len veľmi zriedkavo rozložené do štádia tvorby ílových minerálov. Preto sa mineralogickému štúdiu produktov ich zvetrávania doteraz venovala len veľmi malá pozornosť. Častejšie sa procesy zvetrávania na granitoidoch študovali z hľadiska morfoštruktúrneho (M. LUKNIŠ 1964, J. ČINČURA 1970) alebo fyzikálno-mechanického (R. ONDRÁŠIK 1970).

Podľa M. HARMANA (1982) sa ílové minerály pri zvetrávaní granitoidov tatrika tvoria hydrolytickým rozkladom plagioklasov. Pri tomto procese vznikajú tuhé roztoky amorfných fáz SiO_x a AlO_x , ktoré fixujú najmenej pohyblivý K^+ , čím sa vyrovnáva nábojová nevyváženosť a vytvárajú vhodné podmienky pre vznik illitu. Montmorillonit, ktorý sa tvorí pri intenzívnejšej cirkulácii roztokov, má len lokálny význam.

Pri sledovaní ílových minerálov v kôrach zvetrávania na granitoidoch v súčasnom období cenné informácie poskytujú poznatky o chemickom zložení podzemných vôd a modelovaní ich vzniku na základe fázových diagramov. Celým radom prác sa potvrdzuje, že pri infiltrácii podzemných vôd cez granitoidné horniny dochádza k termodynamickej rovnováhe medzi vznikajúcimi ílovými minerálmi a zložením samotných vôd (J. H. FETH et al. 1964, S. L. ŠVARCEV 1975, 1977). Rozhodujúcim mineralizačným procesom obohacujúcim podzemné vody a katióny je hydrolytický rozklad primárnych alumosilikátov.

Tab. 15 Zastúpenie minerálov vo frakcii pod 0,002 mm v regolitoch Malých Karpát na horninách rôzneho zloženia podľa J. ČURLÍKA (1980).

Minerál	Granodiorit	Mylonitizovaný granodiorit	Pegmatit	Diorit
Kaolinit	?	?	?	?
Illit	+++	+++	+++	++
Montmorillonit	++	+++	++	+
Chlorit	+	.	+	+++
Biotit	+	+	+	+
Muskovit	+	+	+	+
Vermikulit	?	?	+	.
Interstratif. min. IM	++	+	.	+
Živce	+	.	++	.
Kremeň	+	+	+	+
Goetit	?	+	+	?

Vysvetlivky k obsahu: +++ hojný, ++ stredný, + malý, • prítomný, ? sporný.

Prínosom pre poznanie rýchlosti rozkladu živcov v kôrach zvetrávania granitoidov Západných Karpát sú L. MELIORISOM (1977, 1980) vypočítané hodnoty indexov nerovnovážnosti. Na ich základe možno pri zvetrávaní granitoidov a metamorfítov Západných Karpát očakávať relatívnu stabilitu v rade: anoritit < albit < mikroklin, čo je v súlade s výsledkami predkladanej práce, ako aj so schémou relatívnej stability silikátov rozpracovanou J. KONTOM (1984).

Výsledky získané štúdiom produktov zvetrávania zachovaných na granitoidoch jadrových pohorí Západných Karpát umožňujú charakterizovať ich nasledovne:

a) Reprezentujú horizont počiatočného zvetrávania, prípadne horizont slabého zvetrávania podľa klasifikácie R. ONDRÁŠIKA (1970), alebo zónu počiatočného zvetrávania a mechanickej dezintegrácie v zmysle J. A. RUSKA (1976). V Malých Karpatoch sú to až 15 m hrubé regolity vyvinuté na rôznych typoch hornín. Výsledky ich mineralogického štúdia podľa M. DURAYA (1977) a J. ČURLÍKA (1980) sú uvedené v tab. 15.

V jadrovom pohorí Žiar, na lokalite sz. od obce Budiš má kôra zvetrávania totožný vývoj ako v Malých Karpatoch (obr. 3). Na eluviálnych granitových pieskoch a štrkoch v študovaných vrtoch do hĺbky 30 m je prakticky v celom profile stabilne zastúpený kaolinit (obr. 5). Táto skutočnosť spolu s výskytmi sedimentárnych kaolínov v okrajovej fácii martinských vrstiev Turčianskej kotliny (kapit. 2.3.3.) dokazujú v jadrovom pohorí Žiar existenciu zvetrávania, pri ktorom sa vytvárali vhodné podmienky pre vznik kaolinitu.

b) Na základe minerálnej asociácie zvetraných granitoidov možno v jadrových pohorciach tatrika predpokladať existenciu dvoch modelov zvetrávania.

V prvom, ktorý sa uplatňoval v Malých Karpatoch vo všetkých sledovaných profiloch zachovaných in situ, je prítomná asociácia charakteristická pre bisialické zvetrávanie v zmysle G. PEDRA (1971). Na týchto kôrach zvetrávania sa

Tab. 16 Indexy nerovnovážnosti vybraných parciálnych silikátových systémov pre podzemnú vodu granitoidov bratislavského a modranského masívu v Malých Karpatoch podľa K. VRANU (1981).

Parciálny systém	Priemerná hodnota indexu nerovnovážnosti, n = 58
Albit-kaolinit I_{al-k}	-3,78
Mikroklín-kaolinit I_{kt-k}	-1,74
Illit-kaolinit I_{il-k}	-2,10
Kaolinit-gibbsit I_{k-g}	4,65
Anortit-kaolinit I_{an-k}	-8,76
Ca-montmorillonit-kaolinit I_{cm-k}	-0,15
Amorfny SiO_2	-0,56
Parciálny tlak CO_2 (MPa)	$1,4 \cdot 10^{-3}$
Iónová sila	$3,02 \cdot 10^{-3}$

v podstate nedá sledovať vertikálna zonálnosť. Možno súhlasiť s názorom M. HARMANA (1982), že montmorillonit na rozdiel od illitu sa tvorí v podmienkach intenzívnejšej infiltrácie vadóznych vôd. Korešpondujú s tým aj výsledky termodynamickéj analýzy podzemných vôd drénujúcich granitoidy bratislavského a modranského masívu, podľa ktorých sa tu illit javí ako nestabilný minerál ($I_{il-k} = 2,10$) s tendenciou transformácie na stabilnejší montmorillonit ($I_{cm-k} = 0,15$), respektíve kaolinit (tab. 16).

Na rozpor medzi minerálnym zložením produktov zvetrávania granitoidov Malých Karpát a modelovým zložením na základe termodynamickéj analýzy podzemných vôd, ktoré sa vždy uvádzajú v stabilnom poli kaolinitu, upozornil K. VRANA (1981).

Podľa nášho názoru príčina rozporu spočíva v tom, že v súčasnosti zachované kôry zvetrávania predstavujú buď:

— zónu, ktorá sa pôvodne tvorila v celom profile pri veľmi slabej drenáži a výnose alkálií z prostredia rozkladu; alebo

— zónu mechanickej dezintegrácie granitoidov, kde počas pliocénu a kvartéru (subrecentné a recentné procesy) prebieha počiatková fáza chemického zvetrávania, ktorá je v úplnej nerovnováhe s termodynamickými podmienkami, ale predovšetkým s hydrodynamickým režimom podzemných vôd.

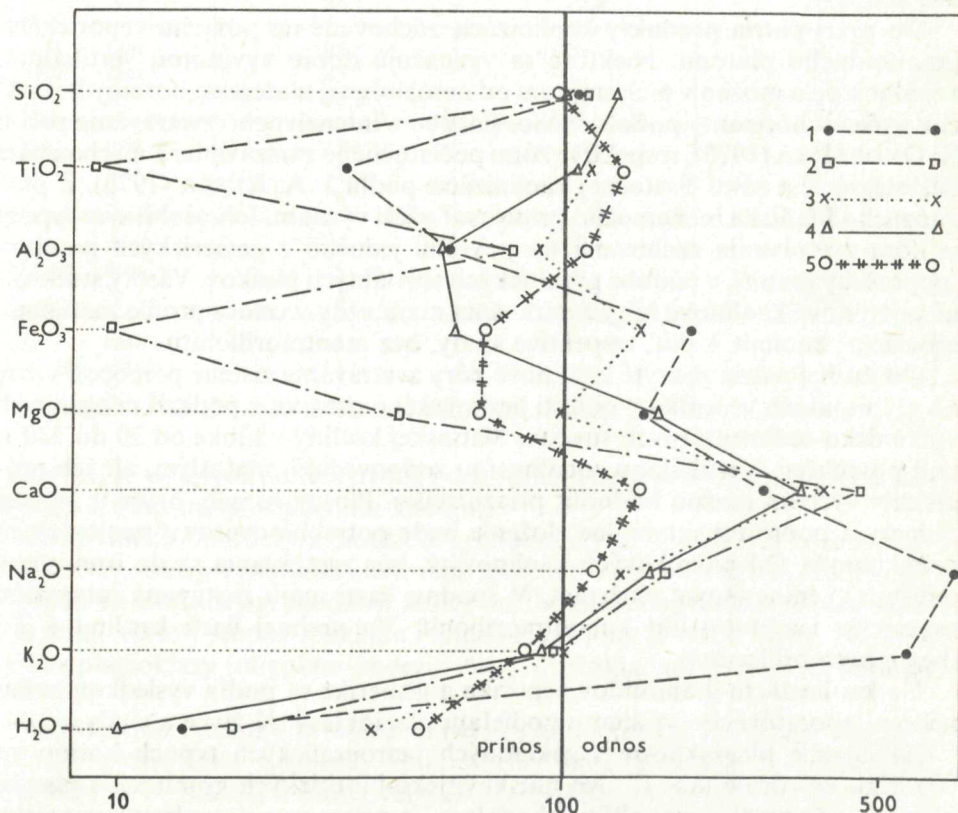
J. ČURLÍK (1980) považuje za pravdepodobnejšie, že bisialická asociácia ílových minerálov sa v dôsledku pomalej cirkulácie drénujúcich vôd tvorila v celom regolitovom profile. Dodávame, že takýto priebeh zvetrávania je na granitoidných horninách známy aj v iných oblastiach (M. J. WILSON et al. 1971). Za jeho hlavnú príčinu sa považuje alkalické prostredie v relatívne uzavretom systéme, umožňujúce nepatrný výnos alkálií, alkalických zemín a SiO_2 .

V druhom modeli zvetrávania, ktorý sme doložili v jadrovom pohorí Žiar, je prítomná asociácia ílových minerálov prechodného typu medzi bisializáciou a monosializáciou v zmysle G. PEDRA (1971). Vo vrte BR-8, kde sa dá s istotou hovoriť o elúviu, montmorillonit úplne chýba (obr. 5). Je priamym dôkazom, že na granitoidoch tatrika sa mohli formovať kaolínové kôry zvetrávania. Zacho-

vané reliktu predstavujú koreňové — najspodnejšie, chemicky málo zrelé zóny počiatočného rozkladu a mechanickej dezintegrácie. Poukazujú na to ako výsledky chemických analýz, tak aj z nich odvodený graf odnosu a prínosu, najmä v porovnaní s kaolinizovanými granitoidmi veporika a gemerika (tab. 5, obr. 54).

c) Minerály granitoidných hornín jadrových pohorí tatrika je možné na základe stability počas zvetrávania rozdeliť na tri skupiny:

— Plagioklas (zriedkavo albit, najčastejšie oligoklas, prípadne oligoklas-andezín) sú vždy v rôznom stupni postihnuté sekundárnymi premenami. Podľa modálneho zloženia sa ich obsah v materských horninách pohybuje od 34 do 44 % (tab. 2, 3). Predstavujú základnú zložku podieľajúcu sa na tvorbe ílových minerálov.



Obr. 54 Diagram prínosu-odnosu komponentov kaolinizovaných granitoidov Západných Karpát zostavený podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z údajov chemických analýz v tab. 5, 6, 19.

1 — kaolinizovaný dvojsľudný karlovarský granit; 2 — kaolinizovaný dvojsľudný granit na lokalite Váľkovo; 3 — kaolinizovaný granodiorit vo vrte KJ-21; 4 — kaolinizovaný granitový eluviálny piesok na lokalite Poproč; 5 — kaolinizovaný granitový eluviálny piesok a štrk vo vrte BR-8 v jadrovom pohorí Žiar.

— K-živce (18—31 %) a muskovit (2—6 %) predstavujú v danej fáze zvetrávania na všetkých študovaných profiloch stabilné minerály, ktoré nie sú postihnuté hydrolytickým rozkladom.

— Biotit (1—11 %) zostáva nezmenený, alebo podlieha baueritizácii: v mylonitových zónach bratislavského a modranského masívu sa dá sledovať jeho premena na chlorit (obr. 2).

3.2.2. Granitoidy veporika a gemerika

Majú vždy kaolínový charakter a podľa geologickej pozície sa môžu rozdeliť na dve skupiny.

Do prvej patria produkty kaolinizácie zachované na povrchu veporického granitoidného plutónu. Niektoré sa vyznačujú dobre vyvinutou vertikálnou zonálnosťou a možno v nich smerom od nerozloženej materskej horniny k povrchu vyčleniť horizonty počiatočného, slabého a intenzívneho zvetrávania podľa R. ONDRÁŠIKA (1970), respektíve zónu počiatočného zvetrávania a mechanickej dezintegrácie a zónu čiastočnej kaolinizácie podľa J. A. RUSKA (1976). Z prognózneho hľadiska im nemožno pripisovať väčší význam. Ich osobitným typom je kôra zvetrávania zachovaná na povrchu jedného z gemerických granitov (popročský granit), v podobe granitických eluviálnych pieskov. Všetky študované povrchové kaolínové kôry zvetrávania majú vždy v celom profile zastúpenú asociáciu: kaolinit + illit, respektíve sludy, bez montmorillonitu.

Do druhej patria zakryté kaolínové kôry zvetrávania zistené pomocou vrto v na granitoidoch veporika v oblasti lieskovského ostrova v podloží neogénnych vulkanicko-sedimentárnych súvrství Slatinskej kotliny v hĺbke od 20 do 230 m pod povrchom. Vertikálnou zonálnosťou zodpovedajú predošlým, ale ich prognózný význam možno hodnotiť priaznivejšie. Plošný rozsah, hrúbku, úložné pomery a podrobné minerálne zloženie bude potrebné overovať geologickým prieskumom. Od povrchových kaolínových kôr zvetrávania sa do istej miery odlišujú aj minerálnym zložením. V spodnej časti majú zastúpenú minerálnu asociáciu: kaolinit + illit + montmorillonit. Vo vrchnej časti kaolinit + illit (bez montmorillonitu).

Na kaolinizáciu granitoidov veporika a gemerika sa podľa výsledkov terénneho a laboratórneho výskumu podieľajú plagioklasy, K-živce a sludy.

Zastúpenie plagioklasov v základných petrografických typoch hornín vo veporiku vyjadruje tab. 17. Na muskoviticko-biotitických granitoch s plagioklasmi, zodpovedajúcimi albitu-oligoklasu, je priamo na povrchu vo veporiku relatívne najlepšie zachovaná kôra zvetrávania na lokalite Váľkovo. Z výsledkov röntgenodifrakčnej analýzy možno usúdiť, že od najranejších fáz zvetrávania plagioklasov sa tvoril kaolinit (obr. 6, vz. 1, 2). Z morfológického hľadiska ide o nedokonale obmedzené kryštály vermikulárneho tvaru (tab. VIII, obr. 3, 4). V dôsledku nízkej aktivity K^+ pri počiatočnej fáze zvetrávania dochádzalo k tvorbe illitu. Jeho zastúpenie je vo vertikálnom profile stabilné, z čoho možno

Tab. 17 Modálne analýzy základných petrografických typov granitoidov veporika zostavené na základe údajov J. MACEKA et al. (1982).

Minerály	Petrografický typ		
	muskoviticko-biotitický granit n = 7	muskoviticko-biotitický a biotitický granodiorit n = 12	biotitický tonalit n = 8
Plagioklasy	min. 20 max. 40 X 37,3	39 52 46	53 68 61
K-živce	min. 20 max. 35 X 26	7 18 12,4	0 6 1,1
Kremeň	min. 25 max. 45 X 30,4	26 36 30	14 29 21,6
Biotit	min. 5 max. 8 X 6,3	4 11 8,1	9 18 13,5
Muskovit	min. 2 max. 5 X 4	0 6 2,1	0 2 0,6
Akcesórie	min. 1 max. 1 X 1	1 4 1,3	1 3 2

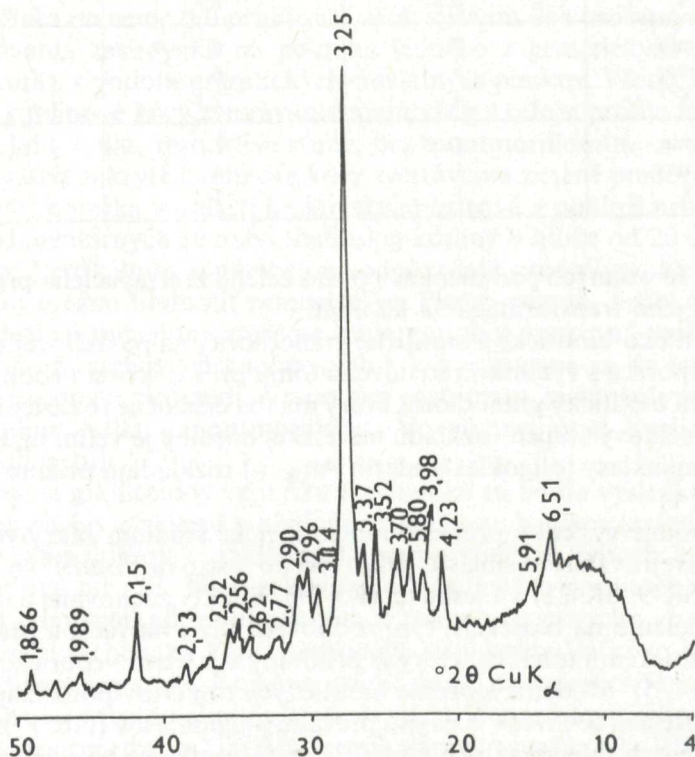
usudzovať, že v daných podmienkach počas celého zvetrávacieho procesu nedochádzalo k jeho transformácii na kaolinit.

Muskoviticko-biotitické a biotitické granodiority na povrchovej kôre zvetrávania vo veporiku s výnimkou stenového lomu pri Lieskovci neboli študované. Vystupuje tu biotitický granodiorit, ktorý má iba čiastočne rozložené plagioklasy, pričom celkový stupeň rozkladu materskej horniny je veľmi nízky. Napriek tomu sa plagioklasy (oligoklas-andezín An_{28-33}) rozkladajú priamo na kaolinit (obr. 7, vz. 1).

Pozoruhodné výsledky prinieslo mineralogické štúdium zakrytých kaolínových kôr zvetrávania v oblasti lieskovského ostrova zistené vo vrtoch pri Hrochoti (SK-9, SK-22) a Lieskovci (KJ-21). Relikty zachované najmä vo vrte SK-22 poukazujú na bázeckejší typ, zodpovedajúci s najväčšou pravdepodobnosťou biotitickému tonalitu, ktorý je prítomný v jz. časti veporického plutónu (tab. 6, vz. 4, 5). Modálne zloženie biotitických tonalitov poukazuje spravidla na úplnú absenciu K-živcov a zjavnú prevahu plagioklasov (tab. 17). Plagioklasy v bázeckejších diferenciátoch (An_{36-44}) zodpovedajúce bázeckému andezínu majú najväčší vplyv na okolnosť, že v najspodnejších častiach zakrytých kôr kaolínového zvetrávania sa v tejto oblasti vytvorili vhodné podmienky pre vznik

montmorillonitu (obr. 7, vz. 2, 3). Vo vrchnej časti profilu je už vyvinutá zóna čiastočnej kaolinizácie v zmysle J. A. RUSKA (1976), kde už nedochádza k vzniku montmorillonitu, ale ešte ani k transformácii illitu, ktorý sa tvoril v zóne dezintegrácie v počiatočnej fáze rozkladu plagioklasov (obr. 7, vz. 4).

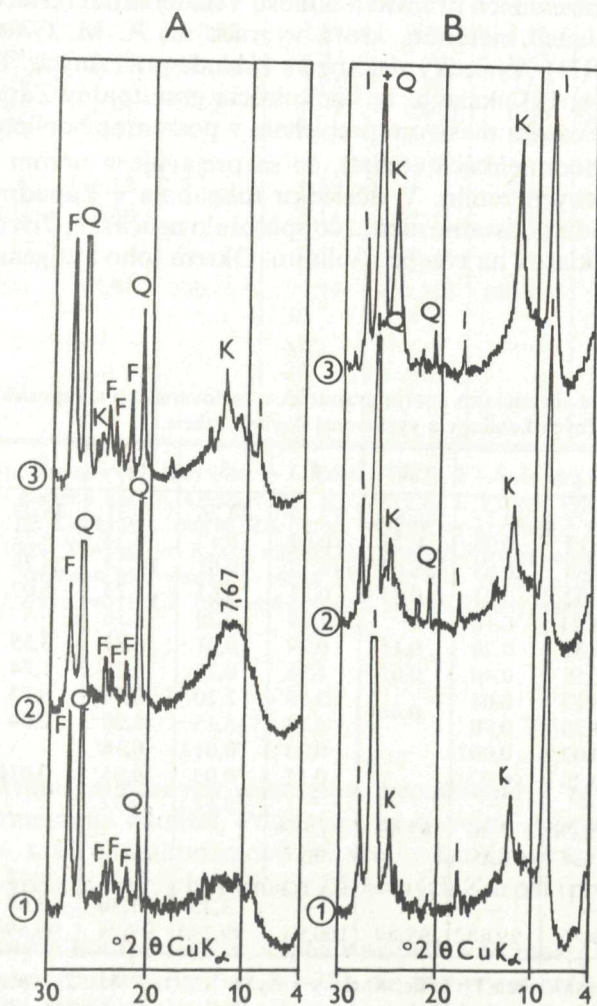
Problematiku rozkladu K-živcov na ílové minerály počas zvetrávania granitoidných hornín sme sledovali v gemeriku na popročskom granitovom telese, kde sa vytvorili vhodné podmienky pre vznik eluviálnych kaolinizovaných granitických pieskov. V popročskom granite z alkalických živcov výrazne prevláda ortoklas nad albitom (tab. 7). Z ílových minerálov v produktoch rozkladu je prítomný kaolinit a illit. Na základe intenzít bazálnych reflexov v röntgenodifrakčných záznamoch sa ich vzájomný pomer v rôznych zrnitostných frakciách podstatnejšie nemení (obr. 16). Röntgenodifrakčná analýza okrem toho potvrdila, že vyseparované, čerstvé živce, ktoré v študovaných eluviálnych pieskoch nepodliehajú rozkladu na ílové minerály, patria v plnom rozsahu ku K-živcom (obr. 55). Reflexy patriace k plagioklasom nie sú prítomné, čo znamená, že v plnom rozsahu boli kaolinizované. S týmto poznatkom korešponujú aj chemické analýzy a modálne zloženie čerstvých granitov popročského telesa



Obr. 55 Röntgenodifrakčný záznam K-živcov vyseparovaných z kaolinizovaných granitových eluviálnych pieskov na lokalite Poproč.

a eluviálních kaolinizovaných granitických pieskov frakcie pod 0,04 mm (tab. 7). Nepodstatné zmeny v obsahu K_2O dokazujú vznik kaolinitu výlučne rozkladom plagioklasov. Súčasne potvrdzujú, že K-živce sa na zachovaných kôrach zvetrávania veporických a gemerických granitoidov podstatnejšie na tvorbe kaolinitu nepodieľajú.

Najmä v bázickejších diferenciátoch granitoidných hornín a predovšetkým pri nízkom stupni rozkladu zohráva pri tvorbe kaolinitu dôležitú úlohu aj biotit. V kôre zvetrávania zistenej pri Lieskovci vrtom KJ-21 sa podarilo vzájomne



Obr. 56 Röntgenodifrakčné záznamy kôry zvetrávania vyvinutej na biotitickom tonalite vo vrte KJ-21 pri Lieskovci.

A — v prirodzenom stave vyseparovaná frakcia po živcoch; B — v prirodzenom stave vyseparovaná frakcia po biotite. 1 — hĺbka 246,8 m; 2 — hĺbka 230,5 m; 3 — hĺbka 222,5 m, I — sfuda, K — kaolinit, Q — kremeň.

odseparovať ílovú hmotu pochádzajúcu z rozkladu živcov a biotitu. Po biotite sa kaolinit tvorí v celej časti študovaného profilu, dokonca aj v najspodnejších partiách s veľmi nízkym stupňom rozkladu biotitického tonalitu, kde je biotit jediným minerálom, ktorý čiastočne podľahol zvetrávaniu (živce sú čerstvé). Naproti tomu v produktoch rozkladu pochádzajúcich zo živcov sa jeho prítomnosť dá potvrdiť len vo vrchnej časti profilu (obr. 56).

Porovnať proces kaolinizácie granitoidov Západných Karpát a Českého masívu je okrem iného možné aj prostredníctvom bilancie prvkov na základe grafického zobrazenia ich prínosu a odnosu v materských (čerstvých) a kaolinizovaných horninách metódou, ktorú vypracovali R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971). Výsledky získané na základe príslušných chemických analýz (tab. 5, 6, 18, 19) ukazujú, že kaolinizácia granitoidov Západných Karpát v porovnaní s Českým masívom prebiehala v podstatne horších morfológicko-tektonických podmienkach (relief), čo sa prejavuje v prvom rade v bilancii alkálií a alkalických zemín. V dôsledku toho bola v Západných Karpatoch intenzita rozkladu podstatne nižšia, čo spôsobilo neúčast K-živcov a len čiastočnú účasť plagioklasov na tvorbe kaolinitu. Okrem toho autigénny illit, ktorý sa

Tab. 18 Porovnanie chemických analýz granitoidov karlovarského a veporického masívu, z nich vzniknutých prírodných kaolínov a vyplavenej ílovitej frakcie.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	74,72	68,77	46,85	72,39	64,26	71,31	46,03	67,00	54,91
TiO ₂	0,12	0,36	0,25	0,01	0,42	0,34	0,75	0,97	0,31
Al ₂ O ₃	11,64	20,85	38,02	16,17	20,61	14,34	24,78	18,12	28,22
Fe ₂ O ₃	1,02	0,51	0,85	0,11	1,65	1,24	5,07	1,90	2,11
FeO	1,21	0,16	—	1,29	0,29	0,36	—	0,54	—
MgO	0,31	0,20	0,15	0,39	0,91	0,81	3,55	0,92	1,66
CaO	1,16	0,40	0,65	1,36	0,28	0,28	1,74	0,71	0,98
Na ₂ O	3,13	0,04	0,40	3,68	2,20	2,70	0,72	1,80	1,09
K ₂ O	4,35	0,70	—	4,78	5,15	6,50	2,04	4,65	3,24
MnO	0,03	0,002	—	0,03	0,014	0,16	—	0,008	stopy
P ₂ O ₅	0,36	0,02	—	0,11	0,05	0,05	0,016	0,34	0,006
SO ₃	—	—	—	—	0,11	0,07	—	0,07	—
H ₂ O ⁺	0,89	7,08	12,63	0,05	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	0,21	0,59	—	0,57	—	—	—	—	—
Str. suš.	—	—	—	—	—	—	1,32	—	1,55
Str. žih.	—	—	—	—	3,35	1,80	13,68	2,77	5,52
Spolu	99,15	99,682	99,80	100,94	99,294	99,96	99,696	99,86	99,596

1 — dvojsludný granit, vrch Tři kříže, Karlovy Vary (J. KONTA 1982); 2 — prírodný kaolín, Sedlec (J. KONTA 1982); 3 — plavený karlovarský kaolín, Sedlec 1a (J. KONTA 1982); 4 — dvojsludný granit, lom s. od Českého Brezova (M. KUTHAN ed. 1963); 5 — kaolinizovaný dvojsludný granit z vrchnej časti profilu na lokalite Váfkovo; 6 — kaolinizovaný dvojsludný granit zo spodnej časti profilu na lokalite Váfkovo; 7 — rovnako ako vzorka 6, frakcia pod 0,002 mm; 8 — kaolinizovaný granit, štôlna PVE Ipeřský potok; 9 — rovnako ako vzorka 8, frakcia pod 0,002 mm. Vzorky 5, 6, 8 analyzoval GP Turčianske Teplice; vzorky 7, 9 analyzoval GÚ UK Bratislava.

Tab. 19 Porovnanie chemických analýz granitoidov dyjského a veporického masivu, z nich vzniknu-
tých prírodných kaolínov a vyplavenej ilovitej frakcie.

	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO ₂	73,22	68,64	51,52	71,87	71,30	57,09	72,96	70,88
TiO ₂	0,20	0,34	0,36	0,35	0,31	0,90	0,38	0,35
Al ₂ O ₃	14,90	19,73	33,42	14,28	16,31	22,02	15,48	15,71
Fe ₂ O ₃	0,42	0,63	1,00	1,57	1,03	0,77	0,97	0,57
FeO	0,18	0,13	—	0,53	0,58	0,52	0,73	1,00
MgO	0,38	0,26	0,81	0,98	1,01	1,34	1,01	1,02
CaO	0,52	0,34	0,83	2,18	0,56	1,32	0,84	0,85
Na ₂ O	3,10	0,06	—	4,00	2,90	0,83	3,00	4,32
K ₂ O	5,40	1,55	1,86	3,04	2,90	3,57	2,35	3,20
MnO	stopy	0,01	—	0,03	0,015	0,06	0,023	0,024
P ₂ O ₅	0,07	0,05	—	0,16	0,04	0,01	0,11	0,12
SO ₃	—	—	—	—	0,07	—	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	1,25	6,32	—	0,89	—	3,31	—	—
H ₂ O ⁻	0,32	0,88	10,60	0,11	—	8,95	—	—
Str. suš.	—	—	—	—	—	—	—	—
Str. žih.	—	—	—	—	2,66	—	1,81	1,69
Spolu	99,96	98,94	100,40	99,99	99,735	100,69	99,693	99,754
Plagioklas				50				55
K-živec				16				4
Kremeň				28				23
Biotit				5				16
Akcesórie				1				2

1 — biotitický granit, Únanov (M. KUŽVART in J. KONTA 1982); 2 — prírodný kaolín, Únanov (J. KONTA 1982); 3 — plavený kaolín, Únanov (M. KUŽVART in J. KONTA 1982); 4 — biotitický granodiorit, lom s. od Lieskovca, vzorka ZK-58 (J. MACEK et al. 1982); 5 — kaolinizovaný biotitický granit, v. okraj Zvolena, vrt KJ-21, hĺbka 222-224 m; 6 — rovnako ako vzorka 5, frakcia pod 0,002 mm; 7 — rovnako ako vzorka 5, hĺbka 230,5 m; 8 — rovnako ako vzorka 5, hĺbka 246,8 m. Vzorky 5, 7, 8 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorku 6 analyzoval GÚ UK Bratislava.

tvoril pri zvetrávaní primárnych minerálov, nepodliehal v zachovanej časti profilov transformácii na kaolinit. Poukazuje na to veľmi nepriaznivá bilancia v odnose K₂O — taká charakteristická pre všetky kaolínové kôry zvetrávania formujúce sa na granitoidných horninách Západných Karpát (porovnaj obr. 54 a 98).

Bilancia ostatných komponentov, najmä v prípade kaolínovej kôry zvetrávania na lieskovskom granodiorite (vrt KJ-21), nie je v porovnaní s kaolinizovaným karlovarským granitom príliš nepriaznivá (obr. 54). Evidentne najnižší stupeň rozkladu je možné zaznamenať u slabo kaolinizovaných granitových eluviálnych pieskov a štrkov v jadrovom pohorí Žiar, čo je v súlade s ich minerálnym zložením, geologickou pozíciou a celkovým tektonickým vývojom tatrika Západných Karpát.

3.2.3. Metamorfity veporika a gemerika

Na tomto type hornín sa v istých častiach veporika a gemerika počas vývoja Západných Karpát vytvorili v porovnaní s ostatnými jednotkami oveľa vhodnejšie podmienky pre vznik kaolínových kôr zvetrávania.

Kľúčový význam produktov zvetrávania na metamorfitoch veporika a gemerika oproti ostatným, formovaným ako na granitoidných horninách tatrika a veporika, tak aj na neovulkanitoch, spočíva v ich minerálnom zložení. To kladie do popredia predovšetkým vplyv materských hornín na minerálne zloženie, a tým aj na kvalitu kaolínu.

Ako zo skôr získaných poznatkov, tak aj z výsledkov v poslednom období sa potvrdilo, že všetky kaolínové kôry zvetrávania na metamorfitoch veporika a gemerika nemajú zreteľnejšie vyvinutú vertikálnu mineralogickú zonálnosť. V spodnej časti neobsahujú montmorillonit. Ak sa objaví chlorit, prípadne interstratifikovaný minerál typu IM, súvisí to so zmenou v zložení materských hornín. Z tohto aspektu ich možno zaradiť k typickým predstaviteľom kôr zvetrávania illiticko-kaolinitového typu v zmysle J. A. RUSKA (1976), kde v celom rozsahu zachovaných produktov zvetrávania prebiehali procesy čiastočnej kaolinizácie.

Osobitné postavenie kaolínových kôr zvetrávania na metamorfitoch veporika a gemerika spočíva aj v ich väčšom počte a v širšej škále minerálov, ktoré podľahli premene na kaolinit pri zvetrávaní materských hornín. Na rozdiel od granitoidov tatrika a veporika, kde v tomto smere majú vedúce postavenie plagioklasy rôznej bázicity, pri zvetrávaní metamorfitov sa kaolinit tvoril okrem plagioklasov aj zo slúd a chloritov.

Na rozsah a intenzitu kaolinizácie pri zvetrávaní metamorfitov v skúmanej oblasti najhodnovernejšie poukazuje prítomnosť terciérnych, prevažne fluvio-limnických sedimentárnych kaolinitových súvrství. Nachádzajú sa vždy na južnej periférii Slovenského rudohoria a niet pochybností, že predstavujú redeponované produkty kaolínových kôr zvetrávania, ktoré sa formovali predovšetkým na metamorfitoch veporika a gemerika. Kaolinitový charakter a rozsah týchto súvrství nemá analógiu v ostatných terciérnych panvách Západných Karpát a táto okolnosť potvrdzuje výnimočnosť kaolínového zvetrávania južnej, respektíve juhozápadnej časti veporika a gemerika.

Podľa petrografického zloženia materských hornín, ale i konečných produktov kaolinizácie môžeme kôry zvetrávania formujúce sa na metamorfitoch veporika a gemerika rozčleniť na dva samostatné mineralogické a ložiskovo-technologické typy s rozdielnym spôsobom využitia. K prvému patria kaolinizované metamorfity obalovej série veporika a k druhému kaolinizované metamorfity gemerika.

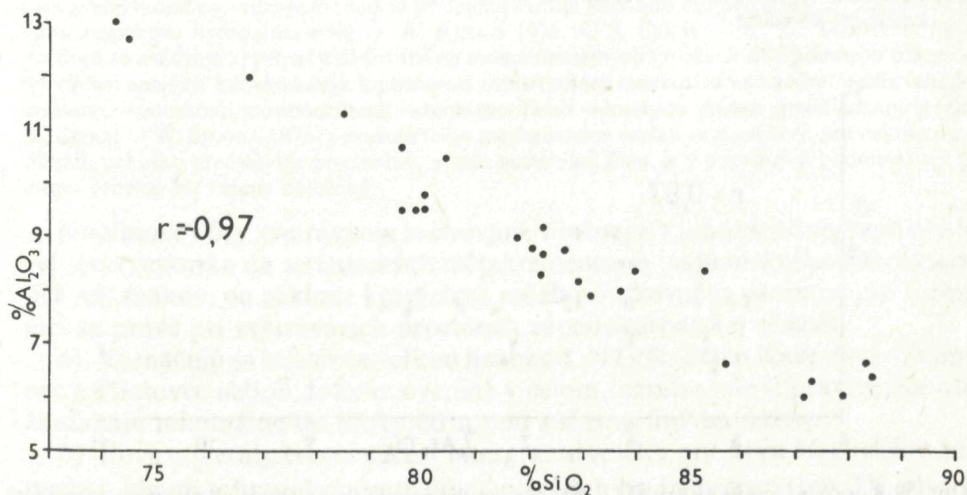
3.2.3.1. Metamorfity veporika

Patria sem sericitické metakremence s polohami sericitických a sericiticko-chloritických fylitov, ktoré sú súčasťou obalovej série veporika v kohútskom, kráľo-

vohoľskom a ľubietovskom pásme. Ide o komplexy s najväčšou pravdepodobnosťou spodnotriasového veku, postihnuté počas alpínskeho orogénu metamorfózou vo fácií zelených bridlíc.

O minerálnom zložení hornín taticko-veporického kryštalinika v predmetamorfnom vývoji s výnimkou práce D. HOVORKU (1975) nemáme žiadne konkrétnejšie údaje. Z minerálneho zloženia kaolinizovaných metamorfítov usudzujeme, že pôvodne šlo o psamitické, prevažne kremenné sedimenty s variabilnou pelitickou prímiesou. Pre takéto sedimenty je charakteristický vysoký stupeň korelácie $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{K}_2\text{O}$, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ atď., (M. SUK 1983), čo sa potvrdilo aj v prípade kaolinizovaných sericitických fylitov a metakremencov z ložiska Kalinovo—Zlámanec (obr. 57, 58, 59).

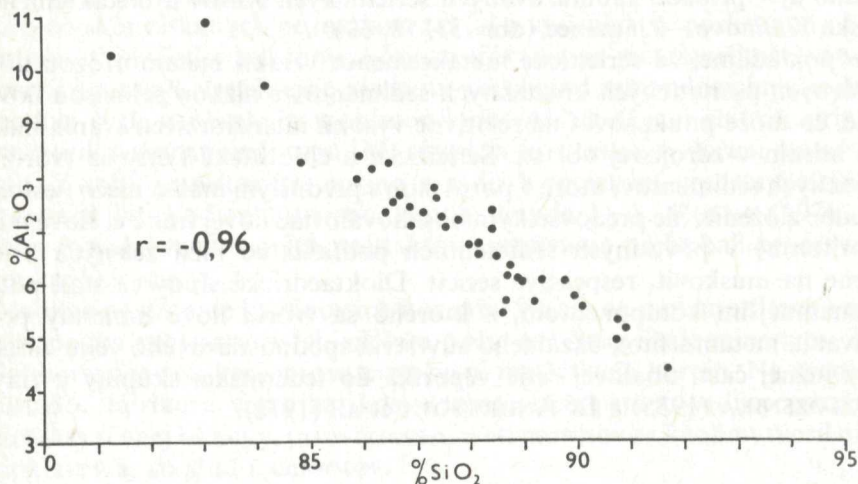
Predpokladáme, že sericitické metakremence vznikli metamorfózou dobre vytriedených psamitických kremenných sedimentov s nízkou prímiesou ílovitej frakcie, čo môže poukazovať na relatívne vysokú intenzitu zvetrávania materských hornín v zdrojovej oblasti. Sericitické a chloritické fylity sa tvorili zo psamitických sedimentov, ktoré v porovnaní s predošlým mali o niečo pestrejšie minerálne zloženie, ale predovšetkým obsahovali viac ílovej frakcie. Ílové minerály prítomné v pôvodných sedimentoch podľahli vo fácií zelených bridlíc premene na muskovit, respektíve sericit. Dioktaedrické sludy sa stali potom najvýznamnejším komponentom, z ktorého sa tvorili ílové minerály počas zvetrávania metamorfítov bazálneho súvrstvia spodnotriasového veku zaradované v južnej časti obalovej série veporika do federátskej skupiny v zmysle P. ROZLOZNIKA (1935) a D. ANDRUSOVA et al. (1973).



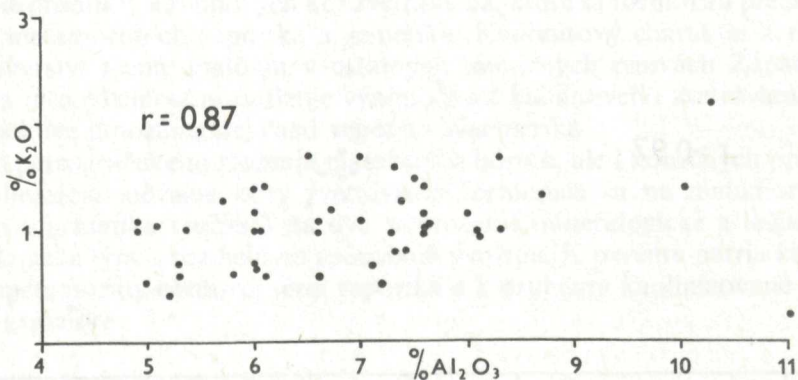
Obr. 57 Korelačný vzťah medzi SiO_2 a Al_2O_3 v kaolinizovaných sericitických fylitoch na lokalite Kalinovo—Zlámanec vo vrte VZ-619. r — koeficient korelácie.

Pri optickom štúdiu hornín vystupujúcich v tejto skupine na kôrach zvetrávania sme venovali zvýšenú pozornosť zastúpeniu živcov (kapit. 2.1.2.2.). Relikty po rozložených živcoch, respektíve zrná živcov sa nezistili, alebo len v akcesorickom množstve.

Ťažké minerály v sericitických metakremencoch sú tvorené asociáciou: rutil + turmalín + zirkón (M. MIŠÍK 1956, A. VOZÁROVÁ in D. VASS 1982). Pre stanovenie ich provenientnej oblasti nemáme v súčasnosti exaktnejšie dôkazy. Môžeme sa opierať len o pomery z jadrových pohorí tatrika v Malých Karpa-



Obr. 58 Korelačný vzťah medzi SiO₂ a Al₂O₃ v kaolinizovaných sericitických metakremencoch na lokalite Kalinovo—Zlámanec vo vrtoch VZ-544 a VZ-614.
r — koeficient korelácie.



Obr. 59 Korelačný vzťah medzi Al₂O₃ a K₂O v kaolinizovaných sericitických metakremencoch na lokalite Kalinovo—Zlámanec vo vrtoch VZ-567 a VZ-544.
r — koeficient korelácie.

toch a vo Veľkej Fatre, kde kremenný materiál spodnotriasových kremencov nepochádza z jadier, ale podľa šikmých zvrstvení a obsahu úlomkov exotických hornín sa potvrdil jeho transport z priestoru vonkajších Karpát — z podkladových hornín Českého masívu (M. MIŠÍK — J. JABLONSKÝ 1978, M. MIŠÍK 1978).

V podloží kaolinizovaných metasedimentov spodného triasu vystupujú v re-
vúckej skupine v zmysle A. VOZÁROVEJ — J. VOZÁRA (1982) metasedimenty
vrchného karbónu a permu s obsahom zachovaných klastických živcov približ-
ne v rozsahu od 10 do 30 %. Mohli by predstavovať vhodný horninový typ pre
vznik kvalitných kaolínov. Doteraz sa však v spojitosti s nimi nikde nezistili
prejavy zvetrávania (J. VOZÁR 1985 — ústne oznámenie).

Z hľadiska prognóz a potenciálnej kaolinizácie západokarpatskej oblasti je
potrebné objasniť príčinu rozdielneho obsahu živcov v metasedimentoch mlad-
šieho paleozoika a spodného triasu. Rozhodujúci vplyv budú mať pomery
v pôvodnej zdrojovej oblasti. Počas vrchného karbónu a permu sa dostával do
sedimentačnej panvy (prostredie delty — A. VOZÁROVÁ — J. VOZÁR 1982) slabo
zvetraný materiál, zodpovedajúci arkózovým a živcovým drobám. Neskoršie,
v spodnom triase (prostredie riečnych korýt — A. VOZÁROVÁ — J. VOZÁR l. c.),
to bol materiál už veľmi chudobný na živce, zodpovedajúci dobre vytriedeným
kremenným pieskom s malým podielom ílovitej frakcie (po metamorfóze serici-
tické metakremence), lokálne prachovitým ílom, prípadne ílovitým pieskom (po
metamorfóze sericitické a sericiticko-chloritické fylity).

Z toho vyplýva, že pri zvetrávaní sericitických metakremencov spodného
triasu sa kaolinit v hlavnej miere formoval z dioktaedrickej sludy — muskovitu.

Tvorbe kaolinitu pri rozklade muskovitu na kaolinových kôrach zvetrávania sa v súčasnosti
venuje zvýšená pozornosť. Elektrónovomikroskopické štúdium pomocou vákuového dekorovania
a elektrónová mikrodifrakcia na monominerálnych vzorkách muskovitu postihnutých iba nepatr-
ným zvetrávaním potvrdzujú existenciu priameho vzniku kaolinitu bez prechodných fáz patriacich
illitu, respektíve hydromuskovitu (J. A. RUSKO 1976, S. S. ČEKIN — U. D. SAMOTOIN 1983).
Zároveň sa uvádzajú aj prípady sledované na monominerálnych vzorkách sfúd pomocou röntgeno-
difrakčnej analýzy, kde dochádza k postupnej transformácii muskovitu na kaolinit podľa schémy:
muskovit → muskovit/montmorillonit → montmorillonit → kaolinit. Autori predkladanej schémy
(L. STOCH — W. SIKORA 1976) považujú tento mechanizmus vzniku za zriedkavý, pričom montmo-
rillonit, nakoľko predstavuje prechodnú, a teda nestabilnú fázu, je v prírodných podmienkach pri
tomto procese len vzácné doložený.

Kaolinové kôry zvetrávania zachované v južnej a v juhozápadnej časti obalo-
vej série veporika na sericitických metakremencoch majú niekoľko charakte-
rických znakov, na základe ktorých sa môžu považovať za osobitný typ formu-
júci sa práve pri zvetrávacích procesoch západokarpatskej oblasti.

a) Vyznačujú sa relatívne veľkou hrúbkou. Na lokalitách Kalinovo—Zláma-
nec a Pliešovce neboli doteraz overené v celom rozsahu, ale je pravdepodobné,
že siahajú minimálne do hĺbky 60 m pod súčasnú úroveň terénu.

b) Ílové minerály tvoria súčasť intergranulárneho priestoru klastického kre-
meňa a okrem toho sa koncentrujú na plochách bridličnatosti (tab. IX, obr. 1).
Nikdy sa nedajú sledovať zachované pseudomorfózy ílovitej hmoty po nestabil-
ných protomineráloch materskej horniny.

c) Kaolinizovaný sericitický metakremenc zodpovedá hornine, v ktorej sú podstatne zastúpené tri minerálne komponenty: kremeň, sericit/muskovit, respektíve illit a kaolinit. Montmorillonit alebo interstratifikovaný minerál typu IM v celom vertikálnom profile sa pomocou röntgenodifrakčnej analýzy nepodarilo stanoviť. To znamená, že ak aj pôvodne vznikol, je v celom profile nestabilnou fázou, ktorá sa pri kaolinizácii sericitických metakremencov nezachovala.

d) Vo vertikálnom smere so vzrastajúcou hĺbkou sa na kaolinizovaných sericitických metakremencoch, ale ani na kaolinizovaných sericitických fylitoch nedajú sledovať:

- výraznejšie zmeny medzi pomerom kaolinitu a illitu;
- výraznejšie zmeny v stupni rozkladu materských hornín.

Poukazujú na to výsledky čiastkových chemických analýz ako sericitických metakremencov, tak aj sericitických fylitov, v ktorých sa so vzrastajúcou hĺbkou nedá sledovať zjavná tendencia poklesu Al_2O_3 (tab. 20). Obidva typy materských hornín sa ďalej vyznačujú štatisticky vysoko významným stupňom negatívnej korelácie medzi SiO_2 a Al_2O_3 , a tiež významným stupňom pozitívnej korelácie medzi Al_2O_3 a K_2O (obr. 57, 58, 59). Z toho usudzujeme, že pri zvetrávaní metamorfítov obalovej série veporika s výnimkou chloritických fylitov sa prakticky celé množstvo kaolinitu tvorilo transformáciou dioktaedrických slúd (muskovitu, sericitu alebo illitu). Potom súčasné kvantitatívne zastúpenie ílovitej frakcie v metakremencoch a fylitoch bude v prvom rade determinované množstvom dioktaedrických slúd, prípadne podstatne menej zastúpeného chloritu po metamorfóze pôvodných klastických peliticko-psamitických sedimentov.

Okrem toho množstvo a minerálne zloženie ílovitej frakcie závisí aj od fyzikálno-mechanických vlastností materských hornín. Intenzitu kaolinizácie na kôrach zvetrávania s illitovo-kaolinitovou minerálnou asociáciou je možné vyjadriť na základe ich vzájomného pomeru. V konkrétnom prípade sericitických metakremencov a fylitov bude tento pomer vyjadrovať intenzitu a rýchlosť transformácie dioktaedrických slúd na kaolinit. Z tohto hľadiska na ložisku Kalinovo — Zlámanec kaolinizácia nadobudla väčšiu intenzitu pri zvetrávaní sericitických metakremencov oproti sericitickým fylitom (obr. 10, 11). Najintenzívnejšej kaolinizácii podliehali na Zlámanci chloritické fylity, nakoľko tu kaolinit vzniká okrem dioktaedrických slúd predovšetkým transformáciou chloritu (obr. 9). Podrobnejšie je problém transformácie chloritu na kaolinit uvedený v kapit. 3.2.3.2.

Ukazuje sa teda, že intenzívny stupeň rozkladu nestabilných protosilikátov na kaolinit bude pri sericitických metakremencoch determinovaný vysokým obsahom kremeňa. Je to v súlade so zovšeobecňujúcim poznatkom J. KONTU (1982, str. 33), že v prípade vysokého obsahu kremeňa v primárnej hornine pri zachovaní ostatných podmienok viac-menej konštantných je výsledný kaolín, ktorý vznikol z relatívne menšieho objemu živcov, podstatne zrelší ako kaolín, ktorý sa tvoril z hornín relatívne chudobnejších na kremeň a bohatších na živce.

Rozdielna intenzita kaolinizácie sericitických metakremencov a fylitov bude

Tab. 20 Stupeň kaolinizácie sericitických fylitov vo vertikálnom smere vyjadrený na základe obsahu Si_2O a Al_2O_3 na lokalite Kalinovo—Zlámanec vo vrte VZ-619. Analyzoval GP Turčianske Teplice.

Hĺbka v m od — do	SiO_2	Al_2O_3	H_2O^+
10,0–11,0	88,32	6,64	2,77
11,0–12,0	88,43	6,40	2,37
12,0–13,0	87,33	6,37	2,44
13,0–14,0	87,91	6,04	2,37
14,0–15,0	87,16	6,02	3,18
15,0–16,0	83,97	8,44	3,97
16,0–17,0	85,29	8,44	2,85
17,0–18,0	79,65	10,71	3,97
18,0–19,0	82,40	9,20	2,80
19,0–20,0	78,52	11,37	4,03
20,0–21,0	81,76	8,94	2,83
21,0–22,0	82,67	8,82	2,47
22,0–23,0	82,07	8,80	2,48
23,0–24,0	80,06	9,79	3,18
24,0–25,0	74,46	12,67	3,29
25,0–26,0	77,24	13,03	3,09
26,0–27,0	76,76	12,03	2,41
27,0–28,0	83,72	8,03	1,73
28,0–29,0	80,42	10,53	2,33
29,0–30,0	82,24	8,68	1,92
30,0–31,0	79,98	9,53	2,70
31,0–32,0	83,14	7,90	2,20
32,0–33,0	85,58	7,16	1,86
33,0–34,0	79,86	9,53	2,30
34,0–35,0	82,20	8,29	2,24
35,0–36,0	82,98	8,16	1,72

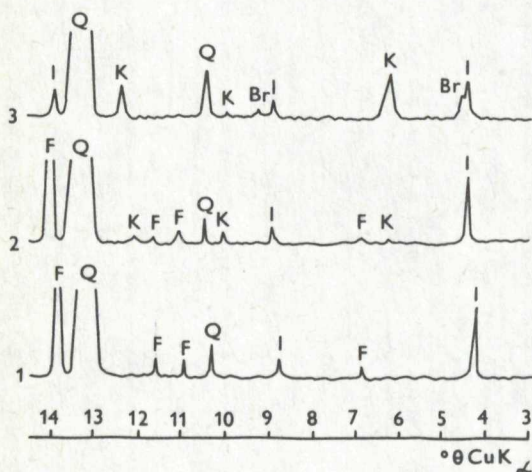
súvisieť aj s rozdielnym priebehom mechanickej deštrukcie pri tektonickom postihnutí týchto hornín v závislosti od ich fyzikálno-mechanických vlastností. Z tohto aspektu majú krehkejšie metakremence priaznivejšie predpoklady pre porušenie hustou sieťou drobných puklín, a tým aj pre intenzívnejšiu drenáž ako plastickejšie fylity. Zároveň kaolinizované sericitické metakremence sú v porovnaní s ostatnými kaolinizovanými horninami Západných Karpát (granity, fylity, metaryolity) odolnejšie proti erózii a mechanickej deštrukcii. Všetky známe výskyty kaolinizovaných sericitických metakremencov patria do skupiny povrchových (nie zakrytých) kôr zvetrávania.

3.2.3.2. Metamorfity gemerika

Patria sem rôzne variety fylitov (najčastejšie sericitické, sericiticko-chloritické, grafitické) a metaryolity, ale hlavne metaryolitové vulkanoklastiká, doteraz označované ako porfyroidy. V juhozápadnej časti gemerika, najmä v oblasti

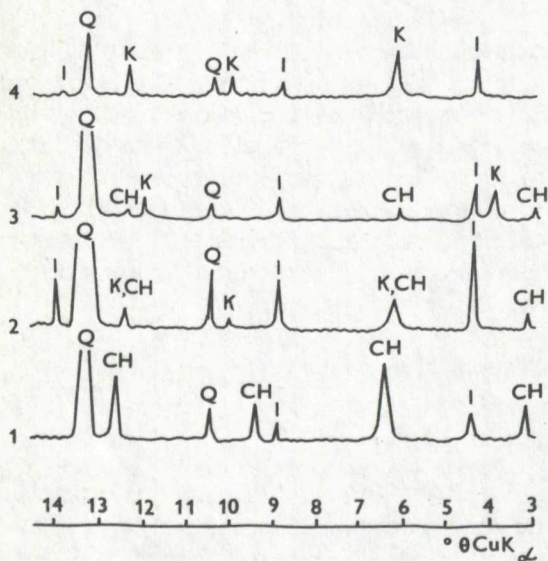
Lučenskej kotliny, kde majú kaolinizované metamorfity zatiaľ ako jediné v Západných Karpatoch bilančný význam, sú zakryté sedimentmi poltárskeho súvrstvia (obr. 17). V predmetamorfnom období išlo o sedimentárno-vulkanické súvrstvie so zreteľnou prevahou sedimentárnych členov. Táto okolnosť má kľúčový význam ako z mineralogicko-genetického, tak aj z ložiskovo-technologického hľadiska. Umožňuje veľmi názorne ilustrovať vplyv petrografického zloženia materských hornín na minerálne zloženie produktov kaolinizácie a ich technologické vlastnosti.

Na ložisku Horná Prievara sa tento vzťah riešil prostredníctvom vzoriek reprezentujúcich čerstvú, čiastočne kaolinizovanú a úplne kaolinizovanú mater-



Obr. 60 Röntgenodifrakčné záznamy z kaolinového ložiska Horná Prievara.

1 — nerozložený metaryolit; 2 — čiastočne kaolinizovaný metaryolit; 3 — kaolín z metaryolitu. I — muskovit/sericit alebo illit (K-sľudy), Br — brammalit (Na-sľuda), K — kaolinit, Q — kremeň, F — živce.



Obr. 61 Röntgenodifrakčné záznamy z kaolinového ložiska Horná Prievara.

1 — nerozložený sericiticko-chloritický fylit; 2 — čiastočne kaolinizovaný sericiticko-chloritický fylit; 3 — dimethylsulfoxidovo-kaolinitový komplex v čiastočne kaolinizovanom sericiticko-chloritickom fylite; 4 — kaolín zo sericiticko-chloritického fylitu. I — muskovit/sericit alebo illit, (K-sľudy), K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň.

Tab 21 Chemické analýzy minerálov z čerstvého metaryolitu a sericiticko-chloritického fylitu na ložisku Horná Prievrana.

	1	2	3	4
SiO ₂	49,21	48,60	27,98	67,30
TiO ₂	0,72	—	—	—
Al ₂ O ₃	31,73	28,37	22,27	19,40
Fe ₂ O ₃	1,94	5,83	11,98	0,12
FeO	0,50	—	—	—
Cr ₂ O ₃	0,014	—	—	—
MgO	1,15	2,24	25,44	0,07
CaO	0,06	0,07	0,07	0,20
BaO	0,22	—	—	—
Na ₂ O	0,72	0,06	—	11,92
K ₂ O	8,45	9,93	—	0,14
Li ₂ O	0,004	—	—	—
H ₂ O ⁺	4,87	4,90	12,26	—
Spolu	99,588	100,00	100,00	99,15

1 — muskovit/sericit vyseparovaný z fylitu (klasická silikátová analýza); 2 — muskovit/sericit z metaryolitu (elektrónový mikroanalýzátor); 3 — chlorit z fylitu (elektrónový mikroanalýzátor); 4 — albit z metaryolitu (elektrónový mikroanalýzátor). Klasická silikátová analýza vyhotovená GP Turčianske Teplice. Analýzy pomocou elektrónového mikroanalýzátora vyhotovilo pracovisko GÚDŠ Bratislava.

skú horninu. Základné výsledky chemických analýz a minerálneho zloženia sú uvedené v tab. 8 a na obr. 60, 61. Nerozložený metaryolit obsahuje albit, muskovit/sericit a kremeň (obr. 60, tab. IX, obr. 3). Prepočtom z chemickej analýzy sa stanovilo aj málo chloritu (tab. 8). Pomocou elektrónového mikroanalýzátora sa z minerálov zastúpených v metaryolitoch podarilo získať chemickú analýzu muskovitu/sericitu a albitu (tab. 21).

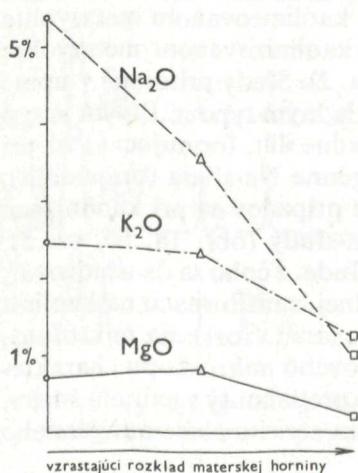
Pomocou optického štúdia sa v polarizačnom mikroskope a röntgenodifrakčnou analýzou potvrdil vznik kaolinitu v čiastočne kaolinizovanom metaryolite rozkladom albitu. Sľudy prítomné v čiastočnom kaolinizovanom metaryolite patria k muskovitu/sericitu alebo illitu (obr. 60, vz. 2). Sľudy prítomné v úplne kaolinizovanom metaryolite patria už k dvom základným typom. Prvým je typ K-sľudy. Patrí sem reliktný muskovit/sericit, prípadne illit, formujúci sa už pri kaolinizácii metaryolitov. Druhým typom je autigénna Na-sľuda (brammalit), ktorá sa tvorila pri kaolinizácii albitu. Vo väčšine prípadov sa pri kaolinizácii metaryolitu potvrdila koexistencia K-sľudy a Na-sľudy (obr. 18, 60, vz. 3). V niektorých partiách ložiska je prítomná len Na-sľuda, z čoho sa dá usudzovať, že reliktný muskovit/sericit alebo illit podľahli úplnej transformácii na kaolinit (obr. 19). Častice brammalitu majú potom v sledovanej vzorke na mikrofotografii zhotovenej pomocou transmisného elektrónového mikroskopu charakteristický latovitý, respektíve lištovitý vývoj, výrazne pretiahnutý v jednom smere, ktorým sa zreteľne odlišujú od reliktného muskovitu/sericitu alebo autigénneho illitu (tab. X, obr. 1).

Ďalším autigénnym ílovým minerálom špecifickým pre proces kaolinizácie metaryolitov na ložisku Horná Prievrana je halloyzit. Pomocou dvojstupňovej repliky lomovej plochy v transmisnom elektrónovom mikroskope sa potvrdilo, že sa tvorí nezávisle od kaolinitu a v metaryolitoch priamo narastá na zrná albitu (tab. X, obr. 2).

Proces kaolinizačných procesov s ohľadom na vznik kaolinitu zo živcov, respektíve K-sľúd je možné objasniť aj na základe chemických analýz získaných z čerstvého, čiastočne a úplne kaolinizovaného metaryolitu (tab. 8). Na obr. 62 je znázornená distribúcia kysličníkov, ktoré majú pri kaolinizácii metaryolitov rozhodujúci význam pri vzniku autigénnych ílových minerálov. Na obr. 63 sa vyjadril celkový prínos a odnos komponentov počas zvetrávania metaryolitov podľa metódy R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971). Pri bilancovaní zmien chemizmu počas kaolinizácie metaryolitov je potrebné vychádzať aj zo zloženia jeho primárnych minerálov — muskovitu/sericitu a albitu (tab. 21).

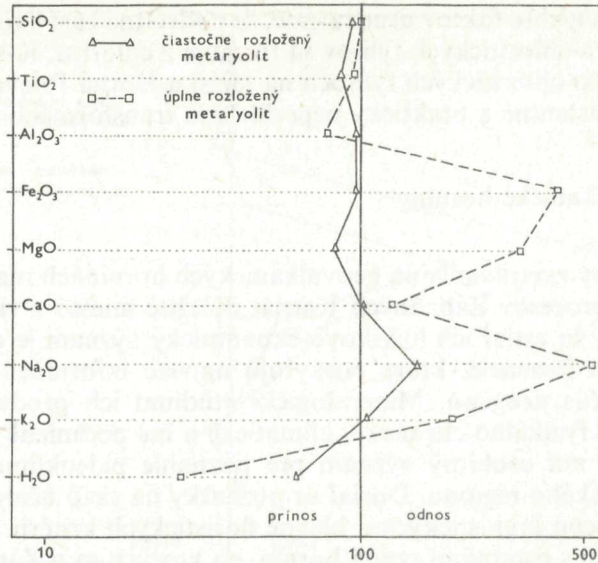
V počiatočnej fáze zvetrávania dochádza pri čiastočne kaolinizovanom metaryolite len k podstatnejšiemu výnosu Na_2O , čo signalizuje vznik kaolinitu z albitu. V pokročilejšej fáze zvetrávania (úplne kaolinizovaný metaryolit) dochádza okrem Na_2O aj k podstatnému výnosu K_2O a MgO , čo poukazuje aj na kaolinizáciu K-sľúd, prípadne sporadicky zastúpeného chloritu (?). Časť Na_2O z albitu sa fixuje v štruktúre autigénneho brammalitu. Brammalit sa začína formovať až pri pokročilejšej kaolinizácii metaryolitov: v čiastočne kaolinizovanom metaryolite ešte nie je prítomný (obr. 60, vz. 2). Je autigénnym minerálom a vzniká pri uvoľňovaní Na^+ počas rozkladu albitu na kaolinit. Signalizuje fázu pokročilejšej kaolinizácie metaryolitov.

Čerstvý, prípadne čiastočne kaolinizovaný sericiticko-chloritický fylit pozostáva z chloritu, muskovitu/sericitu, kremeňa, a len akcesoricky sa objavuje albit (obr. 61, tab. IX, obr. 4). Z uvedených minerálov sa podarilo stanoviť



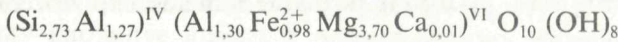
Obr. 62 Distribúcia Na_2O , K_2O , MgO z chemických analýz metaryolitu. Horná Prievrana.

○ — nerozložený metaryolit, △ — čiastočne kaolinizovaný metaryolit, □ — kaolín z metaryolitu.



Obr. 63 diagram prínosu-odnosu jednotlivých komponentov pri kaolinizácii metaryolitu na ložisku Horná Prievrana zostavený podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 8.

chemické zloženie muskovitu/sericitu a chloritu (tab. 21). Z chemickej analýzy chloritu sa vypočítal nasledovný kryštalochemický vzorec:



Podľa klasifikácie M. H. HEYA (1954) chemické zloženie študovaného chloritu zodpovedá sheridanitu až ripidolitu. V čiastočne kaolinizovanom sericiticko-chloritickom fylite sa už potvrdila zjavná prevaha kaolinitu nad chloritom (obr. 61, vz. 1, 2). Rozlíšenie kaolinitu a chloritu sa uskutočnilo pomocou dimetylsulfoxidu. Kaolinit dáva s dimetylsulfoxidom stabilný komplex s hodnotou reflexu 11,18 Å. Reflexy chloritu zostávajú nezmenené (obr. 61, vz. 3).

Priebeh kaolinizácie metaryolitov a sericiticko-chloritických fylitov vykazuje podstatné rozdiely, čo sa dá doložiť prostredníctvom distribúcie Na₂O, K₂O a MgO, ako aj prínosom a odnosom komponentov v sérii vzoriek od čerstvej po úplne kaolinizovanú horninu, odobraných priamo z ložiska Horná Prievrana (obr. 64, 65). Na túto okolnosť má zásadný vplyv rozdielne minerálne zloženie materských hornín a ako už bolo zdôraznené, výsledné produkty kaolinizácie sa navzájom výrazne odlišujú minerálnou asociáciou autigénnych ílových minerálov.

Počas kaolinizácie sericiticko-chloritických fylitov sa zvlášť výrazne mení MgO a Fe₂O₃ — v oboch komponentoch je evidentný odnos (tab. 8, obr. 64, 65). Naproti tomu K₂O, viazaný na K-sľudy, ale tiež v malom množstve prítomný Na₂O nevykazujú podstatnejšie zmeny.

Na základe týchto faktov usudzujeme, že podstatná časť kaolinitu pri zvetrávaní sericiticko-chloritických fylitov sa formuje z chloritu. K-sfudy v študovaných sericiticko-chloritických fylitoch na ložisku Horná Prievrana nevykazujú zmeny, sú rezistentné a prakticky nepodliehajú transformácii na kaolinit.

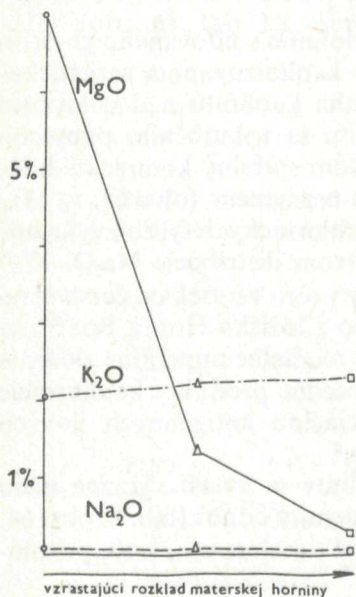
3.2.4. Neovulkanické horniny

Kaolínové kôry zvetrávania na neovulkanických horninách majú pre poznanie zvetrávacích procesov Západných Karpát dôležité miesto z viacerých hľadísk napriek tomu, že zatiaľ ich ložiskovo-ekonomický význam je obmedzený.

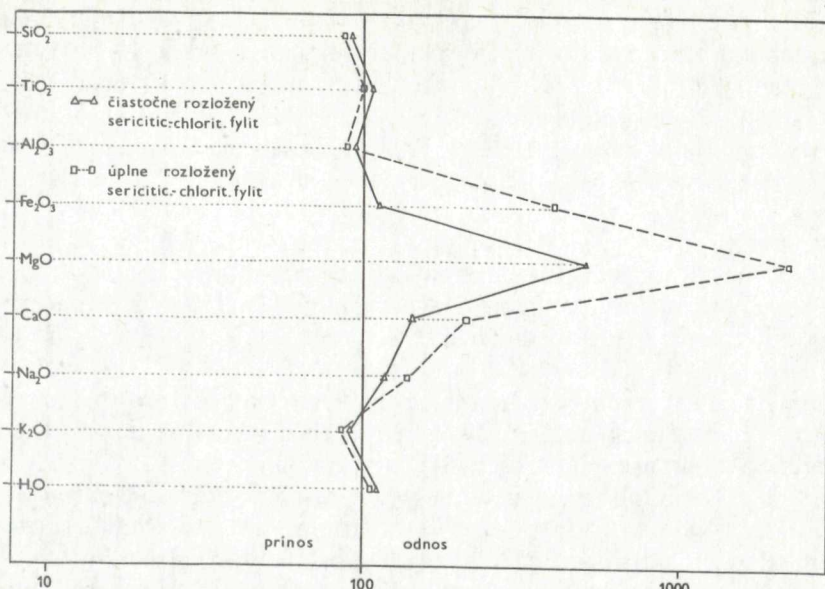
Predstavujú formácie, ktoré poskytujú najviac informácií o zvetrávacích procesoch počas neogénu. Mineralogické štúdium ich produktov umožňuje rekonštruovať fyzikálno-chemické, klimatické a iné podmienky, za ktorých sa formovali, čo má osobitný význam pre poznanie paleoklimatického vývoja západokarpatského regiónu. Dosiaľ sa poznatky na tieto účely čerpali takmer výlučne pomocou faunistických a hlavne floristických kritérií.

V porovnaní s ostatnými typmi hornín, na ktorých sa v Západných Karpatoch tvoria prevažne kaolínové kôry zvetrávania (granitoidy, metamorfity), poskytujú neovulkanické horniny omnoho viac možností na datovanie zvetrávacích procesov tým, že postihujú pestrejšiu škálu hornín rôzneho veku.

Nakoľko sú vyvinuté na horninách acidného, intermediárneho aj bázického charakteru, umožňujú dobre demonštrovať a pochopiť vzájomný vzťah medzi minerálnym zložením zdrojových hornín a minerálnym zložením produktov ich rozkladu. Okrem toho, podrobné poznanie minerálneho zloženia zvetralín na



Obr. 64 Distribúcia Na_2O , K_2O , MgO z chemických analýz sericiticko-chloritického fylitu.
 ○ — nerozložený fylit, Δ — čiastočne kaolinizovaný fylit, □ — kaolín z fylitu.



Obr. 65 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri kaolinizácii sericiticko-chloritického fylitu na ložisku Horná Prievara zostavený podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 8.

neovulkanitoch, ako aj znalosti o distribúcii niektorých prvkov v nich prítomných dovoľujú bližšie diferencovať tieto procesy, a najmä ich intenzitu.

Súčasne sa pri ich výskume objavujú aj niektoré problémy. V Západných Karpatoch všetky kaolinové ložiská a početné výskyty viazané na rozklad granitoidných a metamorfovaných hornín predstavujú relikty kaolinových alebo im príbuzných kôr zvetrávania. O niečo zložitejšia je situácia s interpretáciou genézy kaolinizovaných neovulkanických hornín. Pri ich formovaní sa môžu uplatňovať viaceré procesy, ktoré sa navzájom prekrývajú (tzv. naložené procesy) a podmieňujú polygenetický charakter produktov rozkladu. Izotopický výskum minerálov rudných ložísk v neovulkanických formáciách so stanovením D a ¹⁸O napríklad pri kaolinite potvrdzuje, že pri ich vzniku blízko povrchu sa „miešajú“ vody juvenilné a meteorické (pozri kapit. 4.3.). Aktuálnou sa stáva hlavne v neovulkanických oblastiach potreba odlišiť produkty rozkladu vyvolané vodami so zvýšenou teplotou, ale ascendentného charakteru, ktoré nemusia byť sprevádzané rudnou mineralizáciou, od typických produktov zvetrávania spôsobených atmosferickými, descendentnými vodami. Potvrdzuje sa, že bez podrobného izotopického výkumu spoľahlivo a presne oddeliť obidva procesy je niekedy nemožné.

3.2.4.1. Ryolity a ryolitové vulkanoklastiká

Acidné vulkanické, ale najmä vulkanoklastické horniny sú v neogénnych vulkanogénno-sedimentárnych komplexoch Západných Karpát najčastejšie posti-

hnuté intenzívnou bentonitizáciou, prípadne zeolitizáciou, kde hypergénne procesy viazané na kôry zvetrávania obyčajne nemajú významnejšie postavenie (I. KRAUS et al. 1980, 1981_{1,2}). Za charakteristickú možno považovať okolnosť, že všetky doteraz známe kaolinizované ryolity a ryolitové vulkanoklastiká nemajú jednoznačne vyriešenú otázku genézy. Pravidelne sa objavujú názory berúce do úvahy buď zvetrávacie, alebo hydrotermálne procesy, prípadne kombináciu oboidvoch.

V stredoslovenských neovulkanitoch má pre vznik kaolínu zvetrávaním ryolitu najväčší význam výskyt na lokalite Podháj pri Žiari nad Hronom (obr. 29), v ktorom sa dá veľmi pekne sledovať slabnúci stupeň rozkladu materskej horniny so vzrastajúcou hĺbkou v intervale 8,40—30,0 m (I. KRAUS 1967₂).

Dokumentovaný profil potvrdzuje kaolinizáciu ryolitov pôsobením descendentných vôd meteorického pôvodu. Zmeny v chemickom zložení ryolitu počas hypergéennej kaolinizácie ilustrujú silikátové analýzy v tab. 22.

Z genetického hľadiska si zasluhuje pozornosť prítomnosť montmorillonitu (obr. 24). Objavuje sa až v spodnej časti profilu, kde v dôsledku spomalenej infiltrácie descendentných vôd sa znižuje výnos alkalických zemín (tab. 22, vz. 1. 4. 5). Formuje sa dvojzložkový profil s distribúciou ílových minerálov charakteristickou pre kôry zvetrávania. Okrem toho je pre hypergénnu kaolinizáciu ryolitov zvlášť charakteristický intenzívny výnos K_2O a Na_2O prakticky v celom študovanom profile (tab. 22).

Tab. 22 Chemické analýzy ryolitu a z neho pravdepodobne vzniknutého kaolínu na lokalite Podháj pri Žiari n. Hronom.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	73,84	47,08	48,16	45,81	53,25
TiO ₂	0,14	0,30	stopy	stopy	stopy
Al ₂ O ₃	11,60	36,35	35,12	37,38	28,15
Fe ₂ O ₃	2,90	0,98	0,96	0,38	0,86
FeO	0,93	0,05	—	—	—
MnO	0,04	0,01	—	stopy	stopy
MgO	0,63	0,31	0,20	0,42	0,74
CaO	1,26	0,50	0,69	0,48	0,92
Na ₂ O	2,12	0,23	0,23	stopy	stopy
K ₂ O	4,00	0,39	0,61	stopy	stopy
P ₂ O ₅	stopy	1,02	—	0,08	0,12
Li ₂ O	—	0,028	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,20	—	—	3,18	7,52
H ₂ O ⁺	1,76	12,87	13,35	12,86	9,19
Spolu	100,42	100,118	99,32	100,59	100,75

1 — ryolit Stará Kremnička (J. FORFÁČ 1970); 2 — prírodný kaolín, šachtica SŽ-109 (J. VTĚLENSKÝ — P. ŠEBA 1972); 3 — prírodný kaolín, vrt ŽP-5, hĺbka 11,9 m (I. KRAUS et al. 1982); 4 — kaolín, frakcia pod 0,002 mm, vrt ŽP-5, hĺbka 11,9 m (I. KRAUS 1967₁); 5 — kaolín, frakcia pod 0,002 mm, vrt ŽP-5, hĺbka 22,5 m (I. KRAUS 1967₁).

3.2.4.2. Andezity a andezitové vulkanoklastiká

Mnoho pozornosti v celej ložiskovo-genetickej literatúre, ktorá sa dotýka problematiky slovenských ílových surovín, sa venovalo kaolinitovým ílom, tuftom a tufom na ložisku pri Pukanci. Charakteristické sú dve odlišné koncepcie ich pôvodu:

Prvá popri čiastočnom akceptovaní povrchového zvetrávania materských hornín považuje za rozhodujúcu hydrotermálnu kaolinizáciu lineárneho charakteru, viazanú na pásma približne ssz. — jyv. smeru (M. MIŠÍK et al. 1958, 1959). Súčasne odmieta kaolinizáciu pôsobením humínových kyselín v podloží lignitov.

Druhá považuje za najdôležitejšie povrchové zvetrávanie materských hornín s lokálnym pôsobením hydrotermálnych roztokov a humínových kyselín počas sedimentácie produktívneho súvrstvia s lignitovými slojmi (S. POLÁŠEK 1961).

Moderné metódy výskumu potvrdili poznatky M. MIŠÍKA et al. (1958) o dvoch generáciách kaolinitu — mikro a makrokryštalickom (vermikulárny typ) ako pomocou transmisného, tak aj riadkovacieho elektrónového mikroskopu (tab. III, obr. 2; tab. X, obr. 3, 4).

Pukanské ložisko je v Západných Karpatoch unikátne aj z ďalšieho hľadiska — predstavuje ojedinelý prípad, kde možno spoľahlivo potvrdiť popri uvádzaných dvoch generáciách kaolinitu aj prítomnosť alofánu, dehydratovaného halloyzitu a lokálne montmorillonitu (tab. III, obr. 3, 4; tab. X, obr. 3, 4; tab. XI, obr. 1, 2, 3, 4; tab. XII, obr. 1, 2).

Aj na základe týchto okolností možno usudzovať, že pri kaolinizácii produktov andezitového vulkanizmu sa na pukanskom ložisku podieľalo viac procesov. Uplatňuje sa tu ako primárna (in situ) kaolinizácia, tak aj sedimentácia kaolinitových ílov redeponovaných z bezprostrednej zdrojovej oblasti budovanej rôznymi varietami andezitov a andezitových tufov. Pri kaolinizácii in situ nemožno vylúčiť, ale ani jednoznačne potvrdiť vplyv hydrotermálnych procesov. Íly a tufty, vrátane uhoľných ílov, ktoré sa ukladali v plytkovodnom jazernom prostredí, nesporne reprezentujú aj produkty redepozície kaolínových kôr zvetrávania. Je potrebné zohľadniť aj časový faktor. V zmysle litostratigrafického členenia S. POLÁŠKA (1961) sa podložné kaolinizované, produktívne a nadložné ílovito-tuftické súvrstvia formovali počas celého sarmatu a panónu. Pritom všetky tri vyčlenené litostratigrafické súvrstvia obsahujú kaolinitové íly, kaolinitové tufty, ale aj kaolinizované andezity a andezitové tufy.

K starším názorom vysloveným na priebeh kaolinizácie pukanského ložiska možno na základe uskutočneného mineralogicko-ložiskového výskumu v kontexte s priebehom kaolinizácie celej západokarpatskej oblasti zaujať nasledovné stanovisko:

Zo súčasného pohľadu nie je vhodné akceptovať názor, podľa ktorého vermikulárny kaolinit dokumentuje pôsobenie hydrotermálnych roztokov postvulkanického pôvodu. Dnešné poznatky potvrdzujú, že vzniká bežne aj pri povrchovom zvetrávaní hornín rôzneho zloženia a nie je špecifický pre endogénny

proces. Rovnako sa ukázal neopodstatnený názor o autigénnom vzniku kaolinitu v bezprostrednom podloží uhoľných slojov neogénnych panví. Prostredie bohaté na humínové a organické kyseliny s nízkou hodnotou pH celkove nevedie k zvýšenej koncentrácii kaolinitu, čo sa potvrdilo v Českom masíve (J. KUKLA 1959, M. KUŽVART 1965) a neskôr aj v Západných Karpatoch (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1970).

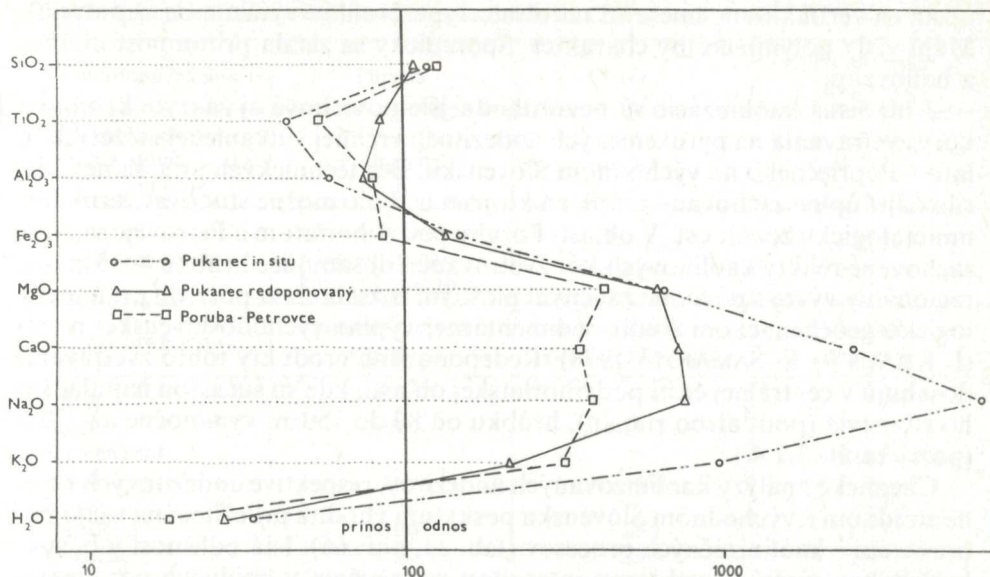
Novšie poznatky o minerálnom zložení môžu prispieť k prehĺbeniu znalostí o kaolinizácii andezitov a andezitových tufov v okolí Pukanca len pri objasnení ich vzájomných vzťahov v priestore a v čase, k čomu poskytuje príležitosť v súčasnosti realizovaný geologický prieskum, ktorým sa overujú zásoby pukanského lignitu. Zostáva vysvetliť spôsob a postupnosť vzniku ílových minerálov v rade: alofán — hallozyt — kaolinit pri premene materských hornín. Prítomnosť alofánu a hallozytu nastoľuje možnosť postupného vzniku podľa schémy: alofán → hallozyt a tiež existenciu koloidných roztokov v postdepozíčnom (diagenetickom ?) štádiu.

Zatiaľ pomery v širšom okolí Pukanca, na styku jz. okraja štiavnického stratovulkánu a sedimentárnej výplne severného okraja podunajskej panvy poukazujú na kaolinizáciu regionálnejšieho významu počas sarmatu a panónu, pri ktorej prvoradý význam pripisujeme povrchovému zvetrávaniu. Tento aspekt je významný najmä pre koreláciu jednotlivých produktov kaolinizácie v neovulkanických oblastiach, ako aj pre stanovenie jednotlivých etáp kaolínového zvetrávania v Západných Karpatoch.

Možnosti využívania kaolínovej suroviny na ložisku v Pukanci sú limitované dvoma momentmi, čo má pre produkty kaolinizácie andezitového vulkanizmu v stredoslovenskej aj vo východoslovenskej oblasti všeobecnú platnosť. Prvý sa dotýka veľkej variability v stupni rozkladu materských hornín, na čo poukazujú aj chemické analýzy kaolínu in situ a redeponovaných kaolinitových ílov (tab. 23, vz. 2, 4, 5). Druhý súvisí s vysokým obsahom Fe_2O_3 aj vo finálnych produktoch intenzívnej kaolinizácie. Vyplýva to z bilancie nepriaznivého obsahu Fe_2O_3 napriek vysokému odnosu alkálií a alkalických zemín (obr. 66).

Ostatné produkty kaolinizácie andezitov v stredoslovenských neovulkanických (Brusník, Halič — pozri kapit. 2.1.4.1.) predstavujú zachované relikt, pri ktorých niet pochybností o ich hypergénnom pôvode. Z ich lokalizácie a z úložných pomerov možno usudzovať, že kaolínové kôry zvetrávania na andezitoch a andezitových tufoch stredného Slovenska sa tvorili v niekoľkých fázach, za odlišných klimatických a geomorfologických podmienok (pozri kapit. 8.1.2.2.). Väčšinou podľahli deštrukcii, a tie, ktoré sa doteraz zistili, patria k zakrytým kôram zvetrávania.

Detailné geochemicko-mineralogické štúdium povrchových (recentných a subrecentných ?) kôr zvetrávania na andezitoch Poľany a Javoria potvrdilo ich bisialický charakter v zmysle G. PEDRA (1971) s prejavmi čiastočnej dealkalizácie a podradnej desilicifikácie (E. ŽÁKOVÁ 1984). Na mierne členitom reliéfe, prípadne reliéfe s pretiahnutými plochými vrcholmi je možné sledovať plynulý prechod od pôdneho pokryvu cez zónu úplného zvetrávania do zóny intenzívneho, slabého a počiatočného zvetrávania. Zákonitosti mineralogickej zonál-



Obr. 66 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri kaolinizácii produktov andezitového vulkanizmu na strednom (Pukanec) a východnom Slovensku (Petrovce) podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 8.

Tab. 23 Chemické analýzy materských hornín a produktov kaolinizácie andezitového vulkanizmu v stredoslovenských neovulkanitoch v oblasti Pukanca a vo východoslovenských neovulkanitoch v oblasti Poruby pod Vihorlatom a Petrovciem.

	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	57,22	46,97	43,20	41,84	52,02	56,80	76,33
TiO ₂	0,61	1,44	0,59	0,40	0,74	0,61	1,16
Al ₂ O ₃	17,68	30,86	34,94	32,46	24,25	18,81	25,17
Fe ₂ O ₃	3,19	2,18	3,35	1,64	3,61	7,20	8,72
FeO	2,04	2,50	—	3,19	0,36	—	—
MnO	0,10	0,033	stopy	0,04	—	0,09	0,09
MgO	2,50	0,40	0,40	1,82	0,41	3,41	0,81
CaO	7,09	0,28	0,94	1,40	1,00	6,93	1,95
Na ₂ O	2,62	0,04	0,08	0,20	0,36	1,60	0,42
K ₂ O	1,90	0,20	0,22	0,25	0,89	1,50	0,48
P ₂ O ₅	0,19	0,09	0,013	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,33	0,61	1,95	3,64	3,76	0,90	6,27
H ₂ O ⁺	2,01	13,22	14,40	12,92	12,67	1,65	8,26
Spolu	98,48	98,82	100,84	99,80	100,07	99,50	

1 — pyroxenický andezit, Uhliská sv. od Pukanca (J. FORGÁČ — G. KUPČO 1974); 2 — kaolinizovaný andezitový tuf, vrt VPC-80, hĺbka 79,2—83,0m; 3 — rovnako ako vzorka 2 frakcia pod 0,002 mm; 4 — kaolinitový íl redeponovaný, vrt PH-3, hĺbka 16 m (M. MIŠÍK et al. 1958); 5 — kaolinitový íl redeponovaný (J. ÁRENDÁRIK 1972); 6 — pyroxenické andezity Vihorlatu—Popriečneho (J. FORGÁČ — G. KUPČO 1974); 7 — produkty kaolinizácie pyroxenických andezitov a ich tufov Vihorlatu—Popriečneho (D. KRAJČOVIČOVÁ 1980 — analýza metódou RTG fluorescencie).

nosti vo vertikálnom smere sa na tomto type profilov výraznejšie nepotvrdili. Majú vždy polyminerálny charakter. Sporadicky sa zistila prítomnosť alofánu a halloyzitu.

Z hľadiska kaolinizácie sú pozoruhodnejšie povrchové aj zakryté kaolinové kôry zvetrávania na pyroxenických andezitoch vrchnej vulkanickej etáže Vihorlatu—Popriechneho na východnom Slovensku. Bez technických prác sa nepodarilo nájsť úplne zachovaný profil, na ktorom by bolo možné študovať vertikálnu mineralogickú zonálnosť. V oblasti Poruby pod Vihorlatom a Petrovci sa zistili zachované relikty kaolinových kôr zvetrávania, dosahujúce hrúbku 4—5 m. Ich regionálny vývoj s pôvodne značným plošným rozsahom sa potvrdil pri mineralogicko-geochemickom štúdiu sedimentárnej výplne východoslovenskej panvy (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978). Redeponované produkty tohto zvetrávania dosahujú v centrálnej časti podvihorlatskej oblasti, kde sú súčasťou najmladšieho súvrstvia (pont alebo ruman), hrúbku od 80 do 150 m, výnimočne až 220 m (pozri kapit. 7.1.4.).

Chemické analýzy kaolinizovaných andezitov, respektíve andezitových tufov na strednom a východnom Slovensku poskytujú vhodnú príležitosť na vzájomné porovnanie kaolinizačných procesov (tab. 23, obr. 66). Istá odlišnosť v bilancii kyslíčnikov súvisí s rozdielnou intenzitou zvetrávania v oboch porovnávaných regiónoch.

Podstatný rozdiel sa prejavuje predovšetkým v distribúcii TiO_2 , ktorý sa omnoho viac koncentruje v kaolinových kôrach zvetrávania Vihorlatu—Popriechneho (obr. 66). J. ČURLÍK (1980) tu uvádza rôzne morfológické formy rutilu a anatasu. Na ložisku v Pukanci bol zaznamenaný zvýšený obsah ilmenitu a rutilu (M. MIŠÍK et al. 1958). To znamená, že príčinu rozdielneho obsahu TiO_2 v produktoch kaolinizácie andezitov nemožno hľadať v materských horninách. Poukazuje na to nielen totožný obsah TiO_2 v analyzovaných čerstvých materských horninách (tab. 23, analýzy 1, 6), ale hlavne jeho blízky priemerný obsah ako v stredoslovenských (0,65 %), tak aj vo východoslovenských (0,73 %) andezitoch (K. KAROLUS 1970). Preto za skutočnú príčinu tohto javu považujeme rozdielnú intenzitu chemického zvetrávania počas kaolinizácie stredoslovenských a východoslovenských andezitov, ktorá neprebíhala súčasne (pozri kapit. 8.1.2.2.). Dobré s tým korešponduje výrazný rozdiel v obsahu Ti, zistený v redeponovaných produktoch kaolinizácie — v kaolinitových íloch východoslovenskej panvy ($7590 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$) a vnútorných kotlín na strednom Slovensku ($4601 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$) (I. KRAUS 1977).

Rozdielna intenzita kaolinizácie minerálov a vulkanického skla andezitov, respektíve tufov v porovnávaných oblastiach sa prejavila aj pri distribúcii (odnose) Fe_2O_3 , MgO , Na_2O_3 a K_2O , ktorý je na strednom Slovensku podstatne vyšší (obr. 66).

3.2.4.3. Bazalty a bazaltové vulkanoklastiká

Z hľadiska kaolinizácie nemajú ekonomický význam. Väčšiu dôležitosť získavajú pri určovaní spodnej hranice najmladšej fázy kaolinizácie hlavne pri predpo-

Tab. 24 Minerálne zloženie bazaltov Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny (A. MIHALIKOVÁ 1966).

Študovaná lokalita	Pinciná	Šíd	Šiatorošská Bukovinka
Typová lokalita podľa Mihalikovej (1966)	Podrečany	Bulhary	Radzovce
Názov horniny	alkalický olivínický bazanit (plagioklasový bazanitoid)	nefelínický bazanit	nefelínický bazanit
Štruktúra horniny	holokryštalicko-porfýrická	holokryštalicko-glomeroporfýrická	holokryštalicko-porfýrická
Olivín	2.30	17.50	6.70
Augit	0.10	21.90	6.90
Klinoenstatit	—	—	—
Rhönit	—	0.60	—
Nefelín	—	—	4.90
Plagioklas	22.90	1.50	11.50
Magnetit	0.10	3.40	30.30
Olivín	6.10	9.40	4.40
Pyrotín	6.70	13.80	5.40
Pargazit	—	1.10	—
Nefelín	0.80	16.60	7.75
Plagioklas	37.10	9.10	24.60
Palagonit	2.10	—	—
Sklo	6.40	—	16.10
Magnetit	15.40	5.10	10.80
Kalcit	—	—	0.65

klade, že sú vyvinuté na rádiometricky datovaných horninách (pozri kapit. 8.1.2.). Takéto boli predmetom nášho štúdia v Lučenskej kotlině a v Cerovej vrchovine. Materské horniny, na ktorých sú kaolínové kôry zvetrávania vyvinuté, patria k alkalickému olivínickému bazaltu a nefelínickému bazanitu. Štruktúra a modálne zloženie týchto hornín na študovaných lokalitách (Pinciná, Šíd, Šiatorská Bukovinka) približne zodpovedá typovým lokalitám, ktoré skúmala A. MIHALIKOVÁ (1966). Základná charakteristika je uvedená v tab. 24. Vyplýva z nej pozoruhodný fakt, že bazaltoidné horniny, na ktorých sa vytvorili mineralogicky najlepšie doložené kaolínové kôry zvetrávania, sa vyznačujú relatívne vysokým obsahom plagioklasov (výrastlice aj základná hmota) a sklovitej fázy. Plagioklasy zodpovedajú väčšinou labradoritu, ojedinele bytownitu. Ich vysoká hodnota indexu relatívnej stability (I_{ko}) v zmysle J. KONTU (1984.) zohráva dôležitú úlohu pri kaolinizácii bazaltov Západných Karpát aj v menej priaznivých klimatických podmienkach.

Kaolinit prítomný v kôrach zvetrávania bazaltov sa vyznačuje extrémne nízkym stupňom štruktúrnej usporiadanosti. Pri porovnávaní štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu na produktoch zvetrávania bazaltov rôzneho veku stanov-

ného pomocou rádiometrického datovania (Pinciná—pont, Šíd—rozhranie ruman/vilafrank) je zreteľná tendencia poklesu štruktúrnej usporiadanosti od starších k mladším.

V kaolinizovaných tufoch podrečianskej formácie na lokalite pri Pincinej sú prítomné pekne vyvinuté kryštály vermikulárneho typu (tab. XII, obr. 3). Ide o tuf alkalického olivinického bazaltu s veľmi vysokým zastúpením plagioklasov (tab. 24). Kaolinizované nefelinické bazanity lávového prúdu Bučon pri obci Šíd obsahujú mimoriadne jemnodisperzný a morfológicky nepravidelne ohraničený kaolinit (tab. XII, obr. 4).

Chemické analýzy bazaltov a produktov ich kaolinizácie v tab. 25 umožnili zostaviť diagram znázorňujúci bilanciu jednotlivých kyslíčnikov. Zo získaných výsledkov sa okrem iného dajú porovnať trendy migrácie alkálií a kovov alkalických zemín počas kaolinizácie andezitov a bazaltov (obr. 66, 67). Rýchlosť odnosu týchto prvkov sa u bazaltov v porovnaní s andezitmi až na jednu výnimku zvyšuje, čo je v súlade s vyššou hodnotou indexu relatívnej stability (I_{ko}) v zmysle J. KONTU (1984,) pri všetkých horninotvorných mineráloch, ktoré sa podieľajú na ich zložení (olivín, augit, labradorit, nefelín). Kyslíčniky s tendenciou k akumulácii, respektíve k slabému odnosu (TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , SiO_2) vykazujú u porovnávaných hornín trendy veľmi podobné.

3.3. Klíma počas vzniku kaolínových kôr zvetrávania

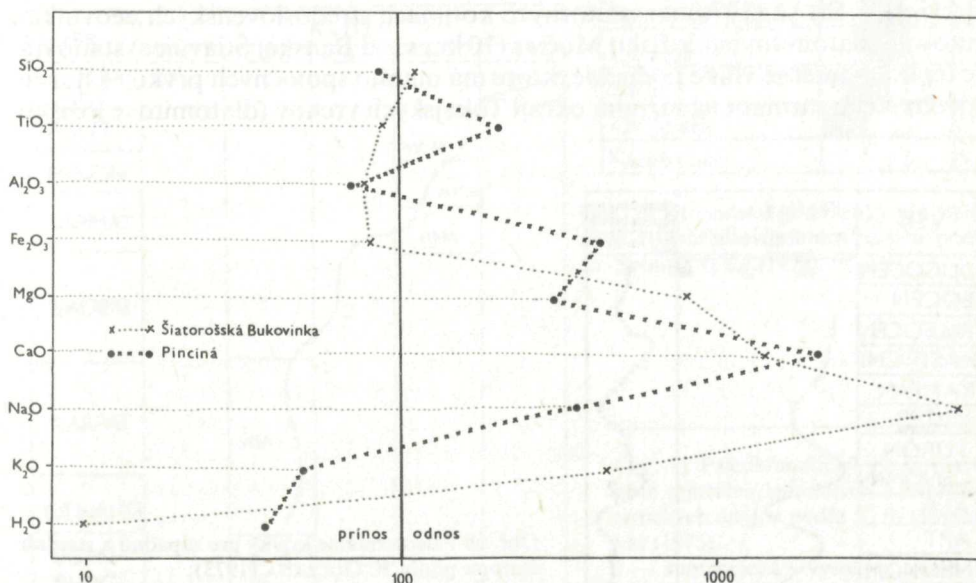
Na rekonštrukciu procesov a stanovenie fáz vhodných na tvorbu kaolínových kôr zvetrávania sú nevyhnutné znalosti o klimatickom vývoji západokarpatského regiónu. Doteraz vykonaná analýza kaolínov a kaolinizácie Západných Karpát neprinesla priame dôkazy o existencii kaolínových kôr zvetrávania pred spodným triasom. Celkový geotektonický vývoj a paleoklimatické podmienky v strednej a západnej Európe nasvedčujú, že obdobie počas kriedy a celého terciéru bolo najdôležitejšie pre priebeh zvetrávacích procesov aj pre formovanie kôr zvetrávania v západokarpatskej oblasti. Preto zameriavame pozornosť pri získavaní údajov o klimatickom vývoji Západných Karpát len na toto obdobie.

Na základe izotopovej analýzy kyslíka schránok belemnítov BOWEN (in G. BÁRDOSSI 1982) urobil paleotermálnu analýzu časti západoeurópskeho mezozoika a paleogénu. F. GÓCZÁN (1973) zostavil paleotermálnu krivku mezozoika a paleogénu strednej Európy na základe mikrofloristických údajov. Obidve krivky znázorňujúce vývoj klímy v strednej a v západnej Európe počas jury, kriedy a paleogénu sa relatívne dobre zhodujú (obr. 68). Pre eocén a oligocén sú už k dispozícii paleoklimatické mapy zostavené L. A. FRAKESOM a E. M. KEMPOM (1972) s podrobnými údajmi o teplote morskej vody získanými z izotopových analýz kyslíka, o teplote vzduchu z mikrofloristických údajov a o priebehu morských prúdov. Na ich základe možno v eocéne predpokladať vhodné klimatické podmienky pre vznik Al-lateritov, Ca-bauxitov a kaolínov až po 50—55° severnej a južnej zemepisnej šírky, s výnimkou aridných oblastí. Pohyb kontinentov v oligocéne zmenil priebeh morských prúdov, v dôsledku čoho sa klíma celkove ochladila a stala sa suchšou. G. BÁRDOSSI (1982) v tom vidí možnú príčinu prerušenia bauxitizácie v mediteránnej oblasti.

Tab. 25 Chemické analýzy materských hornín a produktov kaolinizácie bazaltového vulkanizmu Lučenskej kotliny a Cerovej vrchoviny.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	48,28	46,53	58,60	44,82	42,05
TiO ₂	2,33	1,84	1,16	0,74	2,29
Al ₂ O ₃	17,22	18,90	24,10	31,16	14,94
Fe ₂ O ₃	10,65	8,72	2,51	3,04	10,91
MnO	0,22	0,17	0,021	stopy	0,13
CaO	8,68	9,30	0,42	1,22	0,66
MgO	4,69	5,66	1,51	0,55	0,72
Na ₂ O	3,19	5,70	0,86	0,23	stopy
K ₂ O	1,70	1,85	3,31	0,37	0,42
P ₂ O ₅	0,19	—	0,09	0,03	—
H ₂ O ⁻	2,35	0,68	0,56	3,22	11,55
H ₂ O ⁺	0,29	0,35	6,64	14,19	6,66
Spolu	99,79	99,70	99,781	99,57	

1 — alkalický olivínový bazalt, Podrečany (A. MIHALIKOVÁ 1966); 2 — nefelinický bazanit Šiatorská Bukovinka (J. ČURLÍK 1980); 3 — kaolinizovaný tuf alkalického olivínového bazaltu typu Podrečany na lokalite Pinciná; 4 — rovnako ako vzorka 3, frakcia pod 0,002 mm; 5 — kaolinizovaný nefelinický bazanit Šiatorská Bukovinka (J. ČURLÍK 1980 — analýza metódou RTG fluorescencie). Vzorku 3 analyzoval GP Turčianske Teplice, vzorku 4 GÚ UK Bratislava.

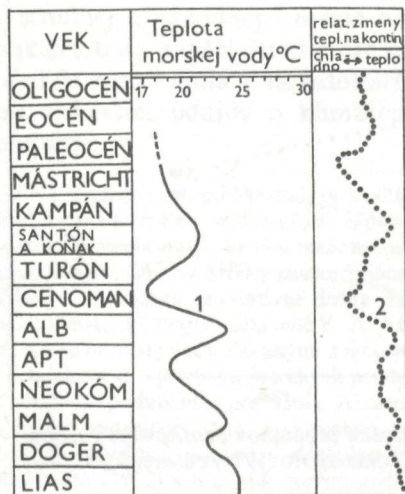


Obr. 67 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri kaolinizácii produktov bazaltového vulkanizmu v Cerovej vrchovine podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 25.

S týmito údajmi sú v relatívne dobrej zhode poznatky o veku Al-lateritov, Ca-bauxitov a kaolínov Európy publikované M. KUŽVARTOM — J. KONTOM (1968) a M. STÖRRUM et al. (1978). Vyplýva z nich, že najvhodnejšie podmienky pre ich vznik čiste z klimatického hľadiska sa na európskom kontinente vytvorili počas kriedy a paleogénu (obr. 69) a v Českom masíve počas vrchného karbónu, paleogénu a spodného miocénu (obr. 70).

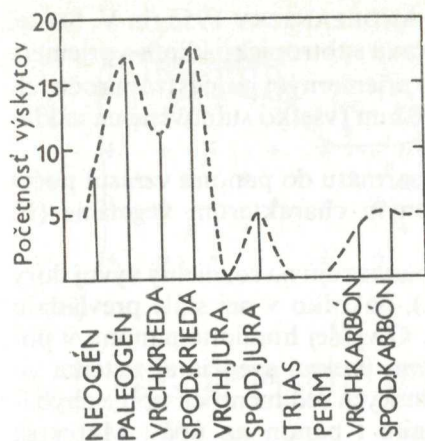
Najpodrobnejšie údaje o paleoklimatickom vývoji západokarpatskej oblasti počas neogénu pochádzajú zo zmien v zložení flóry, predovšetkým spóropelových spoločenstiev. Tieto zmeny súviseli s prenikaním arktoterciérnej flóry zo severu na naše územie a s ústupom tropickej flóry vplyvom celkového ochladenia. Keďže prenikanie chladnomilnejšej flóry je približne rovnaké v širšej oblasti našej zemepisnej šírky a je objektívne dané, flóra sa jej približne rovnako prispôsobuje. E. PLANDEROVÁ (1975) považuje ochladenie klímy v neogéne a v dôsledku toho zmenu flóry za hlavné kritérium posudzovania veku sedimentov, čo názorne vyjadruje krivka teploty zostavená pre neogén Západných Karpát na základe mikrofloristických údajov (obr. 71). Neskoršie E. PLANDEROVÁ (1978) stanovila v neogéne centrálnej paratetády osem mikrofloristických zón. Z ich rozboru vyplýva, že v neogéne oproti paleogénu dochádza k postupnému miernemu ochladzovaniu, ale napriek tomu z klimatického hľadiska boli počas celého miocénu vhodné podmienky pre kaolínové zvetrávanie. V pliocéne a v pleistocéne sa klíma výrazne ochladzuje a stáva sa aridnou.

V spodnom a v strednom sarmate máme možnosť vzájomne konfrontovať poznatky o klimatickom vývoji aj pomocou makrofloristických výskumov (listy drevín). V. SITÁR (1970) vo vnútorných kotlinách stredoslovenských neovulkanitov na diatomitovom ložisku Močiar (10 km s. od Banskej Štiavnice) stanovuje teplé a pomerne vlhké podnebie, ktoré má mnoho spoločných prvkov s flórou maďarského sarmatu na južnom okraji Tokajských vrchov (diatomitové ložisko



Obr. 68 Paleotermálne krivky pre západnú a strednú Európu podľa F. GOCZÁNA (1973);

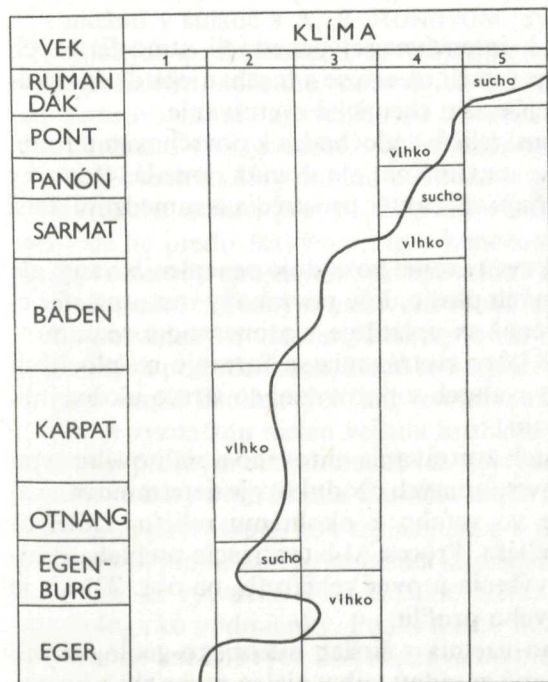
1 — teplota morskej vody pre západnú Európu stanovená z izotopovej analýzy kyslíka schránok belemnitov; 2 — teplota vzduchu pre strednú Európu stanovená z mikrofloristických údajov.



Obr. 69 Početnosť výskytov ložísk kaolínov, Al-lateritov a Ca-bauxitov rôzneho veku v Európe podľa M. KUŽVARTA — J. KONTU (1968).

Geolog. vek	Klíma			
	veľ:teplo a vlhko	teplo a vlhko	teplo a sucho	chladno
Pleistocén				
Neogén				
Paleogén				
Vrch. krieda				
Spod. krieda				
Malm				
Doger				
Lias				
Vrch. trias				
Str. trias				
Spod. trias				
Tübing				
Saxón				
Autun				
Vrch. karbón				
Spod. karbón				
Devón				
Silúr				
Ordovik				
Kambrium				

Obr. 70 Klimatické podmienky pre kaolínné zvetrávanie Českého masívu podľa M. STÖRRA et al. (1978).



←
Obr. 71 Paleoklimatický vývoj v neogéne centrálnej paratetády z mikrofloristických údajov podľa E. PLANDEROVEJ (1975).

1 — subtropická s vysokým obsahom arkticko-terciérnej flóry; 2 — subtropická mediteránna, relatívne teplá; 3 — subtropická studenšia; 4 — mierne teplá; 5 — mierne studená.

Erdöbénye), prípadne v oblasti Balatonu. G. ANDREÁNSZKY 1955 (in V. SITÁR 1970) tu predpokladá počas celého sarmatu pravú subtropickú klímu s priemernou ročnou teplotou v rozmedzí 15—17°C a s priemerným množstvom ročných atmosférických zrážok v rozmedzí 1000—1500 mm (všetko stanovené na základe princípu aktualizmu).

V peľovom spektre postupne od vrchného sarmatu do panónu vzrastá počet tried, ktoré indikujú suchšiu klímu so stepným charakterom vegetácie (E. PLANDEROVÁ 1978).

Spóropeľové spektrá panónu v Maďarsku poukazujú na rozdielny vývoj flóry v porovnaní s údajmi E. PLANDEROVEJ (l. c.), nakoľko v nej stále prevládajú humídne subtropické triedy (E. NAGY 1958). O vyššej humidite panónu v porovnaní so sarmatom, prípadne s jeho určitými úsekmi svedčia aj zistenia vo viedenskej panve, kde stepné elementy v panónskych sedimentoch úplne chýbajú, alebo sú prítomné len zriedkavo. Rovnako i panón na úpätí Matry sa vyznačuje značnou prevahou lesných foriem nad formami stepnými (THENIUS 1959, in J. ČINČURA 1970).

3.4. Charakter reliéfu a tektonika na kaolínových kôrach zvetrávania

Charakter reliéfu a tektonika sa vždy považujú za rozhodujúci činiteľ zvetrávacích procesov a osobitne sa vyzdvihuje jeho úloha pri lateritových alebo kaolínových kôrach zvetrávania.

V členitom reliéfe nedochádza k intenzívnejšej penetrácii atmosférických zrážok cez materské horniny, zvyšuje sa účinok erózie a mechanická dezintegrácia hornín prebieha omnoho rýchlejšie ako chemické zvetrávanie.

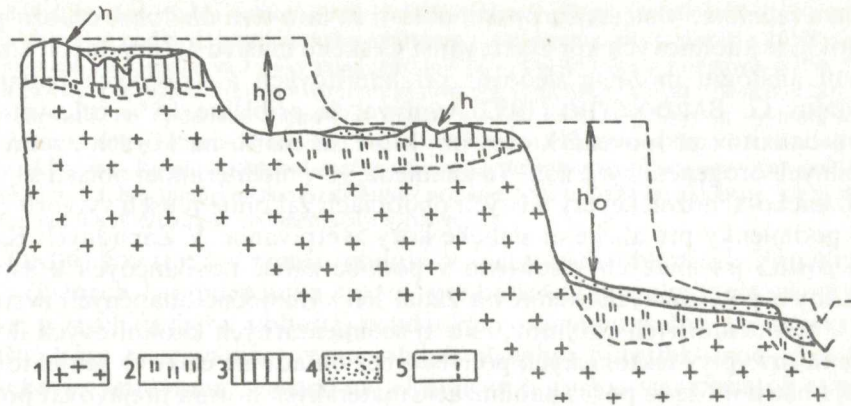
Na nečlenitom (peneplenizovanom) reliéfe nedochádza k povrchovému ron, penetrácia atmosférických zrážok je maximálna, ale drenáž pomalá. Roztoky uvoľňujúce sa pri hydrolyze ovplyvňujú charakter prostredia a zamedzujú ďalší rozklad materských minerálov.

Ideálne podmienky pre chemické zvetrávanie poskytuje peneplenizovaný, ale súčasne mierne členitý reliéf náhorných plošín, kde povrchový ron atmosférických zrážok nie je veľmi silný a drenáž sa uplatňuje v primeranom rozsahu.

Hrubšie a dokonalejšie vyvinuté kôry zvetrávania sa formujú na plochých hrebeňoch a miernejšie uklonených svahoch v porovnaní so strmo uloženými, kde sú redukované, prípadne chýbajú.

Konkrétna analýza reliéfu v kôrach zvetrávania alitového a sialitového typu ukazuje, že celková distribúcia novovzniknutých produktov je determinovaná aj polohou erozívnej bázy denudácie vo vzťahu k okolitému reliéfu. Dôležitú úlohu zohráva stupeň prevýšenia reliéfu. Proces Al-lateritizácie prebieha optimálne, ak hodnota relatívneho prevýšenia úrovne reliéfu (h_0 na obr. 72) nie je väčšia ako celková hrúbka lateritového profilu.

Celkový tektonický vývoj daného územia v širších historicko-geologických súvislostiach (geotektonický vývoj) má zásadný vplyv nielen na priebeh hyper-



Obr. 72 Schéma vývoja kôry zvetrávania v závislosti od reliéfu terénu. Upravené podľa J. P. SELIVERSTOVA (1983).

1 — materská hornina; 2 — produkty sialického zvetrávania; 3 — produkty alického zvetrávania; 4 — nespevnené klastické povrchové produkty zvetrávania; 5 — paleoreliéf; h — výška reliéfu; h_0 — relatívne prevýšenie úrovne reliéfu.

génnych procesov, ale aj na celkový charakter sedimentov litosféry. Ak hodnotíme jeho význam prostredníctvom krajných štruktúrnych modelov v klasických alebo v novších koncepciách (platformy-geosynklinály; zóny stability-mobility), možno v súlade s A. B. RONOVM (1983) konštatovať, že pri tých istých klimatických podmienkach sa vzájomne od seba odlišujú nielen rozdielnym petrografickým zložením materských hornín, hrúbkou, minerálnym zložením kôr zvetrávania, ale aj rýchlosťou denudácie, sedimentácie, hrúbkou sedimentov, zmenami v diageneticko-epigenetickom štádiu, vulkanizmom a pod.

Takýto univerzálny pohľad prirodzene presahuje rámec predkladanej práce, ale na druhej strane práve v Západných Karpatoch existujú dobré možnosti, aby sme ho predovšetkým v mezo-kenozoickej ére aspoň pri sledovaní niektorých problémov spojených s formovaním kaolínových kôr zvetrávania najmä v konfrontácii s Českým masívom mohli aplikovať v konkrétnejšej podobe.

Za potvrdený a všeobecne akceptovaný môžeme považovať názor o veľmi priaznivých podmienkach, ktoré sa na platformných formáciách Európy vytvorili pre vznik kaolínových kôr zvetrávania v mezo-kenozoickej ére. Mnohé z nich sa vyznačujú nielen veľkou hrúbkou a vysokým stupňom zrelosti, ale aj značným plošným rozsahom. K ich najvýznamnejším predstaviteľom patria aj kaolínové kôry zvetrávania Českého masívu. V strednej Európe západokarpatský región potvrdzuje, že v tej istej ére a v podstate za tých istých klimatických podmienok prebiehala hypergénna kaolinizácia aj v geosynklinálnej zóne najmä tam, kde sa vytvorili či už lokálne alebo krátkodobo priaznivé tektonicko-morfologické podmienky. Podľa nášho názoru, tento veľký rozdiel v kvantite aj v kvalite kaolínových kôr zvetrávania medzi platformami a geosynklinálami v mezozoicko-kenozoickej ére nie je spojený s klímou, ale v prvom rade s tekto-

nikou a reliéfom. V stredoeurópskej oblasti sa táto téza dá dobre doložiť práve na príklade kaolíkových kôr zvetrávania Českého masivu a Západných Karpát.

Istú analógiu môžeme sledovať pri lateritových a krasových bauxitoch. Z údajov G. BÁRDOSSYHO (1982) vyplýva, že približne 15 % celosvetových zásob bauxitov zodpovedá krasovým, ktoré sa tvorili na kôrach zvetrávania mobilných orogenetických zón. To znamená, že v mediteránnej oblasti sa počas mezozoicko-kenozoickej éry v istých obdobiach zákonite museli vytvoriť priaznivé podmienky pre alické aj sialické kôry zvetrávania. V Západných Karpatoch zostali po alických svedkovia v podobe zatiaľ nebilančných krasových bauxitov a po sialických svedkovia zatiaľ len výnimočne bilančných zvetrávacích a sedimentárnych kaolínov, ako aj sedimentárnych kaolinitových ílov.

Samotný vplyv tektonických pohybov bez ohľadu na celkový geotektonický vývoj oblasti môže sa počas kaolinizácie materských hornín prejavovať pozitívne aj negatívne. Pozitívne sa prejavuje rozpukáním horniny, jej kataklázou, mylonitizáciou a fylonitizáciou, čo všetko uľahčuje zvetrávanie do väčšej hĺbky a niekedy podmieňuje vznik lineárnej kôry zvetrávania. Často sa udáva, že sericit mylonitov a fylonitov má vzhľadom na šupinkovitý habitus v porovnaní s nepremenými živcami väčší povrch schopný reakcie. Pozitívne sa prejavuje aj väčšia schopnosť penetrácie atmosférických zrážok pri monoklinálnych štruktúrach a pri subhorizontálnom usmernení, hlavne metamorfovaných hornín.

3.4.1. Charakter reliéfu Západných Karpát

Najlepšie možnosti študovať zdedené formy reliéfu Západných Karpát poskytuje obdobie neogénu, zatiaľ čo predneogénny vývoj reliéfu je dostupný pre priamu rekonštrukciu len v erózne ohraničenom južnom okraji bazálnych konglomerátov eocénu pozdĺž severného okraja Slovenského rudohoria. M. LUKNIŠ (1964) usudzuje, že erózia odstránila pred transgresiou eocénu z povrchu vnútorných Západných Karpát viac tisíc metrov hrubú vrstvu mezozoických hornín veporických príkrovov a tatrickej série. Na erodovanom povrchu sa na viacerých miestach zachovali krasové bauxity, ktoré sú najstarším spoľahlivým dokladom lateritického zvetrávania na peneplenizovanom reliéfe Západných Karpát.

E. MAZÚR (1964) rozlišuje v reliéfe Západných Karpát počas neogénu zvyšky troch zarovnaných povrchov, ktoré priraduje k trom vývojovým etapám.

Za najstaršie morfológicky sledovateľné zvyšky reliéfu považuje väčšinou silne tektonicky a erózne deformované rozčlenené horské chrby a hrebene zachované v jednotlivých pohoriach v najvyšších nadmorských výškach, podľa čoho ich označuje ako vrcholové rovne (vrcholové niveau). Situuje ich do vrchného bádenu až sarmatu, prípadne panónu (po atickú fázu) a ich reliktu uvádza prakticky vo všetkých jadrových pohoriach tatrika, ako aj v pohoriach veporika a gemerika, kde ich považuje za zvyšky plochého reliéfu, ktorý po deštrukcii v spodnom bádene dospel v sarmate a začiatkom panónu do pokročilého štádia zvetrávania. Predpokladaná hrubá kôra zvetrávania

v ďalších obdobiach podľahla v celom profile deštrukcii a na zvyškoch vrcholovej rovne vystupuje na povrchu skalný podklad, postihnutý iba kvartérnym zvetrávaním (R. ONDRÁŠIK 1970).

Zachovalejšie a častejšie sú zvyšky mladšieho reliéfu v podobe mierne zvlnených plošín alebo širokých plochých chrbátov, ktoré sa tvorili počas pontu (po rodanskú fázu) ako dôsledok zarovňavania predpontského vyklenutia Západných Karpát en bloc za atickej fázy. Sú vyvinuté 300—400 m, miestami 600—700 m pod úrovňou vrcholových rovni a E. MAZÚR (l. c.) ich označuje ako stredohorské rovne. Reliéf na nich bol značne tektonicky deformovaný diferenciačnými pohybmi. Niektoré jeho časti boli intenzívnejšie vyzdvihnuté, prípadne vyklenuté alebo uklonené, iné relatívne poklesli a nadobudli charakter sedimentačných panví.

R. ONDRÁŠIK (l. c.) v tomto období v niektorých oblastiach Západných Karpát (južných ? — poznámka autora) predpokladá prevahu zvetrávania nad eróziou, v iných (jadrové pohoria) usudzuje na pomery opačné. Domnieva sa, že plošné kôry zvetrávania v tomto období dosahovali hrúbku nad 10 m a lineárne kôry zvetrávania, viazané na tektonické poruchy, viac desiatok m a lokálne až nad 100 m.

Pomerne najľahšie sledovateľným eróznym povrchom v celej oblasti Západných Karpát sú pruhy plochého územia vyvinuté pozdĺž všetkých väčších tokov, v úrovni 70—80 až 120—150 m nad morom, považované za úpätnú plochu — pediment, ktoré sa formovali počas pliocénu a E. MAZÚR (l. c.) ich označuje termínom poriečne rovne. Vznikli ako následok nového celkového vyklenutia Západných Karpát v rodanskej fáze. Tento pohyb bol vnútorne výraznejšie diferencovaný ako za predošlej atickej fázy. Relatívna výšková diferenciácia často prevyšuje hodnotu 500—600 a vo vnútri vyklenutia dosahuje až okolo 1000 m. Intenzívnou eróziou boli rozrušované najmä vyzdvihnuté kryhy, z ktorých toky vynášali hrubý materiál a ukladali v prilahlých poklesnutých kotlinách a prikarpatkých nížinách. Oproti tomu miernejšie vyzdvihnuté územia boli pomerne ľahko upravované subaerickou modeláciou na tzv. poriečne rovne. Kôry zvetrávania v nich dosahujú menšiu hrúbku ako v stredohorských, prípadne vysokohorských rovinách. Táto sa pohybuje od niekoľkých m pri plošných do niekoľkých 10-tok m pri lineárnych kôrach zvetrávania. Koncom pliocénu bol ďalší vývoj poriečnej rovne prerušený novými pohybmi valašskej fázy, ktorá znamenala už len mierne vyklenutie a slabšiu vnútornú diferenciáciu reliéfu.

K uvedenej schéme sa žiada doložiť poznámku, že zarovnané povrchy nemusia byť vždy fixované v uvedenej časovej a priestorovej následnosti. Pochovávanie a exhumovanie niekdajších povrchov zarovňavania a tektonické denivelácie spôsobujú, že rôzne staré povrchy zarovňavania sa mohli zachovať v rozličných výškach (M. LUKNIŠ 1964). Okrem toho sa v týchto predstavách neberie do úvahy väčšia diferenciácia pohybov od juhu k severu a počas horotvorných fáz sa počíta len s celkovým vykleňovaním karpatského oblúka en bloc.

3.4.2. Charakter reliéfu a tektonika na kaolínových kôrach zvetrávania vnútorných Západných Karpát

Získané výsledky o geologicko-ložiskových pomeroch, minerálnom zložení a géneze kaolínových kôr zvetrávania vyvinutých na granitoidoch a metamorfizovaných vnútorných Západných Karpát dovoľujú vysloviť jeden z kľúčových poznatkov predkladanej práce: zásadný vplyv na formovanie a zachovanie kaolínových kôr zvetrávania mal charakter reliéfu determinovaný celkovým tektonickým vývojom. V prvom rade na to poukazuje rozdielne minerálne zloženie,

hrúbka a plošný rozsah produktov zvetrávania zachovaných na granitoidoch jadrových pohorí tatrika na strane jednej a na granitoidoch a metamorfitech veporika, respektíve gemerika na strane druhej, čo sa podrobnejšie rozvedie v nasledujúcich kapitolách.

3.4.2.1. Granitoidy jadrových pohorí tatrika

Na granitoidoch jadrových pohorí zachované kôry zvetrávania väčšej hrúbky mohli byť študované v Malých Karpatoch a v Žiari. Podľa geomorfologických kritérií v zmysle E. MAZÚRA (1964) predstavujú zachované reliktly zvetrávania stredohorských, prípadne vysokohorských rovni.

Kôry zvetrávania v Malých Karpatoch napriek značnej hrúbke a relatívne vysokému stupňu premeny materských hornín neobsahujú kaolinit. Hodnoverné dôkazy o kaolínovom zvetrávaní granitoidov Malých Karpát zatiaľ neposkytujú ani ílové sedimenty vyvinuté na ich periférii v podunajskej panve, kde sa zatiaľ nepotvrdil ich kaolinitový charakter. Považujeme za pravdepodobné, že kôra zvetrávania na granitoidoch Malých Karpát sa tvorila na silne peneplenizovanom, málo členitom reliéfe s pomalou drenážou infiltrujúcich vôd, čo podmienilo slabý výnos alkálií a alkalických zemín a vhodné podmienky predovšetkým pre vznik illitu a len lokálne montmorillonitu, respektíve chloritu.

Granitoidy Žiaru sú dosiaľ jediné zo všetkých jadrových pohorí, na ktorých sa zachovali reliktly kaolínovej kôry zvetrávania. Prakticky v celom ich profile je stabilne prítomný kaolinit, ale pritom má ešte stále vedúce postavenie illit. Považujeme za dokázané, že na granitoidoch Žiaru sa pôvodne formovala kaolínová kôra zvetrávania s vedúcim postavením kaolinitu. Zachované reliktly predstavujú iba jej spodnú, koreňovú časť. Vrchná časť bola redeponovaná do priľahlej Turčianskej a pravdepodobne aj Hornonitrianskej kotliny. Dôkazy o tom podávajú výskyty sedimentárnych kaolínov v bezprostrednom okolí zachovaných reliktov eluviálnych granitových pieskov a štrkov. Okolnosť, že práve na granitoidoch jadrového pohoria Žiar sa zachovali reliktly primárnej kôry zvetrávania poukazuje podľa nášho názoru na jeho odlišný tektonický vývoj v porovnaní s ostatnými jadrovými pohoriami tatrika.

Osobitný tektonický vývoj pri zvetrávaní granitoidov jadrových pohorí sme zaznamenali aj v Tribči, ale predovšetkým v Malej Magure, prípadne Suchom. Sedimentárne kaolíny redeponované zo zdrojovej oblasti granitoidov Tribča (lokalita Jedľové Kostofany), ale najmä významne zastúpené sedimentárne kaolíny v bezprostrednej blízkosti granitoidov Malej Magury (lokality Bojnica a Kanianka) jednoznačne dokazujú pôvodnú prítomnosť kaolínových kôr zvetrávania aj na týchto jadrových pohoriach.

Vo všetkých ostatných sa nezistili zachované kôry zvetrávania. V produktoch recentného a subrecentného zvetrávania plagioklasov v povrchových odkryvoch granitoidov sa zistil celkove v nepatrnom množstve zastúpený v prvom rade illit, zriedkavejšie montmorillonit a chlorit (M. HARMAN 1982).

Na základe rozdielneho charakteru reliéfu a tektonického vývoja je možné pri formovaní kôr zvetrávania v jadrových pohoriach Západných Karpát predpokladať viaceré varianty:

a) Málo členitý reliéf nevytvoril ani pri relatívne intenzívnom chemickom zvetrávaní vhodné podmienky pre kaolinizáciu (Malé Karpaty).

b) Pôvodne vhodný reliéf a priaznivý tektonický vývoj umožnil vznik prevažne monosialickej kôry zvetrávania, ktorá bola následne z podstatnej časti deštruovaná a zachovali sa len jej koreňové časti (Žiar).

c) Pôvodne vhodný reliéf umožnil vznik prevažne monosialickej kôry zvetrávania, ale celkove menej priaznivý tektonický vývoj spôsobil jej úplnú deštrukciu (Tribeč, ale hlavne Malá Magura, prípadne Suchý).

d) Pôvodne nevhodný reliéf a nepriaznivý tektonický vývoj dovoľujú predpokladať iba existenciu bisialickej kôry zvetrávania s následnou úplnou deštrukciou. (Pravdepodobne všetky ostatné jadrové pohoria.)

Z prognózneho hľadiska si zasluhujú pozornosť jadrové pohoria a na ich periférii sa nachádzajúce neogénne kotliny, ktoré zodpovedajú variantu b) a c).

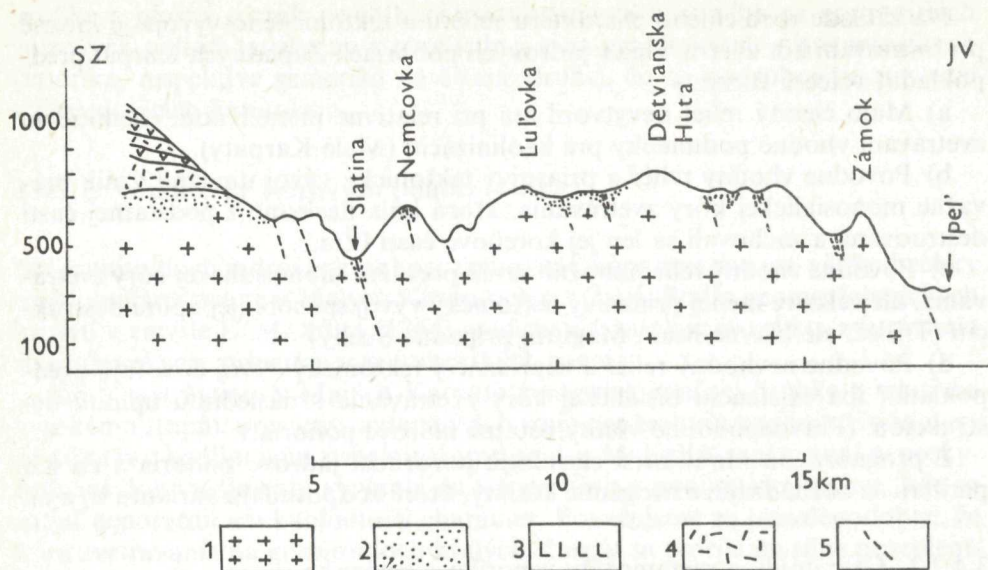
3.4.2.2. Granitoidy a metamorfity veporika a gemerika

Zachované kôry kaolínového zvetrávania vyvinuté na granitoidoch a metamorfitoch veporika a gemerika sa študovali na početných lokalitách, z ktorých viaceré majú ako jediné v Západných Karpatoch ekonomický význam. Podľa geomorfologických kritérií v zmysle E. MAZÚRA (1964) predstavujú zachované reliqky zvetrávania stredohorských, respektíve vysokohorských rovní.

Na veporickom granitoidnom masíve sú na mnohých miestach dobre zachované kôry zvetrávania, na čo v minulosti upozornili M. LUKNIŠ (1964) a R. ONDRÁŠIK (1970). Názorný je príklad ilustrujúci zachovanú fosilnú kôru zvetrávania priamo na povrchu veporického granitoidu a v podloží andezitov a andezitových vulkanoklastík stratovulkánu Poľany v z. časti Slovenského rudohoria pri Detsvianskej Hute (obr. 73).

Mineralogickým výskumom sa potvrdilo, že všetky kôry zvetrávania zachované na veporickom granitoidne majú kaolinický charakter, vždy s vedúcim postavením kaolinitu, napriek tomu, že ich podstatná časť podľahla počas dlhého geologického vývoja deštrukcii. Všetky uvedené okolnosti poukazujú veľmi presvedčivo na to, že sa formovali v porovnaní s kôrami zvetrávania na granitoidoch jadrových pohorí tatrika za odlišného tektonického režimu. Počas neho sa tu vytvoril priaznivý reliéf pre regionálnu kaolinizáciu. Prognózný význam je napriek tomu málo pravdepodobný. Dal by sa očakávať iba v prípade, ak by produkty kaolinizácie boli konzervované tektonicky alebo sedimentárno-vulkanickým komplexom ešte pred vrchným bádénom, čo ale z paleogeografického vývoja Západných Karpát počas staršieho miocénu neprichádza do úvahy.

Najpriaznivejšie morfologicko-tektonické podmienky v celom západokarpatskom regióne sa vytvorili pri kaolínovom zvetrávaní metamorfítov obalovej



Obr. 73 Schematický profil západnej časti Slovenského rudohoria so zachovanými reliktnými kôry zvetrávania podľa R. ONDRÁSIKA (1970).

1 — granitoidy veporického masívu; 2 — relikty kôry zvetrávania; 3 — andezity stratovulkánu Poľany; 4 — andezitové pyroklastiká stratovulkánu Poľany; 3-4 vrchný bádén-spodný sarmat; 5 — poruchové zóny.

série veporika a mladšieho paleozoika gemerika južne od veporického granitoidného masívu, v miestach násunu gemerika na veporikum pozdĺž lubenícko-margecianskej línie (obr. 8). Zachovali sa tu najrozsiahlejšie a najkvalitnejšie kaolínové kôry zvetrávania. Najrozsiahlejšie na sericitických metakremencoch a najkvalitnejšie na metaryolitoch.

Na význam reliéfu a tektoniky počas kaolinizácie sericitických metakremencov, fylitov a metaryolitov poukázal V. HANO (in V. HANO — M. IVANČENKO 1980). Spočíval v prvom rade v násune gemerika na veporikum počas subhercínskej fázy (vrchná krieda). Na ložisku Horná Prievrana sa v stykovej zóne dá sledovať niekoľko šupín metamorfítov gemerika presunutých na metamorfity obalovej série veporika (obr. 8). Najväčší hĺbkový účinok hypergénnej kaolinizácie sa prejavil v šupinách, kde dochádzalo k rozšíreniu puklín. Bezprostrednejší vplyv na priebeh kaolinizácie sa pripisuje štajerskej fáze vrásnenia s vyvrcholením na rozhraní bádenu a sarmatu. Mala germanotypný charakter s uplatnením zlomov a veľmi priaznivo ovplyvnila prípravu hornín disjunktívnymi štruktúrami na pôsobenie hypergénnych procesov. Tvorili sa hrasti, podliehajúce najintenzívnejšej kaolinizácii, ale následne aj rýchlej deštrukcii s krátkym transportom prívalovými vodami do blízkych depresíí. Dôkazom je súvrstvie kaolinitových pieskov (sedimentárnych kaolínov) v oblasti Vyšný Petrovec—Tovík (obr. 8, 17).

Morfotektonický vývoj územia potom v rozhodujúcej miere určuje možnosti pre zachovanie kaolíkových kôr zvetrávania. Najväčšie by mali byť v blízkosti lubenicko-margecianskej tektonickej línie a v bezprostrednom podloží sedimentov poltárskeho súvrstvia najmä tam, kde metamorfity gemerika po násune na obalovú sériu veporika neboli zakryté morskými sedimentmi egeru lučenského súvrstvia (obr. 48).

Pri ďalšom vyhľadávaní kaolíkových kôr zvetrávania na metaryolitoch sa musia brať do úvahy dve okolnosti:

— Metaryolity majú v pôvodnom vulkanicko-sedimentárnom súvrství gemerika iba podradné zastúpenie. Tvoria telesá orientované súhlasne s násunovou líniou gemerika na veporikum, pozdĺž ktorej sa dostali počas štajerskej fázy k dosahu zvetrávacích procesov.

— Pre zachovanie kaolíkových kôr zvetrávania na metaryolitoch sa museli vytvoriť priaznivé morfológicko-tektonické podmienky.

3.4.2.3. Stanovenie reliéfu a tektoniky pri kaolinizácii granitoidov pomocou fosílnych stôp po štiepení U v apatite

Pri úvahách o geomorfologickom vývoji a zvetrávacích procesoch sa doteraz vychádzalo z predstavy o vykleňovaní Západných Karpát en bloc hlavne počas miocénu, ale zreteľnejšie sa tieto pohyby v rámci jednotlivých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát nediferencovali (M. LUKNIŠ 1964, E. MAZÚR 1964, J. ČINČURA 1970, R. ONDRÁŠIK 1970).

V našich predošlých prácach sa podstatný rozdiel v minerálnom zložení a v technologických vlastnostiach kaolínov Českého masívu a Západných Karpát zdôvodňoval absenciou intenzívnejšej kaolinizácie granitoidov jadrových pohorí tatrika (I. KRAUS — V. HANO 1976, I. KRAUS — I. HORVÁTH 1978). Príčina tohto javu sa zdôvodňovala nepriaznivým vývojom reliéfu počas vykleňovania Západných Karpát v miocéne, ale v podrobnostiach zostal neobjasnený.

V predkladanej práci potvrdzuje systematickejšie štúdium kaolíkových kôr zvetrávania na granitoidoch a kryštalických bridliciach tatrika, respektíve veporika a gemerika na zásadný rozdiel medzi nimi v hrúbke, celkovom rozšírení a v minerálnom zložení. Takúto diferenciáciu nie je možné vysvetliť rozdielnym minerálnym zložením materských hornín alebo odlišným klimatickým vývojom v jednotlivých fázach ich vzniku.

Ako rozhodujúci činiteľ rozdielného vývoja kaolinizácie materských hornín v jednotlivých tektonických jednotkách vnútorných Západných Karpát prichádza do úvahy charakter reliéfu determinovaný celkovým geotektonickým vývojom a s ním priamo spojená dĺžka pôsobenia hypergénnych procesov (faktor času podľa M. KUŽVARTA 1969). Z predložených výsledkov vyplýva, že kaolíkové kôry zvetrávania na granitoidoch a metamorfitech veporika a gemerika sa vyznačujú v porovnaní s kôrami zvetrávania granitoidov tatrika vyšším stup-

ňom chemickej a mineralogickej zrelosti, čo znamená, že sa museli formovať v podstatne dlhšom časovom intervale.

Hrúbka kôry zvetrávania a jej minerálne zloženie patrí k dôležitým, ale vždy len k nepriamym dôkazom poukazujúcim na rozdielny geotektonický a časový vývoj v porovnávaných tektonických jednotkách. Priame dôkazy o poslednej tepelnej zmene hlbínnej horniny (v našom prípade granitoidov, na ktorých sa tvorili kaolínové kôry zvetrávania) poskytujú fosilne stopy po spontánnom rozpade ^{238}U a indukovanom rozpade ^{235}U v apatite, ktoré sa zachovávajú pri teplote 100—140 °C (NAESER in J. KRÁL 1983). To znamená, že datovanie pomocou fosilných stôp po štiepení U v apatite sa vzťahuje na prechod horniny cez túto teplotnú úroveň. Schladnutie pod jej úroveň mohol spôsobiť pri hlbinných horninách tektonický výzdvih. Preto takto stanovený vek apatitu (F — T vek) v granitoidoch možno interpretovať ako vek ich výzdvihu (G. A. WAGNER — G. M. REIMER 1972, J. BURCHART 1972). Súčasne z tohto údajaja možno získať informácie o morfológii reliéfu, dĺžke zvetrávania, erózie a o celkovom geotektonickom a paleogeografickom vývoji v študovanej jednotke.

Prvé reprezentatívnejšie výsledky F-T veku apatitov publikovaných J. KRÁLOM (1977) poukazujú na významný rozdiel v tektonickej histórii (výzdvihu) medzi granitoidmi veporika a granitoidmi jadrových pohorí tatrika (tab. 26). Vek výzdvihu stanovený na základe F-T veku apatitov granitoidov veporického plutónu možno situovať do vrchnej kriedy (priemerný vek okolo 75 mil. rokov). Naproti tomu výzdvih granitoidov severnejšie sa nachádzajúcich jadrových pohorí (Malá Fatra, Veľká Fatra, Vysoké Tatry) sa pohybuje v rozmedzí 10—22 mil. rokov a prebiehal počas miocénu. Prechodné postavenie medzi obidvoma skupinami zaujímajú granitoidy Nízkych Tatier a Žiaru, s vekom okolo 50 mil. rokov, čo dokumentuje ich výzdvih v eocéne.

Na základe týchto stanovení sa ukazuje vo veľmi reálnom svetle názor o asymetrickom výzdvihu karpatského oblúka: jeho externé, severnejšie časti boli vyzdvihnuté podstatne neskôr ako centrálna časť veporika (J. KRÁL 1982). Nízke Tatry a Žiar, tvoriace v tomto ponímaní akúsi zónu, mali aj počas výzdvihu celého oblúka od juhu na sever prechodné postavenie.

Uvedená predstava, najmä čo sa týka veľkej diferenciacie vo výzdvihu medzi granitoidmi Nízkych Tatier a ostatnými granitoidmi jadrových pohorí na severnom okraji tatrika, veľmi dobre súhlasí s paleogeografickými údajmi získanými na základe sedimentologických (R. MARSCHALCO 1968, P. GROSS 1971) aj paleontologických kritérií (D. ANDRUSOV — E. KÖHLER 1963, E. KÖHLER 1975).

Zhodu medzi rozdielnym vekom výzdvihu a rozdielnym rozšírením, hrúbkou a minerálnym zložením kaolínových kôr zvetrávaných na granitoidoch veporika a jadrových pohorí tatrika možno formulovať nasledovne: vo vútorných Západných Karpatoch sa kaolínové kôry zvetrávania najlepšie formovali a zachovali na granitoidoch, respektíve metamorfotoch veporika a gemerika v dôsledku priaznivého reliéfu, čo súvisí s celkovým geotektonickým vývojom a dlhým obdobím vhodným pre priebeh zvetrávacích procesov. Hodnovernosť tohto poznatku zvýrazňujú pomery, ktoré sa zistili pri zvetrávaní granitoidov

Tab. 26 Výsledky F-T datovania apatitu z granitoidov Západných Karpát podľa J. KRÁLA (1977).

Jednotka	(Pohorie) lokalita	Vek v mil. rokov
Jadrové pohoria tatrika	Považský Inovec	15
	+Žiar	49
	+Žiar	46
	+Žiar	52
	+Žiar	44
	+Tribeč	23
	+Malá Fatra	10
	Malá Fatra — Dubná skala	25 ± 18
	Veľká Fatra — Smrekovica	22 ± 3
	Vysoké Tatry — Roháče	15 ± 2
	Vysoké Tatry — Roháče	10 ± 2
	Vysoké Tatry — Hrebienok	10 ± 2
	+Vysoké Tatry — Roháče	15
	Nízke Tatry, prašivský typ	52 ± 9
Nízke Tatry, prašivský typ	37 ± 5	
+Čierna Hora	14	
Veporikum	Chyžné	53 ± 7
	Hrončok, typ „Hrončok“	84 ± 18
	cesta Čierny Balog—Hriňová, typ „Sihla“	54 ± 7
	Dobroč	84 ± 7
	Podkriváň	89 ± 10

+ Nepublikované údaje podľa J. KRÁLA (1985 — ústne oznámenie).

jadrových pohorí tatrika. Jediný relikť kaolínovej kôry zvetrávania sa zistil na granitoidoch Žiaru, kde vek výzdvihu na základe výsledkov datovania apatitov pomocou fosílnych stôp po štiepení U sa od ostatných jadrových pohorí severnej línie podstatne odlišuje a dosahuje v priemere hodnoty okolo 50 mil. rokov (J. KRÁL — ústne oznámenie); tab. 26.

3.4.2.4. Neovulkanity

Kaolínové kôry zvetrávania na neovulkanických horninách možno z morfolo-gicko-tektonického hľadiska zaradiť k samostatnému typu, ktorý sa vo viacerých smeroch odlišuje od kôr zvetrávania vyvinutých na granitoidoch a metamorfitech vnútorných Západných Karpát. Podľa geomorfologických kritérií v zmysle E. MAZÚRA (1964) predstavujú zachované relikty zvetrávania stredohorských, ale hlavne poriečnych rovní. Najčastejšie sa formovali a ostali zachované na andezitoch a bazaltoch, respektíve ich vulkanoklastikách, len sporadicky na ryolitoch a ryolitových tufoch.

Tie z nich, ktoré predstavujú zachované relikty zvetrávania stredohorských rovní, sa tvorili prevažne v staršom miocéne za priaznivých klimatických podmienok. Vyznačujú sa relatívne vysokým stupňom chemickej a mineralogickej

zrelosti, napriek tomu však obyčajne nedosahujú v profiloch in situ väčšiu hrúbku, ale nachádzajú sa iba v podobe sporadicky zachovaných reliktov v podloží mladších sedimentov (Pukanec, Brusník, Halič — kapit. 2.1.4.). Naproti tomu kaolínové kôry zvetrávania, patriace k zachovaným reliktom poriečnych rovní, sa tvorili v mladšom miocéne, a dokonca aj v pliocéne už za podstatne nepriaznivejších klimatických podmienok. Poukazuje na to nízky stupeň ich chemickej a mineralogickej zrelosti, ale napriek tomu dosahujú v profiloch in situ značnú hrúbku, ktorá niekedy môže prevyšovať hrúbku ekvivalentných kôr zvetrávania stredohorských rovní. Súvisí to s tým, že kôry zvetrávania poriečnych rovní sa tvorili v čase, keď veľká časť starších kôr zvetrávania stredohorských rovní bola už eróziou prevažne odstránená (R. ONDRÁŠIK 1970).

V tomto kontexte nemožno len na základe vysokej frekvencie a hrúbky zachovaných najmladších fosílnych kôr kaolinického typu robiť ďalekosiahle závery týkajúce sa intenzity zvetrávacích procesov v spomínanom období. Zachovali sa jedine v dôsledku priaznivých morfológicko-tektonických podmienok a formovali sa až do monosialického štádia vďaka materským horninám, v ktorých sú prítomné minerály s extrémne vysokou hodnotou indexu relatívnej stability (I_{ko}) v zmysle J. KONTU (1984₁).

4. Genéza hydrotermálnej kaolinizácie Západných Karpát

V neovulkanických pohoriach východokarpatského masívu v Gutinskom pohorí na Zakarpatskej Ukrajine, v južnej časti Tokajských vrchov v MĽR, ako aj v pohorí Harghita v RĽR sú dávnejšie známe viaceré ťažené kaolínové ložiská hydrotermálneho pôvodu (V. I. LEBEDINSKIJ — V. V. TARASENKO 1973, G. NEACSU — V. NEACSU 1980, E. NEMECZ 1981). Podobne v Západných Karpatoch jedine v neovulkanických pohoriach stredného a východného Slovenska sa ukazujú potenciálne možnosti výskytu kaolínových ložisk hydrotermálneho pôvodu.

Z analýzy geologicko-mineralogických pomerov tých výskytov, ktoré sme zaradili k tomuto genetickému typu, sa dajú doteraz posúdiť iba niektoré vlastnosti a viaceré ešte nie sú objasnené. Súvisí to okrem iného s nízkym stupňom preskúmanosti jednotlivých vulkanických formácií, ktorých premenu nie je možné sledovať bez väčšieho počtu technických prác, menovite vrtných.

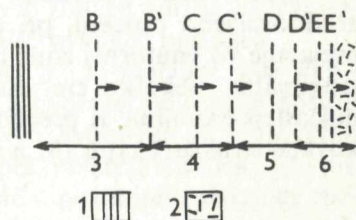
V tomto období nie sú ešte prvoradá náhľady na spôsob vzniku alterovaných produktov vulkanických hornín rôzneho petrografického zloženia, ale predovšetkým je potrebné vyčleniť minerálne asociácie a stanoviť ich časovú aj priestorovú distribúciu.

4.1. Zonálnosť

Ložiská kaolínov hydrotermálneho pôvodu bývajú spravidla súčasťou hydrotermálne alterovaných hornín, v ktorých je možné sledovať istú zákonitosť

v distribúcii ílových, ale aj ostatných autigénnych minerálov. Spôsob formovania zonálnosti sa vysvetľuje z rôznych pozícií. Väčšina názorov vychádza z predpokladu, že pôvodný kyslý charakter hydrotermálnych roztokov sa postupnou infiltráciou cez okolité horniny spojenou s rozkladom horninotvorných minerálov stáva viac alkalický.

Podľa T. S. LOVERINGA (1949) zonálne usporiadanie hydrotermálnej alterácie hornín je možné vysvetliť buď jednorazovým pôsobením postupne sa meniacich roztokov, alebo pôsobením viacerých fáz v dlhšom časovom intervale, pričom hrúbka každej externejšej zóny sa bude postupne znižovať. Ide o predstavu tzv. synchronnej zonálnosti s viac-menej generálnym vývojom, ktorú vyjadruje schéma na obr. 74.



Obr. 74 Schéma synchronnej zonálnosti podľa R. H. SALESA — C. MEYERA in G. T. VOLOSTNYCH (1972).

1 — výstup hydrotermálnych roztokov; 2 — nerozložený monzonit; 3 — sericitová zóna; 4 — kaolinitová zóna; 5 — montmorillonitová zóna; 6 — chloritová zóna.

Počas ďalšieho podrobného výskumu sa ukázalo, že aj napriek jestvovaniu určitej zákonitosti v distribúcii minerálov hydrotermálne alterovaných zón takého statické chápanie celého procesu neumožňuje vysvetliť viaceré odchýlky od uvedeného modelu. Patrí k nim: prítomnosť sericitu v externej a chloritu v internej zóne (F. C. BONORINO 1959); absencia kaolinitovej zóny (J. FORGÁČ 1965, V. RADZO 1972); obrátená postupnosť v distribúcii ílových minerálov od internej k externej zóne podľa schémy — ílové sľudy → montmorillonit → halloyzit → kaolinit (C. ANDREATTA 1949); prítomnosť naložených metasomatických procesov, keď minerály vnútornej zóny, formujúce sa v acidnom prostredí, sú nahradzované minerálmi externých zón vznikajúcich v alkalickom prostredí — kaolinit chloritom, kaolinit montmorillonitom alebo zeolitmi.

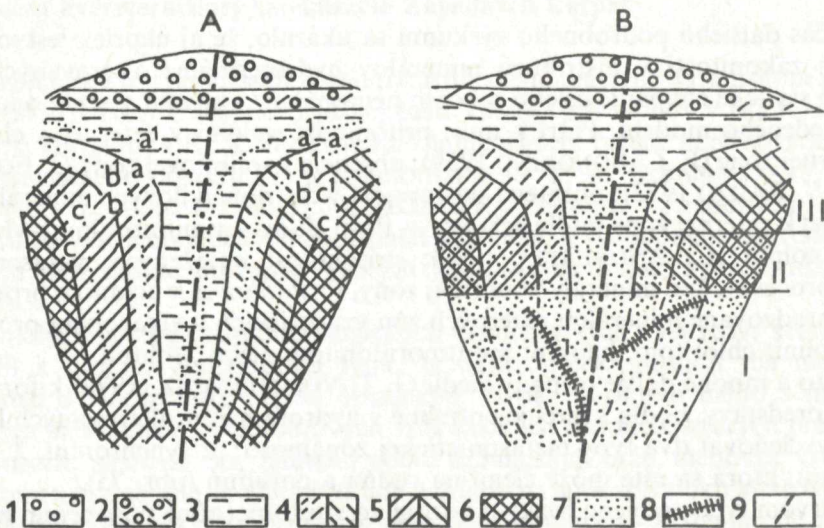
Tieto a mnohé ďalšie prípady viedli G. T. VOLOSTNYCHA (1972) k formulovaniu predstavy, podľa ktorej je potrebné v hydrotermálne alterovaných horninách vyčleňovať dva typy metasomatickej zonálnosti: 1. synchronnú, 2. topochrónnu, ktorá sa ešte môže členiť na rudnú a porudnú (obr. 75).

V prvom type prebieha rozklad hornín vo vnútornej zóne pôsobením hydrotermálnych roztokov s nízkou hodnotou pH — dochádza k ich intenzívnemu vylúhovaniu v kyslom prostredí za vzniku ílových minerálov, ktoré sú v takomto prostredí stabilné (najčastejšie kaolinit). Vo vonkajších zónach dochádza postupne k rovnovážnemu stavu medzi hydrotermálnymi roztokmi a okolitou horninou. Roztoky nadobúdajú alkalickú reakciu. Formujú sa minerály stabilné v alkalickom prostredí — chlority, montmorillonit, karbonáty a pod. Distribúcia autigénnych minerálov v hydrotermálne alterovaných horninách je aj

v tejto etape kontrolovaná gradientom pH, koncentráciou komponentov uvoľňujúcich sa z okolitých hornín a teplotou. Hranice vnútorných zón (a^1 , b^1 , c^1) sa posúvajú za vonkajší okraj, kde zaujímajú pozície a, b, c (obr. 75), čím sa dajú vysvetliť zóny prechodného zloženia.

Počas topochrónnej — rudnej metasomatózy nadobúdajú hydrotermálne roztoky alkalickú reakciu, čo sa prejavuje najčastejšie prínosom K^+ , Mg^{2+} , Fe^{3+} , Na^+ . Minerály, formujúce sa v predošlej etape v kyslom prostredí, budú metasomaticky nahradzované minerálmi, pre ktoré je charakteristické alkalické prostredie. Pri K-metasomatóze, ktorá sa často uplatňuje v neovulkanických komplexoch, vzniká adulár, ílové sludy a interstratifikované štruktúry typu IM; pri Na-metasomatóze albit a zeolity. V prípade silnej rudnej metasomatózy môžu byť minerály predrudnej etapy úplne nahradené.

Topochrónna — porudná metasomatóza sa odohráva v záverečnom štádiu zrudňovacieho procesu, pri nízkej teplote a zvýšenej acidite. Najčastejšie sa prejavuje vo vnútornej zóne na styku s rudným telesom, kde dosahuje hrúbku maximálne niekoľko cm. Raným minerálom porudnej metasomatózy býva najčastejšie kaolinit. K prechodným (neskorším) patria ílové sludy, interstratifikované štruktúry typu IM a montmorillonit.



Obr. 75 Schéma synchronnej (A), respektíve topochrónnej rudnej a topochrónnej porudnej zonálnosti (B) podľa G. T. VOLOSTNYCHA (1972).

1—2 — zóny solfatarového klobúka; 3 — zóna silného vylúhovania (kaolinitová); 4—5 — zóny mierneho vylúhovania s autigénnymi minerálmi vznikajúcimi v alkalickom prostredí; 7 — aureola topochrónnej rudnej metasomatózy: silná (I), mierna (II), slabá (III); 8 — zóna topochrónnej porudnej metasomatózy; 9 — dislokácie; a^1 , b^1 , c^1 , a, b, c — posúvanie zón počas synchronnej predrudnej metasomatózy.

4.2. Hydrotermálna a hypergénná kaolinizácia

Na väčšine primárnych kaolínových ložísk nachádzajúcich sa na granitoidoch a metamorfovaných horninách nebývajú vážnejšie ťažkosti so stanovením podmienok, za ktorých sa formujú. Základné znaky, ktoré nadobúdajú tieto horniny pri povrchovom zvetrávaní, umožňujú u väčšiny pomerne spoľahlivo stanoviť ich pôvod. Majú predovšetkým: a) regionálne rozšírenie; b) charakteristickú vertikálnu zonálnosť; c) od povrchu so vzrastajúcou hĺbkou klesajúci stupeň rozkladu s postupným prechodom do čerstvej materskej horniny.

Na viacerých kaolínových ložiskách, najmä vo vulkanických oblastiach, sa na rozklade materských hornín podieľajú hydrotermálne procesy tak zreteľne, že o ich pôvode tiež niet väčších pochybností. Býva to najmä v pásmach s recentnou vulkanickou činnosťou, v dislokovaných zónach vulkanických formácií, prípadne v okolorudných hydrotermálne alterovaných pásmach.

Sú známe aj prípady, najmä v starších vulkanických formáciách, kde spojitost medzi produktmi rozkladu rôzneho zloženia a hydrotermálnou činnosťou už nie je tak zjavná, prípadne je prekrytá povrchovým zvetrávaním. V takýchto prípadoch je potrebné pozorne zvažovať všetky aspekty charakteristické ako pre hydrotermálnu, tak aj pre hypergénnu kaolinizáciu a postihnúť existujúce rozdiely: a) v tvare ložísk; b) v zákonitostiach distribúcie minerálnych asociácií; c) v migrácii komponentov pri rozklade hornín; d) vo fyzikálnych vlastnostiach hornín.

Tvar ložísk

Dobre známe a najčastejšie využívané rozdiely v tvare ložísk formujúcich sa účinkom hypergénnych a hydrotermálnych procesov v nedostatočne odkrytých, a hlavne v nedostatočne ložiskovo preskúmaných (ohraničených) oblastiach, k akým patria aj neovulkanity Západných Karpát, nemusia vždy priniesť jednoznačné dôkazy. Napriek tomu za hlavné kritérium v tomto smere je vhodné považovať lineárny tvar produktov hydrotermálnej alterácie s väzbou na dislokované pásma a silicitové zóny.

Zákonitosti distribúcie minerálnych asociácií

Rozdielnú distribúciu minerálnych asociácií vznikajúcich pri povrchovom zvetrávaní a hydrotermálnej alterácii považujeme za významný indikátor objasňujúci genetickú príslušnosť produktov rozkladu materských hornín. Pri zvetrávaní granitoidov a kryštalickej bridlic sa v miernom humídnom klimatickom pásme často tvorí typický dvojzložkový profil: vrchná zóna s prevahou kaolinitu, spodná s variabilnou prímiesou montmorillonitu, respektíve illitu.

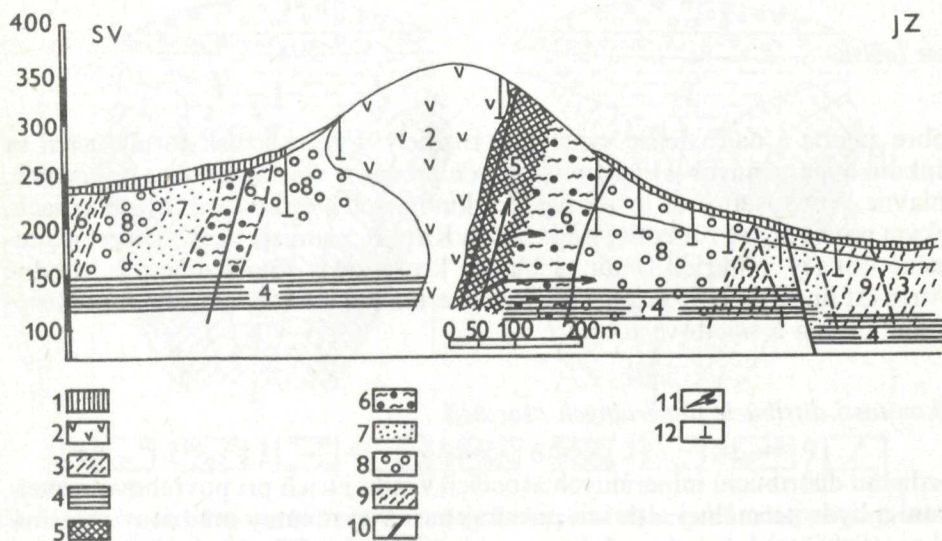
Samotná postupnosť zón v kaolínových kôrach zvetrávania sa na prvý

pohľad zhoduje s metasomatickými minerálnymi asociáciami počas synchronnej etapy. Podstatný rozdiel spočíva v tom, že synchronná hydrotermálna alterácia sa od distribúcie ílových minerálov v kôre zvetrávania odlišuje symetrickou horizontálnou zonálnosťou okolo centrálnej, najčastejšie silicitovej zóny (obr. 76).

Pri hydrotermálnej alterácii v druhom štádiu počas topochrónnej rudnej metasomatózy dochádza k naloženému procesu, ktorý má charakter alkalickej metasomatózy. Práve kombinácia štádií predrudného acidného vylúhovania a rudnej alkalickej metasomatózy podstatným spôsobom diferencuje distribúciu minerálnych asociácií počas hydrotermálnej alterácie a povrchového zvetrávania.

Uvedené zákonitosti distribúcie minerálnych asociácií, umožňujúce väčšinou spoľahlivo diferencovať obidva procesy, bývajú niekedy prekryté hypergénnym zvetrávaním hornín postihnutých hydrotermálnou alteráciou v dôsledku uvoľňujúcej sa kyseliny sírovej pri rozklade primárnych sulfidov. Proces býva označovaný ako sírnokyslé zvetrávanie (N. M. KUŽELNYJ — Z. B. KUŽELNAJA 1980, J. ČURLÍK — J. FORGÁČ 1983) alebo kyslé vybielenie hornín, respektíve kyslá alterovaná oblasť (D. E. WHITE et al. 1964, D. M. WHITEBREAD 1976, R. SCHOEN et al. 1974).

Rozklad hornín v týchto podmienkach prebieha účinkom descendentných vôd v prostredí, ktoré zodpovedá kyslému vylúhovaniu v synchronnom štádiu počas hydrotermálnej alterácie. Charakteristická je nízka hodnota pH (spravid-



Obr. 76 Geologický profil kaolínového ložiska Királyhegy pri Máde (MLR) podľa E. NEMECZA et al. (1963).

1 — skryvka; 2 — ryolit; 3 — lapilový ryolitový tuf; 4 — ryolitový tuf; 5 — silicitová zóna; 6 — kaolinitová zóna; 7 — montmorillonitová zóna; 8 — rectoritová zóna; 9 — ryolitový tuf s illitom; 10 — dislokácie; 11 — cesty výstupu hydrotermálnych roztokov; 12 — vrty.

la sa uvažuje s hodnotou pH 4). G. A. THOMPSON — D. E. WHITE (1964) zistili hodnotu pH 3,5. Z autigénnych minerálov mávajú vedúce postavenie alunit, kaolinit a jarozit. Vertikálny dosah tejto asociácie od povrchu determinuje viacej faktorov; najčastejšie sa dá sledovať do hĺbky 20—40 m (D. E. WHITE-READ 1976, J. ČURLÍK — J. FORGÁČ 1983).

V takýchto oblastiach je zložité správne diferencovať produkty hydrotermálnej alterácie spôsobené účinkom ascendentných roztokov a sírnokyslého zvetrávania účinkom descendentných vôd. Poukazuje na to vertikálna zonálnosť v oblasti recentných horúcich minerálnych prameňov Steamboat Springs v Nevade, kde sa na povrchu formuje silicitová zóna a pod ňou postupne smerom k čerstvej hornine zóna alunitová, kaolinitová a montmorillonitová (R. SCHOEN et al. 1974). Za činiteľov alterácie sa považujú descendentné minerálne vody s vysokým obsahom kyseliny sírovej, ktoré sa tvorili oxidáciou H_2S v podpovrchových podmienkach za spoluúčasti mikroorganizmov. Sírovodík sa dostával k povrchu ascendentnými horúcimi minerálnymi vodami hlbínnej cirkulácie meteorických vôd.

Migrácia prvkov pri rozklade

Rozdielnosť podmienok, za ktorých prebieha povrchové zvetrávanie a hydrotermálna alterácia, by sa mala prejavovať aj pri migrácii jednotlivých prvkov, respektíve komponentov z hornín pri ich rozklade a tvorbe autigénnych, hlavne ílových minerálov.

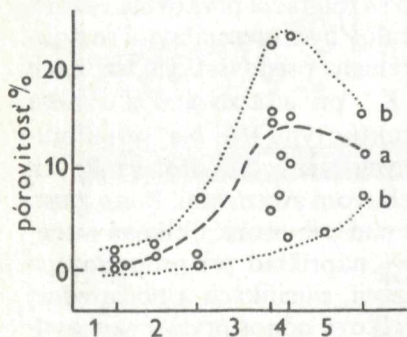
Kôra zvetrávania predstavuje otvorený systém, v ktorom dochádza najmä vo vrchných častiach k odnosu takmer všetkých zložiek. Hydrotermálna alterácia prebieha za určitých podmienok takmer v uzavretom systéme, kde sa v jednotlivých etapách mení hodnota pH roztokov. Preto sa migrácia prvkov na rozdiel od hypergénnych procesov počas rozkladu minerálov hydrotermálnymi roztokmi vyznačuje: a) menším odnosom; b) prínos prebieha predovšetkým v zónach najväčšieho rozkladu — SiO_2 pri silicifikácii, K^+ pri adularizácii a vzniku ílových slúd, respektíve interstratifikovaných štruktúr typu IM, Na^+ pri albitizácii, Mg^{2+} , Fe^{2+} pri chloritizácii atď. V otvorených častiach hydrotermálnych žíl ide o systém otvorený, podobne ako pri povrchovom zvetrávaní. Preto aj pri hydrotermálnej alterácii celkove prevláda odnos nad prínosom. Celková intenzita odnosu je variabilná, od relatívne nízkej — napríklad pri propylitizácii a K-metasomatóze až po vysokú — pri sericitizácii, silicifikácii a počiatkovej tvorbe ílových minerálov. Vo väčšine prípadov celkový odnos prvkov sa v hydrotermálne alterovaných zónach pohybuje od 3 do 8 g-ekv., na 100 cm^3 horniny (C. MEYER — J. HEMLEY in Ch. BARNES ed. 1970); c) ak sa neberú do úvahy pod bodom b) uvedené procesy albitizácie a karbonatizácie, Ca^{2+} a Na^+ sú vždy intenzívne odnášané; d) prínos prvkov počas topochrónnej — rudnej metasomatózy (predovšetkým K^+) môže zodpovedať najintenzívnejšej rudnej mineralizácii; e) prínos metalických prvkov býva najvyšší vo vnútorných zónach (G. T. VOLOSTNYCH 1972).

Ak sa pri rozklade hornín kombinujú obidva diskutované procesy, spravidla sa tieto rozdielne trendy v migrácii jednotlivých prvkov nedajú využiť na spoľahlivé a jednoznačné rozlíšenie povrchového zvetrávania a hydrotermálnej alterácie. Súvisí to hlavne s tým, že počas zvetrávania sa odnáša značný počet prvkov, ktoré už boli skôr odnášané počas jednotlivých etáp hydrotermálnej alterácie (D. H. WHITEBREAD 1976). K jednej z viacerých možných výnimiek patrí podľa našich poznatkov prínos, respektíve odnos K^+ , na základe ktorého je možné vzájomne diferencovať hydrotermálnu alteráciu a povrchové zvetrávanie.

Fyzikálno-mechanické vlastnosti hornín

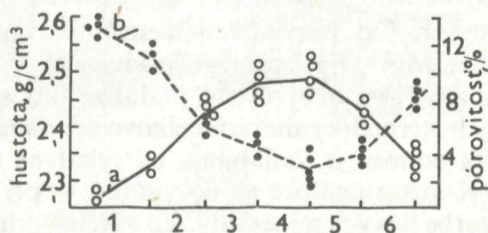
Horniny prítomné v kôrach zvetrávania sa vyznačujú celkovo vysokou pórovitosťou, ktorá vzrastá vo vrchných zónach najintenzívnejšieho rozkladu, kde môže dosahovať viac ako 50 %. Hydrotermálne alterované horniny majú najvyššiu pórovitosť v centrálnej zóne; smerom k externej a k internej pórovitosti klesá (obr. 77). Celkovo pórovitosť hydrotermálne alterovaných hornín zriedkavo dosahuje hodnoty $> 20\%$, spravidla sa pohybuje okolo 10 % (G. T. VOLOSTNYCH 1972). Vzťah medzi pórovitosťou a hustotou znázorňuje obr. 78.

Horniny postihnuté hydrotermálnou alteráciou sú v porovnaní s horninami kôr zvetrávania podstatne pevnejšie. Vysokú pevnosť hydrotermálne alterovaných hornín spôsobuje: a) nižšia viskozita termálnych oproti chladným vadóznym vodám; b) okolnosť, že horniny počas hydrotermálnej alterácie sa nedostanú do štádia mechanickej dezintegrácie; c) agregáty ílových minerálov a relikty materských hornín sú cementované najčastejšie kremeňom, silicitmi, respektíve karbonátmi.



Obr. 77 Zmena pórovitosti hydrotermálne alterovaných hornín podľa E. W. TOOKERA (1963 in CH. BARNS ed. 1970).

a — priemerné hodnoty, b — maximálne a minimálne hodnoty, 1 — vonkajšia zóna, 2, 3, 4 — prechodné zóny (centrálne), 5 — vnútorná zóna.



Obr. 78 Vzťah medzi pórovitosťou (a) a hustotou (b) hornín podľa G. T. VOLOSTNYCHA (1972).

1 — chloritová zóna (vonkajšia); 2 — chloritovo-montmorillonitová zóna; 3 — montmorillonitovo-kaolinitová zóna; 4 — montmorillonitovo-kaolinitovo-šamozitová zóna; 5 — kaolinitovo-šamozitová zóna; 6 — šamozitovo-kremenná zóna.

4.3. Izotopický výskum

Pri objasňovaní vzniku mnohých kaolínových ložísk a alterovaných zón s prevahou ílových minerálov vystupuje stále viac do popredia snaha získať exaktné kritériá, k akým patrí práve izotopický výskum pre objektívnu diferenciaciu hypogénnych a hypergénnych procesov.

Prvé aplikácie izotopického výskumu vodíka a kyslíka v geovedných disciplínach sa dotýkajú práve ílových minerálov a z nich hlavne kaolinitu. Sledovaním pomeru izotopov D/H a O^{18}/O^{16} kaolinitu, dickitu, halloyzitu a montmorillonitu alterovaných hornín na porfýrových ložiskách Cu Severnej a Južnej Ameriky sa získali poznatky, ktoré umožnili odlišiť hypergennú a hydrotermálnu alteráciu okolitých hornín, a tým aj ílových minerálov (S. M. F. SHEPPARD et al. 1969). Íly hypergénného pôvodu sú všeobecne obohatené izotopom ^{18}O a majú o niečo nižší pomer D/H ako íly hypogénneho pôvodu. Pri výskume ílových minerálov v alterovaných zónach amerických Cu-porfýrových ložísk sa potvrdil hypogénny pôvod montmorillonitu a dickitu; kaolinit má hypergenný pôvod. Okrem toho sa potvrdilo, že hydrotermálne roztoky, pôsobením ktorých sa tvorili ílové minerály, obsahovali istý podiel meteorickej vody (na ložisku Butta minimálne 50–90 %), pričom kaolinit a montmorillonit sa pri hydrotermálnej alterácii živcov tvorili pri teplote 350 °C.

Nové znalosti o genéze kaolínových ložísk na základe izotopického výskumu prináša až obdobie posledných rokov (K. MARUMO et al. 1982, Ch. MURREJ — D. DŽENSSSEN 1984). Vychádza sa v nich z poznatku S. M. SAVINA — S. EPSTEINA (1970), že izotopické zloženie kaolinitu je determinované izotopickou výmenou a atmosférickými vodami v podmienkach relatívne slabého koeficientu frakcionácie — $\delta^{18}O$, ktorý je možné stanoviť podľa vzťahu:

$$\delta^{18}O = \left[\frac{^{18}O/^{16}O \text{ vzorky}}{^{18}O/^{16}O \text{ štandardu}} - 1 \right] \cdot 1000$$

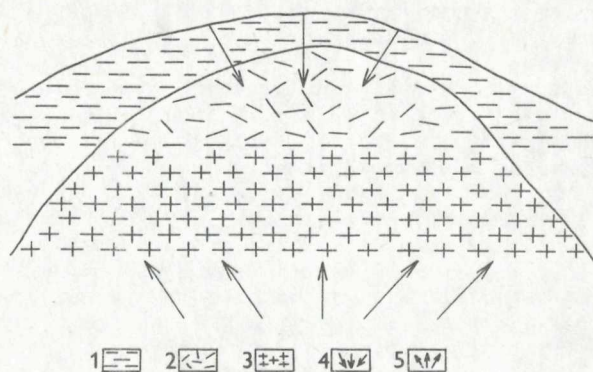
Ďalej sa potvrdilo, že koeficient frakcionácie δD , ktorý je možné stanoviť podľa vzťahu:

$$\delta D = \left[\frac{D/H \text{ vzorky}}{D/H \text{ štandardu}} - 1 \right] \cdot 1000$$

je sám o sebe nie veľmi citlivý na teplotu v oblasti pod 250 °C (K. MARUMO et al. 1982). Naproti tomu koeficient frakcionácie izotopu kyslíka na základe meraní vzoriek z oblastí s recentnou hydrotermálnou činnosťou zodpovedá aktuálnej teplote a stáva sa kľúčom na rozlíšenie produktov hydrotermálnej a hypergéennej kaolinizácie.

Na základe hodnoty $\delta^{18}O$ Ch. MURREJ — D. DŽENSSSEN (1984) rozdelili kaolinitové minerály z významných svetových kaolínových ložísk do troch skupín. V prvej sa nachádzajú kaolíny hydrotermálneho pôvodu s nízkymi hodnotami $\delta^{18}O$. Zo známych kaolínov strednej Európy sem patrí ložisko Királyhegy v Maďarsku. Do druhej skupiny sa zaradili ložiská prechodného postavenia, pri ktorých je možné predpokladať kombináciu hydrotermálnej alterácie aj povrchového zvetrávania s hodnotou $\delta^{18}O$ okolo 14,40. Pre nás je z nich významné ložisko halloyzitu Maungaparerua na Novom Zélande, kde H. MURRAY et al. (1977) predpokladajú jeho vznik kombináciou hypogénnych

a hypergénnych procesov podľa schémy na obr. 79, ktorá v niektorých smeroch zodpovedá pomerom na jz. okraji Kremnických vrchov. Do tretej skupiny patria ložiská zvetrávacie a sedimentárne, kde sa v úplnej väčšine pohybuje hodnota $\delta^{18}\text{O}$ v rozmedzí 15—19.



Obr. 79 Možný priebeh kaolinizácie v západokarpatských neovulkanitoch podľa schémy H. H. MURRAYA et al. (1977);

1 — skryvka; 2 — kaolín; 3 — slabo kaolinizovaný ryolit; 4 — descendentné povrchové vody spôsobujúce hypergénnu kaolinizáciu; 5 — ascendentné termálne vody spôsobujúce hydrotermálnu kaolinizáciu.

4.4. Stredoslovenské neovulkanity

Existencia hydrotermálnej kaolinizácie v stredoslovenských neovulkanitoch je podľa nášho názoru spoľahlivo doložená. Doteraz získané poznatky tvoria v tejto oblasti najpodrobnejšie prepracovaný model, na základe ktorého sa môže pristupovať k ďalšiemu štúdiu tejto problematiky. Pri jeho koncipovaní vychádzame z vlastných (Kremnické vrchy), respektíve prevzatých poznatkov (Javorie), ktorým dávame jednoznačnejšiu interpretáciu.

Otvorenou zostáva otázka praktického významu kaolinitických produktov hydrotermálnej alterácie. Za najzávažnejší problém základného výskumu považujeme možnosť objektívneho rozlišovania hydrotermálnej kaolinizácie a kaolínového zvetrávania.

4.4.1. Kremnický rudný rajón

Kremnický rudný rajón (pole) definoval a ohraničil M. BÖHMER (1966). Ide o systém žíl a žilných pásiem ssv.-jjz. smeru, v ktorom možno vyčleniť: a) severné okrajové pásmo, ktoré sa vyznačuje j. od Horného Turčeka hydrotermálnou alteráciou okolitých hornín a starými kutacími prácami; b) centrálné pásmo

s mineralizáciou Au, Sb žíl I. a II. žilného systému; c) južné okrajové pásmo so sporadickým výskytom Au, Sb žíl a mineralizáciou Hg v oblasti Čertovho vrchu, pri Dolnej Vsi a Bartošovej Lehôtke.

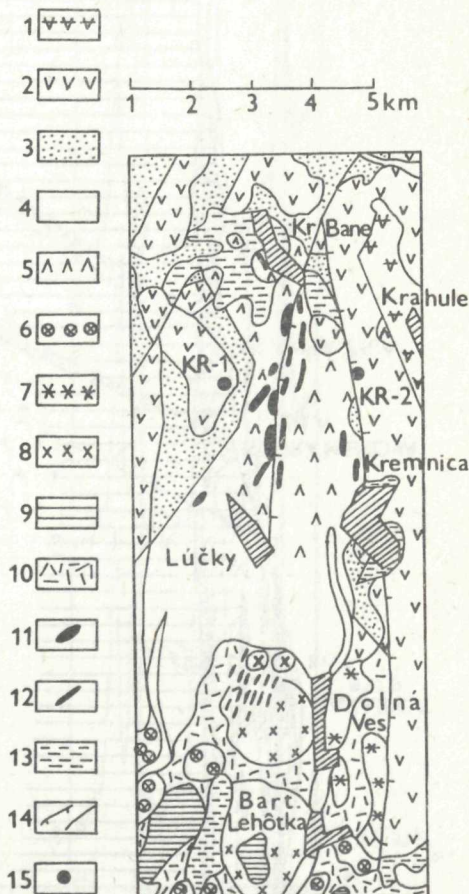
Severné okrajové a centrálné pásmo je vyvinuté uprostred hornín andezitového vulkanizmu; južné okrajové pásmo uprostred ryolitov a ryolitových tufov. V tomto ponímaní je ložisková oblasť hydrotermálnej kaolinizácie Dolná Ves — Bartošova Lehôtka (kapit. 2.2.1.) súčasťou kremnického rajónu. Schému geologickej stavby kremnického rudného rajónu a jej vzťah k zrudneniu a k hydrotermálnej alterácii okolitých hornín vyjadrujú obr. 80 a 81.

4.4.1.1. Centrálné pásmo

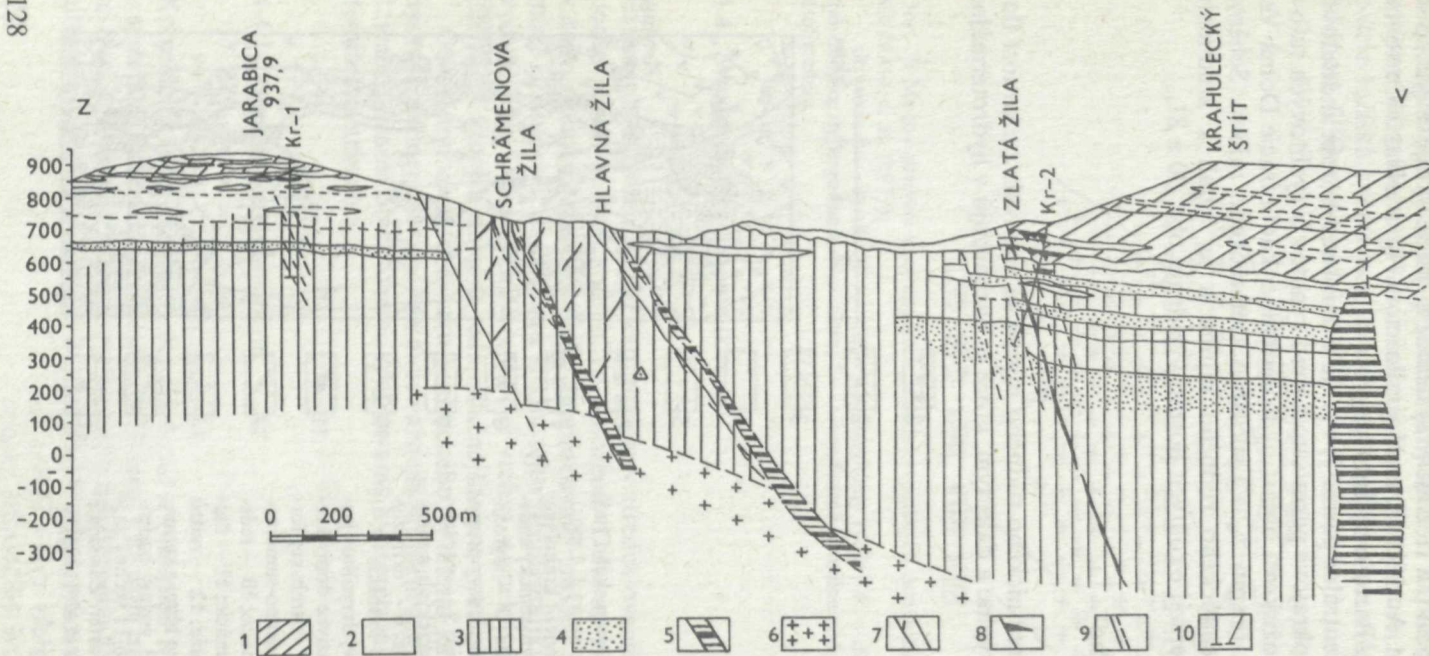
V centrálnom pásme kremnického rudného rajónu sa venovala pozornosť ílovým minerálom žilnej výplne a ďalej tým, ktoré sa nachádzajú v hydrotermálne

Obr. 80 Geologická stavba kremnického rudného rajónu upravená podľa mapy J. LEXU.

1 — biotiticko-amfibolický andezit krahulskej formácie; 2 — amfibolicko-pyroxenický andezit formácie kremnického štítu; 3 — pyroxenický andezit turčockej formácie; 4 — propylity zlatostudnianskej formácie; 5 — extruzívne dómy amfibolicko-pyroxenických andezitov zlatostudnianskej formácie; 6 — extruzívne dómy ryolitov jastrabskej formácie; 7 — extruzívne dómy plagioklasových ryolitov jastrabskej formácie; 8 — extruzívne dómy kremenno-sanidínových ryolitov jastrabskej formácie; 9 — lávové prúdy kremenno-sanidínových ryolitov jastrabskej formácie; 10 — redeponované tufy jastrabskej formácie; 11 — dajky ryolitov jastrabskej formácie; 12 — rudné žily; 13 — eluviálno-deluviálne hliny a sutina; 14 — zlomy; 15 — vrty. 1-3 vrchný bádensko-sarmat; 4-5 bádensko-sarmat; 6-11 vrchný sarmat; 12-13 — kvartér. Zaradenie hornín podľa V. KONEČNÉHO et al. (1983).



Geologický ústav Dionýza Štúra
 ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
 Mlynská dolina 1
 817 04 BRATISLAVA

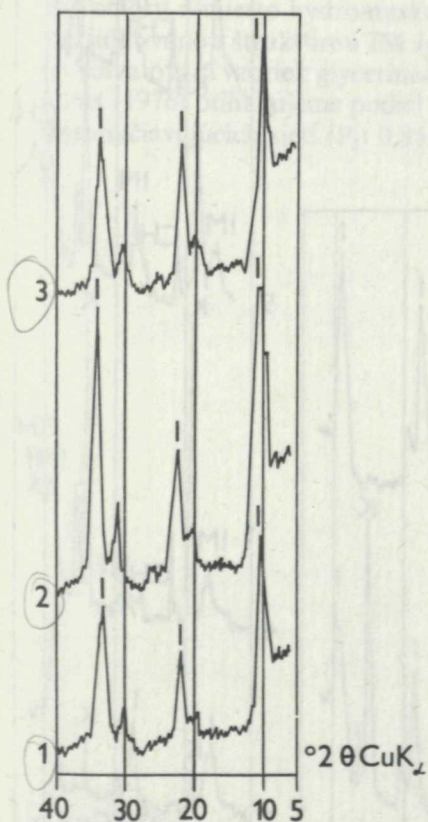


Obr. 81 Priečný profil cez kremnický rudný rajón podľa M. BÖHMERA et al. (1969).

1 — amfibolicko-pyroxenické andezity s biotitom; 2 — pyroxenické andezity; 3 — nečlenený komplex efuzív a intruzív postihnutý propylitizáciou a premenou na ílové minerály; 4 — tufy; 5 — dajky ryolitov; 6 — podložie neovulkanitov vcelku; 7 — kremenné Au-nosné žily; 8 — žilné a vrstevnaté polohy opalitov; 9 — dislokácie; 10 — prieskumné vrty. Zaradenie hornín podľa V. KONEČNÉHO et al. (1983): 1 — formácia kremnického štítu, vrchný báden-spodný sarmat; 2, 3, 4 — zlatostudnianska formácia, báden; 5 — jastrabská formácia, vrchný sarmat-spodný panón. 1-3 vrchný báden-spodný sarmat, 4-5 báden, 6-11 vrchný sarmat-spodný panón, 13 — kvartér.

alterovaných andezitoch približne do vzdialenosti 10 m od kremeňovo-zlatonosných žíl (I. KRAUS 1967, M. BÖHMER et al. 1969, H. GERTHOFFEROVÁ 1969).

Súčasťou žilnej výplne sú z ílových minerálov výlučne ílové sludy (obr. 82, 83, vz. 3; obr. 84, vz. 1; obr. 85, vz. 2). Podľa reflexov $d_{012-111}$ v oblasti 4,4–2,6 Å patria hydromuskovitu polytypnej modifikácie $2M_1$ s vysokým stupňom kryštalinity (I. KRAUS 1967₁).

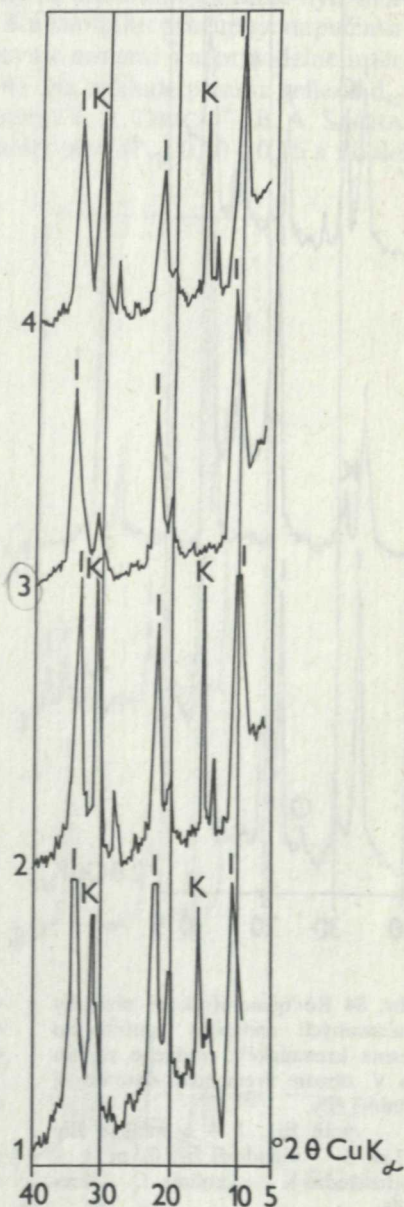


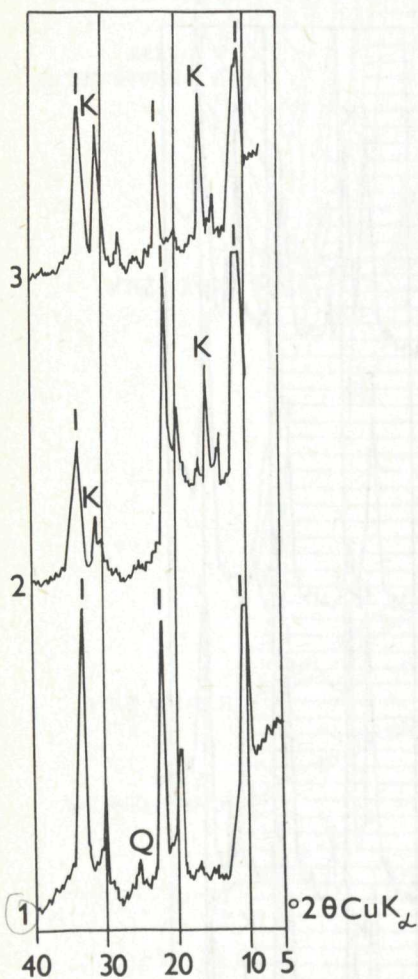
Obr. 82 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov centrálneho pásma kremnického rudného rajónu na II. obzore kremeňovo-zlatonosnej žily Helena.

1 — výplň žily; 2 — výplň žily; 3 — výplň žily. I — hydromuskovit.

Obr. 83 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov centrálneho pásma kremnického rudného rajónu na V. obzore kremeňovo-zlatonosnej žily Helena.

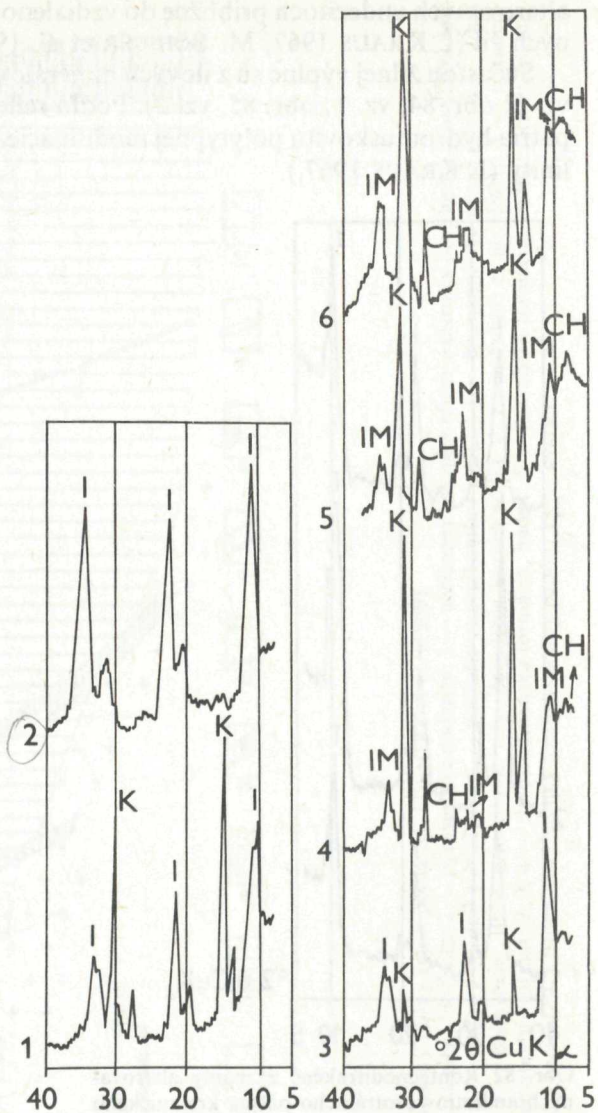
1 — v podloží žily 7 m; 2 — v podloží žily 0,5 m; 3 — výplň žily; 4 — v nadloží žily 0,5 m; I — hydromuskovit, K — kaolinit.





Obr. 84 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov centrálneho pásma kremnického rudného rajónu na V. obzore kremeňovo-zlatonosnej Rudnej žily.

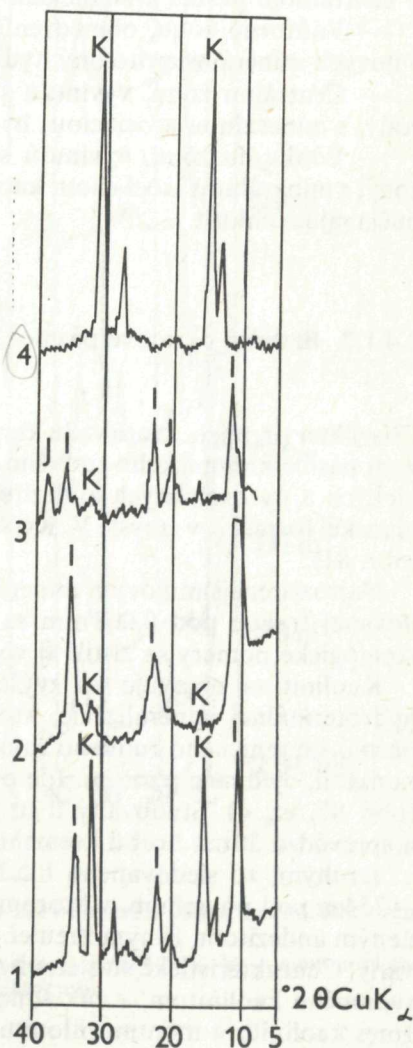
1 — výplň žily; 2 — v nadloží žily 0,3 m; 3 — v nadloží žily 0,5 m; I — hydrosulfa, K — kaolinit, Q — kremeň.



Obr. 85 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov centrálneho pásma kremnického rudného rajónu na II. obzore kremeňovo-zlatonosnej žily Helena.

1 — v podloží žily 8 m; 2 — výplň žily; 3 — v nadloží žily 0,5 m; 4 — v nadloží žily 5 m; 5 — v nadloží žily 7 m; 6 — v nadloží žily 9 m; I — hydromuskovit, IM — minerál s interstratifikovanou štruktúrou, CH — napučivajúci chlorit, K — kaolinit, glyc. — solvatované glycerinom.

V hydrotermálne alterovaných andezitoch v nadloží a v podloží kremeňovo-zlatonosných žíl sa postupne objavuje prímes kaolinitu. Kaolinit sa objavuje už vo vzdialenosti 0,3 m od žily (obr. 84, vz. 2). Postupne smerom od žily do nadložia aj podložia zastúpenie kaolinitu stúpa a hydromuskovitu klesá (obr. 85). Približne vo vzdialenosti 5 m od žily sa minerálne zloženie hydrotermálne alterovaných andezitov výrazne mení. Ku kaolinitu pristupuje napučiajúci chlorit a miesto hydromuskovitu sa objavuje minerál s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou IM (obr. 85, vz. 4). Na základe posunu reflexu d_{001} po solvatovaní vzoriek glycerínom podľa postupu V. A. DRICA — B. A. SACHAROVA (1976) odhadujeme podiel napučiavajúcich sietí (P_M) 0,10—0,15 a podiel nenapučiavajúcich sietí (P_I) 0,85—0,90.



Obr. 86 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov (vz. 1, 2, 3) a ryolitov (vz. 4) centrálneho pásma kremnického rudného rajónu.

1 — Václav štólna-prekop; 2 m v podloží Schrāmenovej žily; 2 — Schrāmenova žila, povrchový odkryv na Šturci; 3 — Schrāmenova žila, povrchový odkryv na Šturci; 4 — dajka ryolitu v podloží Schrāmenovej žily, Václav štólna-smerná. I — hydromuskovit, K — kaolinit, J — jarozit.

Z celého súboru vzoriek hydrotermálne alterovaných hornín centrálnej časti kremnického rudného rajónu absentuje hydrosлюда, respektíve interstratifikovaný minerál IM iba v jednom prípade. Ide o alterovanú dajku ryolitu v podloží Schrämenovej žily s čistým kaolinitom (obr. 81, 86, vz. 4; tab. VI, obr. 1). Ojedinelým minerálom v študovanej asociácii hydrotermálne alterovaných hornín je jarozit, ktorý sa zistil výlučne v povrchovom odkryve Schrämenovej žily na Šturci (obr. 86, vz. 3).

Mineralogické štúdium ílov na kremeňovo-zlatonosných žilách a hydrotermálne alterovaných okoložilných pásmach do vzdialenosti 10 m v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu poukazuje na existenciu symetrickej zonálnosti formujúcej sa okolo otvorených cirkulačných hydrotermálnych systémov. V centrálnom pásme kremnického rudného rajónu je možné vyčleniť:

— Vnútorňú zónu, obmedzenú na žily zlatonosného kremeňa, v ktorej je z ílových minerálov prítomný hydromuskovit polytypnej modifikácie 2M₁.

— Centrálnu zónu, vyvinutú symetricky v nadloží a v podloží vnútornej zóny, s minerálnou asociáciou: hydromuskovit + kaolinit.

— Vonkajšiu zónu, vyvinutú symetricky v nadloží a v podloží centrálnej zóny, s minerálnou asociáciou: kaolinit + interstratifikovaný minerál IM + napačievajúci chlorit.

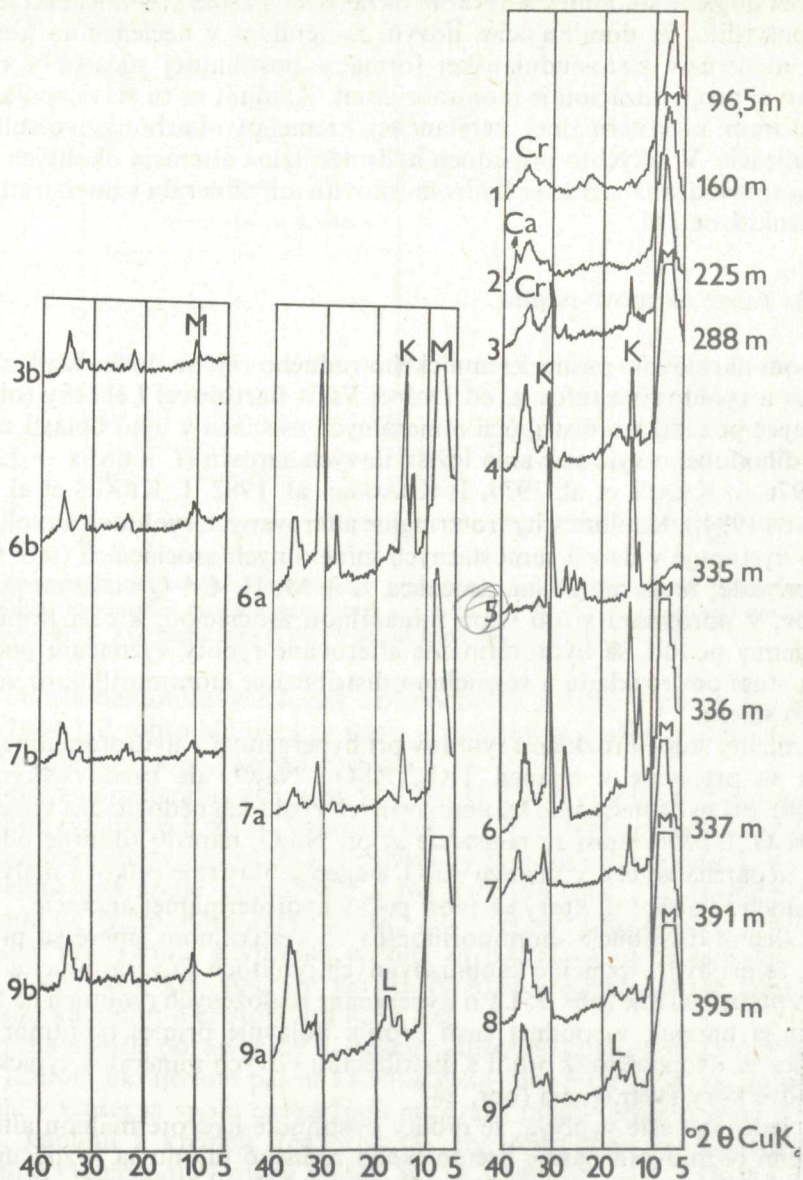
4.4.1.2. Severné okrajové pásmo

Charakter premien, ktoré vedú ku vzniku ílových minerálov v severnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu, sme sledovali v amfibolicko-pyroxenických a pyroxenických andezitoch formácie kremnického štítu a zlatostudnianskej formácie v zmysle V. KONEČNÉHO et al. (1983) vo vrtoch KR-1 a KR-2 (obr. 81).

Najrozšírenejším ílovým minerálom vo vrte KR-2 je montmorillonit. V študovanej frakcii pod 0,002 mm sa nepotvrdila prítomnosť chloritu (obr. 87). Analogické pomery sa zistili aj vo vrte KR-1.

Kaolinit sa objavuje vo zvýšených koncentráciách na miestach lokálnej hydrotermálnej mineralizácie, ktorá je charakteristická pre severné okrajové pásmo kremnického rudného rajónu, reprezentovanej žilným kremeňom, karbonátmi, ojedinele pyritom. Ide o úsek v intervale 280—300 m pod povrchom (obr. 87, vz. 4). Študovaný íl tu tvorí výplň v tektonicky porušenom pásme a sprevádza 20 cm hrubú kremeňovo-karbonátovú žilku.

Druhým, zo sledovaného hľadiska významnejším miestom je interval 334—354 m pod povrchom, v ktorom sa objavuje žilné vedenie tvorené prekremeným andezitom, žilným kremeňom a pyritom. Celý úsek je intenzívne alterovaný. Charakteristické sú sieťovito rozvetvené, 1—3 mm hrubé žilky bieleho ílu tvoreného kaolinitom, v základnej hmote alterovaných andezitov je prítomná zmes kaolinitu a montmorillonitu (obr. 87, vz. 5, 6; tab. VI, obr. 2).



Obr. 87 Röntgenodifrakčné záznamy alterovaných andezitov severného pásma kremnického rudného rajónu vo vrte KR-2.
 a — vzorky povarené v HCl, b — vzorky žihané 1/2 hod. pri teplote 600°C. M — montmorillonit, K — kaolinit, Cr — cristobalit, Ca — kalcit, L — lepidokrokit.

Mineralogické štúdium v severnom okrajovom pásme kremnického rudného poľa potvrdilo, že dominujúcim ílovým minerálom v nečlenenom komplexe efuzív a intruzív zlatostudnianskej formácie postihnutej súčasne v rôznom rozsahu aj propylitizáciou je montmorillonit. Kaolinit sa tu stáva spoľahlivým indikátorom nízkotermálnej nebilančnej kremeňovo-karbonátovo-sulfidickej mineralizácie. V takýchto prípadoch hydrotermálna alterácia okolitých hornín nebýva sprevádzaná vznikom hydromuskovitu ani minerálu s interstratifikovanou štruktúrou IM.

4.4.1.3. Južné okrajové pásmo

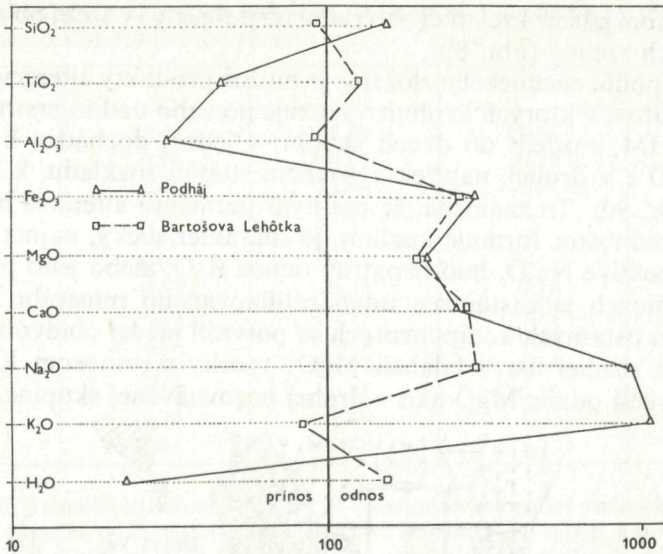
V južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu dochádza k alterácii ryolitov a ryolitových tufov z. od Dolnej Vsi a Bartošovej Lehôtky (obr. 22). Doterajšie poznatky o distribúcii minerálnych asociácií v tejto oblasti sa zistili počas dlhodobého vyhľadávania ložísk ílových surovín (I. KRAUS — J. ZUBEREC 1976, I. KRAUS et al. 1979, I. KRAUS et al. 1982₁, I. KRAUS et al. 1982₂, I. KRAUS 1984₁). Kaolinit v hydrotermálne alterovaných ryolitoch a ryolitových tufoch vystupuje v dvoch samostatných minerálnych asociáciách (tab. 9).

V prípade, že sa minerálna asociácia $K \pm M, H, Cr, Q$ viaže na premenu ryolitov, v porovnaní s tou istou minerálnou asociáciou, ktorej pripisujeme hypergénny pôvod, sa hydrotermálne alterované ryolity vyznačujú podstatne nižším stupňom rozkladu a rozdielnou distribúciou montmorillonitu vo vertikálnom smere.

Rozdielny stupeň rozkladu ryolitov pri hypergéennej a hydrotermálnej kaolinizácii sa prejavuje v bilancii TiO_2, Al_2O_3, Na_2O , ale predovšetkým K_2O (obr. 88). Pri hydrotermálne kaolinizovaných ryolitoch nedochádza vôbec k odnosu K_2O . Nízky odnos sa registruje aj pri Na_2O , naproti tomu je odnášaný TiO_2 . Nepatrná zmena v bilancii Al_2O_3 najlepšie ilustruje celkove malý podiel autigénneho kaolinitu, ktorý sa tvorí počas hydrotermálnej alterácie.

Rozdielna distribúcia montmorillonitu vo vertikálnom smere sa prejavuje v tom, že pri hydrotermálne kaolinizovaných ryolitoch so vzrastajúcou hĺbkou sa jeho podiel znižuje (obr. 35). Pri hypergéenne rozložených ryolitoch na lokalite Podháj sa naopak v spodnej časti profilu objavuje prímes montmorillonitu a vzniká tu dvojzložkový profil s distribúciou ílových minerálov typickou pre kaolínové kôry zvetrávania (obr. 24).

Z uvedeného ešte vyplýva, že ryolity postihnuté hydrotermálnou alteráciou v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu sa vyznačujú viac-menej stabilnou prímесou montmorillonitu. Pri alterácii dajok ryolitov v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu vzniká z ílových minerálov výlučne kaolinit (obr. 86, vz. 4). Dôležitý vzťah medzi kaolinitom a montmorillonitom v alterovaných ryolitoch južného okrajového pásma kremnického rudného rajónu vo vertikálnom smere sa mohol zatiaľ sledovať iba do hĺbky 20—30 m. Súčasné znalosti o rozsahu hydrotermálnej alterácie ryolitov v tomto pásme nemožno považovať za definitívne. V poslednom období boli zistené ďaleko na



Obr. 88 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri hypergénnej (Podháj) a hydrotermálnej (Bartošova Lehôtka) kaolinizácii ryolitov minerálnej asociácie $K \pm M, Cr, Q$ zostavený podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 22 a 27.

juhu, v oblasti bentonitových ložísk Jelšovský potok a Jelšovský potok — sever (I. KRAUS 1984). Z tohto hľadiska sa stáva otvorenou aj otázka ukončenia kremnického rudného rajónu južným smerom.

Diskutovaná minerálna asociácia $K \pm M, H, Cr, Q$ sa v tejto oblasti spája aj s premenou ryolitových tufov. Vznikajú tak íly s variabilným zastúpením kaolinitu a montmorillonitu; z ostatných minerálov sú stabilné prítomné živce a kremeň, lokálne pristupuje cristobalit, chýba halloyzit (obr. 36). Najpriaznivejší vývoj majú na východnom okraji ložiska ílov s interstratifikovanou štruktúrou IM Dolná Ves. Druhá súvislejšia poloha sa nachádza na západnom okraji ložiska Dolná Ves, kde smerom na juh plynule prechádzajú do bentonitov s prímесou kaolinitu a cristobalitu (obr. 22).

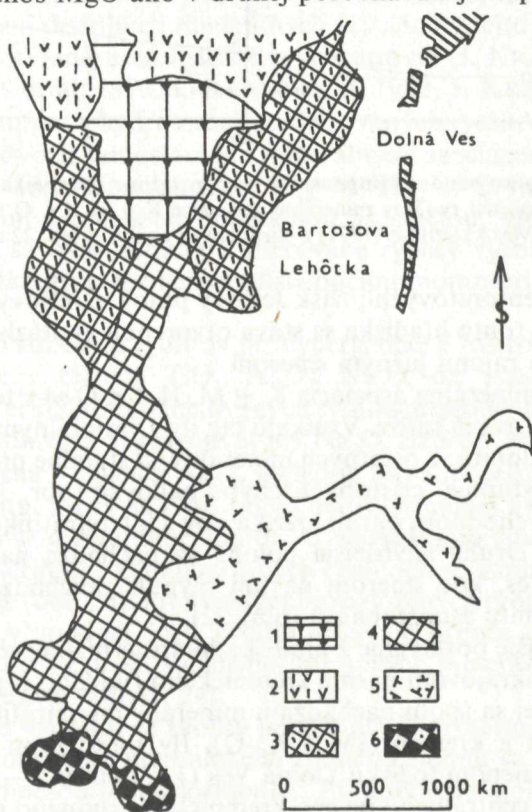
Najvýznamnejšie postavenie z hľadiska hydrotermálnej alterácie ryolitových tufov v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu má minerálna asociácia, v ktorej sa spolu nachádzajú minerál s interstratifikovanou štruktúrou IM, kaolinit a kremeň ($IM \pm K, Q$). Íly tohto typu sa nachádzajú na samostatne vyčlenenom ložisku Dolná Ves (J. ZUBEREC — J. SÝKORA 1980).

Na rozdiel od centrálneho pásma kremnického rudného rajónu sa v južnom pásme ani v jedinom prípade pri tejto minerálnej asociácii nepotvrdila prítomnosť hydromuskovitu, respektíve montmorillonitu.

Takto sa dajú spoľahlivo a presne ohraničiť minerálne asociácie, v ktorých je kaolinit prítomný s interstratifikovaným minerálom IM v asociácii $IM \pm K, Q$, alebo s montmorillonitom v asociácii $K \pm M, H, Q, Cr$. Na tomto princípe sa konštruovala schéma laterálnej zonálnosti pri alterácii ryolitových tufov

nielen v južnom pásme kremnického rudného poľa, ale i v širšej oblasti jz. okraja Kremnických vrchov (obr. 89).

Zároveň podľa chemického zloženia je možné produkty alterácie ryolitových tufov a ryolitov, v ktorých kaolinit vykazuje prevahu nad interstratifikovaným minerálom IM, rozdeliť do dvoch skupín: v jednej dochádza k nepatrnému odnosu K_2O a v druhej, napriek vysokému stupňu rozkladu, k prínosu K_2O (tab. 27, obr. 90). To znamená, že pre hydrotermálnu alteráciu hornín, počas ktorej sa prednostne formuje kaolinit, je charakteristický, najmä v porovnaní s CaO , respektíve Na_2O , buď nepatrný odnos K_2O , alebo jeho prínos. V oboch skupinách je zastúpenie interstratifikovaného minerálu IM približne rovnaké. Pri ostatných komponentoch sa potvrdil medzi obidvoma skupinami podstatnejší rozdiel iba v bilancii MgO : vzorky s prínosom K_2O vykazujú podstatne väčší odnos MgO ako v druhej porovnávannej skupine.



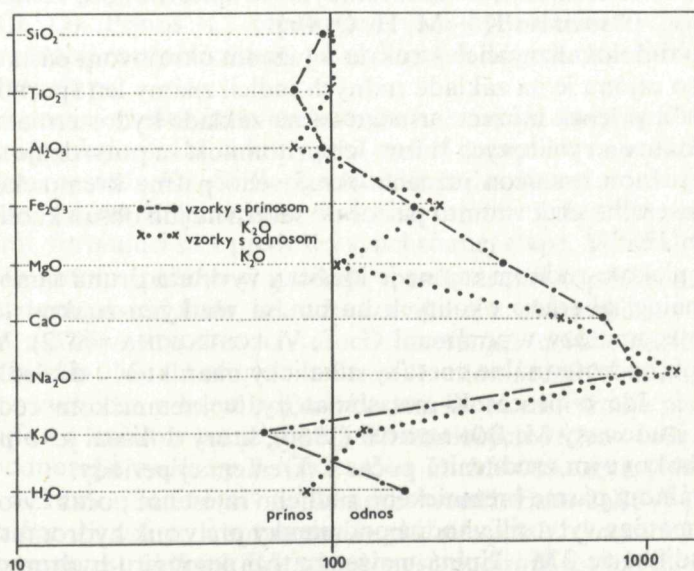
Obr. 89 Schéma laterálnej zonálnosti pri alterácii ryolitových tufov na jz. okraji Kremnických vrchov.

1 — asociácia $IM \pm K, Q$; 2 — asociácia $K \pm M, H, Cr$ a Q s relatívne vyšším obsahom kaolinitu; 3 — asociácia $K \pm M, H, Cr, Q$ s relatívne nižším obsahom K ; 4 — asociácia $M \pm K, Cr$; 5 — asociácia $Z \pm M, K, Cr$; 6 — monominerálny bentonit. IM — minerál s interstratifikovanou štruktúrou, K — kaolinit, M — montmorillonit, H — hallozyt, Z — zeolity (klinoptilolit a mordeinit), Q — kremeň, Cr — cristobalit.

Tab. 27 Chemické analýzy materských hornín a kaolinizovaných produktov ryolitového vulkanizmu v oblasti Bartošova Lehôtka—Dolná Ves.

	1	2	3	4
SiO ₂	73,84	78,89	77,01	75,43
TiO ₂	0,14	0,11	0,18	0,14
Al ₂ O ₃	11,60	12,74	11,87	14,84
Fe ₂ O ₃	2,09	1,11	1,55	1,29
FeO	0,93	—	—	—
MnO	0,04	—	—	—
MgO	0,63	0,33	0,18	0,59
CaO	1,26	0,47	0,17	0,23
Na ₂ O	2,12	0,72	0,22	0,17
K ₂ O	4,00	4,57	6,55	3,13
H ₂ O ⁻	1,20	0,45	0,15	0,49
H ₂ O ⁺	1,76	1,89	1,775	5,16
Spolu	99,61	101,28	99,655	101,47

1 — ryolit, Stará Kremnička (J. FORGAČ 1970); 2 — kaolinizované ryolity s minerálnou asociáciou K ± M, Cr, Q západne od Bartošovej Lehôtky; 3 — kaolinizované ryolity a tufy s minerálnou asociáciou IM ± K, Q západne od Dolnej Vsi; 4 — kaolinizované ryolity a tufy s minerálnou asociáciou IM ± K, Q západne od Dolnej Vsi. Analýzy vyhotovil GP Turčianske Teplice.



Obr. 90 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri hydrotermálnej kaolinizácii ryolitov a ryolitových tufov z oblasti Dolnej Vsi minerálnej asociácie K ± IM, Q podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) na základe chemických analýz v tab. 27.

4.4.1.4. Vznik ílových minerálov v kremnickom rudnom rajóne

Uvedené poznatky o distribúcii jednotlivých asociácií ílových minerálov v kremnickom rudnom rajóne dovoľujú akceptovať pri vysvetľovaní ich vzniku základnú predstavu o viacetapovom metasomatickom zatlačaní okolitých hornín hydrotermálnymi roztokmi rôzneho zloženia (G. T. VOLOSTNYCH 1972).

V prvej etape prebiehala alterácia okolitých hornín pôsobením hydrotermálnych roztokov s nízkou hodnotou pH, počas ktorej prednostne vzniká kaolinit. Ide o synchronnú etapu, ktorú v centrálnej časti kremnického rudného poľa situujeme tesne pred alebo na počiatok I. kremennej prínosovej periódy vyčlenenej M. BÖHMEROM (1966). Kaolinizácia sa najvýraznejšie prejavuje v bezprostrednom okolí kremeňovo-zlatonosných žíl a pri alterácii ryolitových dajok, ktoré predstavujú úvodnú fázu drahokovného zrudňovacieho procesu (M. BÖHMER l. c.).

Vo vzdialenejšej časti od hlavných rudolokalizujúcich štruktúr, v severnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu, hydrotermálne roztoky prvej etapy nadobúdajú cirkuláciou cez propylitizované andezity alkalický charakter, čím dochádza k ich premene na montmorillonit. Kaolinizáciu je možné v tomto pásme sledovať len v bezprostrednom okolí mineralizovaných rudných štruktúr.

V južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu dochádza v tejto etape ku kaolinizácii ryolitov a ryolitových tufov. Vytvárajú sa vhodné podmienky pre vznik minerálnej asociácie, v ktorej sa vedľa dominujúceho kaolinitu uplatňuje montmorillonit, lokálne halloyzit so sprievodnou, veľmi intenzívnou silicifikáciou. (Asociácia $K \pm M, H, Q, Cr$).

Priebeh rudolokalizujúcich štruktúr v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu je na základe rudných indícií známy len sporadicky. Na ich prítomnosť a priebeh môžeme usudzovať na základe hydrotermálne kaolinizovaných ryolitov a ryolitových tufov. Ich prítomnosť sa potvrdzuje aj za predpokladanou južnou hranicou južného okrajového pásma kremnického rudného rajónu. Generálne však v tomto pásme od severu na juh obsah kaolinitu zreteľne klesá (obr. 22, 89).

V kremnickom rudnom rajóne je klasicky vyvinutá druhá samostatná etapa hydrotermálnej alterácie okolitých hornín so všetkými znakmi topochrónnej rudnej metasomatózy v ponímaní G. T. VOLOSTNYCHA (1972). V tejto etape nadobúdajú hydrotermálne roztoky alkalický charakter v dôsledku vysokého obsahu K^+ . Ide o proces K-metasomatózy, v kremnickom rudnom rajóne podrobne študovaný M. BÖHMEROM (1966), ktorý dokázal jeho priamu spojitost s drahokovným zrudnením počas I. kremennej periódy.

V centrálnom pásme kremnického rudného rajónu sa počas vysokotermálnej K-metasomatózy vytvorili vhodné podmienky pre vznik hydromuskovitu polytypnej modifikácie $2M_1$. Úplná metasomatóza kaolinitu hydromuskovitom je doložená len v žilnom zlatonosnom kremeňu (obr. 82). V hydrotermálne alterovaných pyroxenických andezitoch sa už v nepatrnej vzdialenosti od žilnej výplne objavuje prímes kaolinitu — reliktného minerálu synchronnej etapy (obr. 83,

84). S rastúcou vzdialenosťou od kremeňovo-zlatonosných žíl sa obsah kaolinitu v alterovaných horninách podstatne zvyšuje. Vo vzdialenosti nad 5 m prístupuje chlorit a interstratifikovaný minerál IM s nízkym podielom montmorillonitových sietí (obr. 85).

V severnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu sa druhá topochrónna etapa neprejavila, čo dávame do súvisu s absenciou K-metasomatózy, a tým aj s nebilančným vývojom kremeňovo-pyritovej mineralizácie.

Špecifický vývoj má druhá topochrónna etapa v južnom okrajovom pásme kremnického rudného poľa. Dávame ju do genetického vzťahu s nízkotermálnou K-metasomatózou, ktorá sa prejavuje adularizáciou ryolitov a ryolitových tufov (J. FORGÁČ, J. KOZÁČ 1982, I. KRAUS et al. 1982₁).

V južnom okrajovom pásme kremnického rudného poľa výstup hydrotermálnych roztokov počas K-metasomatózy indikujú telesá žilného kremeňa s prímесou opálu a chalcedónu na lokalite Čertov vrch na sz. okraji ložiska ílov s interstratifikovanou štruktúrou IM Dolná Ves, ale predovšetkým početné telesá intenzívne silicifikovaných ryolitov a silicitov, ktoré sa v súčasnosti zisťujú geologickým prieskumom na tomto ložisku.

Porovnávaním mineralizácie na žilných štruktúrach a v okoložilných hydrotermálne alterovaných horninách v centrálnom a v južnom pásme kremnického rudného rajónu dospievame k názoru, že v oblasti Dolnej Vsi a Bartošovej Lehôtky prebiehala druhá topochrónna etapa za odlišných podmienok. Hydrotermálne roztoky tu boli v porovnaní s centrálnym pásmom kremnického rudného poľa viac alkalické a nižšie termálne. Okolité ryolity a ryolitové tufy boli počas synchronnej etapy kaolinizované a montmorillonitizované (asociácia $K \pm M, H, Cr, Q$). Prínos K^+ prostredníctvom hydrotermálnych roztokov druhej etapy spôsobil rozsiahle zmeny pri niektorých ílových mineráloch formujúcich sa v prvej etape.

Dochádza k transformácii montmorillonitu na minerál s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou IM, v ktorom sa podiel nenapučiavajúcich illitových sietí pohybuje v rozmedzí 40—85 %. Kaolinit sa počas K-metasomatózy v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu nemenil a predstavuje reliktný minerál, formujúci sa v predošlej synchronnej etape. Minerálna asociácia $IM \pm K, Q$ potom spoľahlivo indikuje rozsah druhej topochrónnej etapy v tomto okrajovom pásme. Tam, kde už nezasahuje, nachádzajú sa v alterovaných ryolitoch, ale hlavne ryolitových tufoch minerálne asociácie bez interstratifikovaného minerálu IM, ale vždy s montmorillonitom, respektíve kaolinitom.

Tento názor vychádza z laterálnej zonálnosti, ktorá sa formuje pri alterácii ryolitových tufov a ryolitov na jz. okraji Kremnických vrchov (obr. 22, 89). Súčasne ho podporujú výsledky B. ČÍČELA — D. MACHAJDÍKA (1981), ktorí nasycovaním montmorillonitu K^+ na bentonitovom ložisku Jelšový potok pri Starej Kremničke získali v laboratórnych podmienkach syntetický minerál s interstratifikovanou štruktúrou IM, v ktorom sa podiel illitových sietí stanovil na 54 %. Transformácia montmorillonitu na interstratifikovaný minerál IM nasycovaním K^+ v hydrotermálnych podmienkach bola potvrdená aj experimentálne (D. EBERL — J. HOWER 1977). Totožné pomery so študovanou

oblasťou sa zistili pri hydrotermálnej alterácii ryolitov a ryolitových tufov v Tokajskom pohorí na ložisku Füzérradvány (E. NEMECZ — G. VARJÚ 1970), ale predovšetkým v rumunskom pohorí Harghita (V. IANOVICI et al. 1984).

4.4.2. Hydrotermálna a hypergénna kaolinizácia na jz. okraji Kremnických vrchov

Distribúcia minerálnych asociácií, ktoré vznikajú v kremnickom rudnom rajóne alteráciou okolitých hornín, ani ostatné faktory uvádzané v predošlej kapitole nepotvrdzujú vo väčšom rozsahu pôsobenie hypergénnych procesov. Presvedčivo sa to dá doložiť v jeho centrálnej časti, ktorá môže slúžiť ako klasický príklad pásma s dobre vyvinutou symetrickou zonálnosťou vytvorenou počas synchronnej a topochrónnej metasomatickej alterácie v zmysle G. T. VOLOSTNYCHA (1972). Jarozit v okoložilných a alterovaných zónach chýba a objavuje sa pravdepodobne ako produkt sírnokyslého zvetrávania iba v miestach, kde sa hydrotermálne alterované horniny nachádzajú priamo na povrchu.

Symetrická zonálnosť sledovaná na všetkých obzoroch žily Helena, ako aj prítomnosť hydromuskovitu a absencia kaolinitu v podpovrchových, a dokonca aj v povrchových častiach žíl dovoľuje považovať celú študovanú asociáciu ílových minerálov v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu za hypogénnu, vyvolanú účinkom ascendentných hydrotermálnych roztokov.

V severnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu sa dá hodnoverne potvrdiť existencia synchronnej (predrudnej) alterácie v bezprostrednom okolí tenkých, nebilančných kremeňovo-karbonátovo-sulfidických žíl. Je otázne, či sa táto etapa podieľala v celom rozsahu aj na masovej alterácii propylitizovaných andezitov na montmorillonit (obr. 81, 89). Prejavy sírnokyslého zvetrávania v študovaných vrtoch KR-1 a KR-2 sa mineralogickým výskumom alterovaných produktov nedajú potvrdiť. V celom, viac ako 300 m hrubom komplexe overenom vrtom KR-2, s výnimkou už spomínaných okoložilných zón, je prítomný takmer výlučne montmorillonit (obr. 87).

V južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu existenciu synchronnej a topochrónnej alterácie ryolitov a ryolitových tufov potvrdzuje laterálna zonálnosť dobre vyvinutá po obvode ložiska ílu s interstratifikovanou štruktúrou IM pri Dolnej Vsi (obr. 89). Kaolinit v obidvoch minerálnych asociáciách (K ± M, H, Cr, Q a IM ± K, Q) považujeme za produkt hydrotermálnej alterácie okolitých hornín počas synchronnej etapy. Intenzívna kaolinizácia dajok ryolitov v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu dokumentuje značné možnosti hydrotermálnej kaolinizácie ryolitov v oblasti ich najväčšieho výskytu — v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu.

Ak sa pozeráme na proces kaolinizácie v širších regionálnych súvislostiach — z pohľadu celého jz. okraja Kremnických vrchov alebo stredoslovenských a východoslovenských neovulkanitov, možno pripustiť alternatívu, v ktorej sa

kombinujú hypogénne a hypergénne procesy podľa schémy na obr. 79. Takýto spôsob vzniku je možné predpokladať na výskyte kaolínu Podháj pri Žiari nad Hronom, ktorý sa podľa súčasných kritérií nachádza už mimo kremnického rudného rajónu. V prvom štádiu počas synchronnej metasomatózy prebiehala kaolinizácia ryolitov v takom rozsahu, ako bola zaznamenaná na ryolitových telesách v južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu (Dolná Ves — Bartošova Lehôtka). V druhom štádiu boli ryolity postihnuté hypergennou kaolinizáciou v miestach, kde sa vytvorili priaznivé podmienky pre vznik kaolinitu účinkom cirkulácie meteorických vôd.

Najzložitejšia situácia na jz. okraji Kremnických vrchov je pri riešení genézy tých minerálnych asociácií, v ktorých má prevahu montmorillonit. Táto otázka je mimo náplne predkladanej práce a bola študovaná osobitne (I. KRAUS 1967², I. KRAUS — J. ZUBEREC 1976, I. KRAUS et al. 1982^{1, 2}, I. KRAUS 1984¹). Problém spočíva v tom, že dostupnými metódami výskumu južne od ložiska ílu s interstratifikovanou štruktúrou IM pri Dolnej Vsi je prakticky nemožné vzájomne diferencovať montmorillonit endogénneho a exogénneho pôvodu. Inými slovami, nevieme presne viesť hranicu medzi montmorillonitom, ktorý sa formoval pri rozklade ryolitových tufov pôsobením hydrotermálnych roztokov počas synchronnej etapy, kde je súčasťou asociácie K ± M, H, Cr, Q a medzi montmorillonitom, ktorý vznikol hydratáciou vulkanického skla v limnickom prostredí, bez priamej účasti hydrotermálnych roztokov, ako to predpokladáme na ložisku bentonitu Jelšový potok a Jelšový potok — sever, kde je hlavným minerálom asociácie M ± K, Cr.

4.4.3. Rudný rajón Javoria — lokalita Podpolom

Na základe podrobného mapovania a mineralogicko-ložiskového výskumu (J. ŠTOHL et al. 1981) sa v centrálnej vulkanickej zóne Javoria, ktorá je súčasťou stredoslovenských neovulkanitov, na lokalite Podpolom stanovila v okolí hydrotermálneho centra tvoreného siliciti horizontálna aj vertikálna zonálnosť (obr. 91).

Vnútorňá je zóna silicitov, v ktorej sa spolu s prevládajúcimi rôznymi formami SiO₂ (α kremeň, β kremeň, maršalit, opál, lussatit a cristobalit) stanovila asociácia pyrofylitová, s podradnejšie zastúpeným kaolinitom, dickitom a diasporom a asociácia topásová.

Potom nasleduje zóna argilitizovaných* silicitov, s pozvoľným prechodom do zóny argilitizácie. V nich je najbližšie k vnútornej zóne, teda prevažne v zóne argilitizovaných silicitov, vyvinutá asociácia alunitová a pyrofylitová. V prevažnej časti zóny argilitizácie je rozšírená kaolinizácia. Na periférii zóny argilitizá-

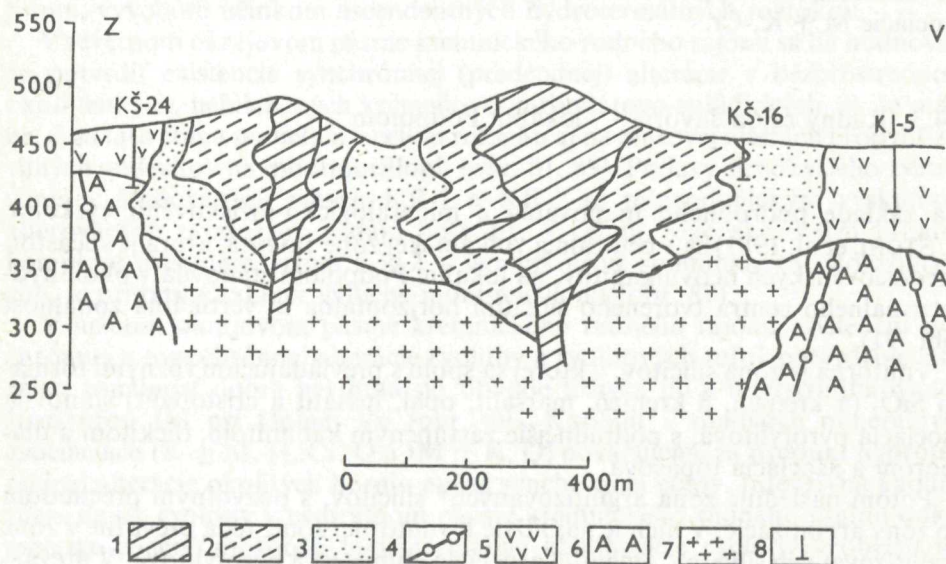
* Termín „argilit“, „argilitizácia“ používajú citovaní autori na označenie alterovaných hornín, v ktorých sú okrem iných autigénnych minerálov prítomné aj ílové minerály.

cie sa pozvoľne formuje najexternejšia zóna — zóna propylitizácie. Kaolinit v zóne argilitizácie vystupuje v asociácii s takmer všetkými minerálmi tejto zóny (E. ŽÁKOVÁ 1982).

Základný problém spočíva v tom, že podľa citovanej autorky je obťažné určiť, v akej miere je kaolinit produktom buď hydrotermálnych, alebo hypergénnych procesov, pričom možnosť jeho vzniku pôsobením sírnokyslého zvetrávania v zásade pripúšťa. Podľa nášho názoru je sírnokyslé zvetrávanie doložené v tých častiach zón, kde sa röntgenodifrakčne potvrdila prítomnosť jarozitu, aluminitu a alunogénu. Zo 14 vrtov, ktorými sa overovala stavba a minerálne zloženie jednotlivých alterovaných zón na lokalite Podpolom, sa uvedené sírany zistili vo dvoch (KŠ-16, KŠ-17).

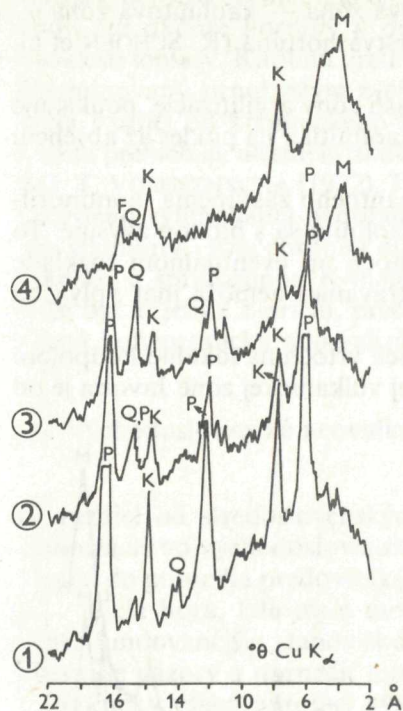
Aby sme si overili, či sa pri sírnokyslom zvetrávaní na študovanej lokalite vytvorili vhodné podmienky pre vznik kaolinitu, budeme sledovať E. ŽÁKOVU (1982) stanovené minerálne zloženie alterovaných zón v štyroch vrtoch: KŠ-19 je lokalizovaný v zóne argilitizovaných silicítov, KŠ-16 v zóne argilitizácie, KŠ-18 v periférnej časti zóny argilitizácie a KŠ-20 v zóne propylitizácie. Postupnosť lokalizácie vrtov od centra na perifériu je nasledovná: KŠ-19 — KŠ-16 — KŠ-18 — KŠ-20 (obr. 91).

Vrt KŠ-19 dokumentuje pri minerálnej asociácii: pyrofylit + kaolinit ± montmorillonit zmeny vo vertikálnom smere s rastúcou hĺbkou (obr. 92). Evidentný

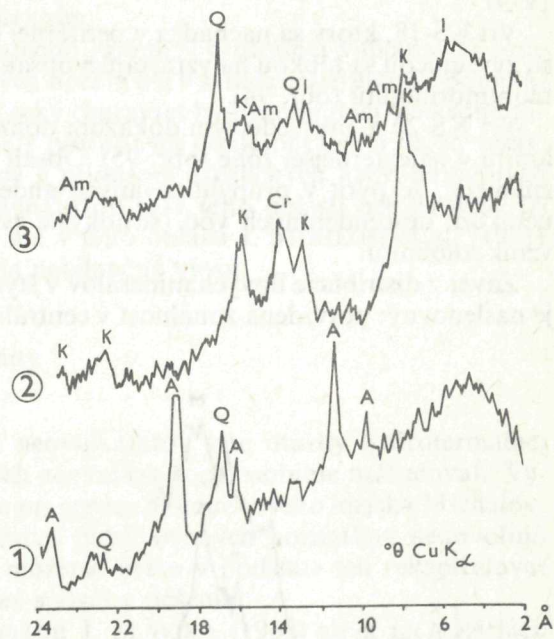


Obr. 91 Schéma zonálnosti v centrálnej vulkanickej zóne Javoria na výskyte Podpolom podľa V. KONEČNÉHO (in J. ŠTOHL et al. 1981).

1 — zóna silicítov; 2 — zóna argilitizovaných silicítov; 3 — zóna argilitizácie; 4 — obmedzenie zóny propylitizácie; 5 — hyperstenický andezit formácie Javoria; 6 — augiticko-hyperstenický andezit formácie Blýskavica; 7 — dioritový porfýr; 8 — vrty.



Obr. 92 Röntgenodifrakčné záznamy vzoriek vo vrte KŠ-19 prevzaté od E. ŽÁKOVEJ (1982) z centrálnej vulkanickej zóny Javoria na lokalite Podpolom. 1 — hĺbka 32,5 m; 2 — hĺbka 16,1 m; 3 — hĺbka 6,5 m; 4 — hĺbka 2,8 m; M — montmorillonit, K — kaolinit, P — pyrofylyt, Q — kremeň, F — živce.



Obr. 93 Röntgenodifrakčné záznamy vzoriek vo vrte KŠ-16 prevzaté od E. ŽÁKOVEJ (1982) z centrálnej vulkanickej zóny Javoria na lokalite Podpolom. 1 — hĺbka 26,8 m; 2 — hĺbka 14,7 m; 3 — hĺbka 1 m. I — illit, K — kaolinit, Am — aluminite, A — alunite, Cr — cristobalite, Q — kremeň.

je vzrast obsahu pyrofylytu a pokles montmorillonitu. Montmorillonit sa objavuje v najexternejšej zóne. Asociácia kaolinitu s pyrofylytom a absencia minerálov typických pre sírnokyslé zvetrávanie nasvedčuje, že má hydrotermálny pôvod.

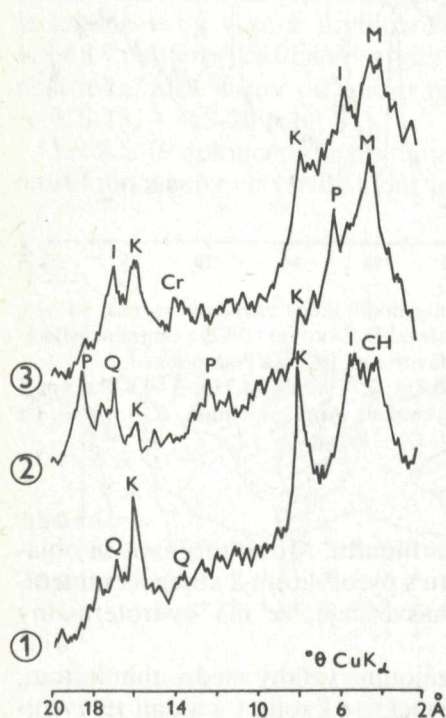
Vo vrte KŠ-16 máme možnosť posúdiť vzájomné vzťahy medzi aluminitom, alunitom a kaolinitom. Aluminite a alunite, respektíve kaolinit a alunite tu vystupujú oddelene a nie v asociácii (obr. 93). V podpovrchovej časti (hĺbka 1 m) je aluminite produktom sírnokyslého zvetrávania. Nápadné zvýšenie obsahu kaolinitu v spodnejšej zóne (hĺbka 14,7 m) a absencia aluminitu svedčí proti alternatíve hypergénneho vzniku kaolinitu. V spodnej časti vrtu (hĺbka 26,8 m) je prítomný už len alunite. Izotopické štúdium síry potvrdilo jednoznačne jeho hydrotermálny pôvod (E. ŽÁKOVÁ 1982). Vertikálna zonálnosť pri sírnokyslom zvetrávaní účinkom descendentných vôd pozorovaná v oblasti recentných horúcich prameňov Steamboat Springs má v porovnaní s vrtom KŠ-16 opačnú postup-

nosť: silicitová zóna (najvrchnejšia) — alunitová zóna — kaolinitová zóna — montmorillonitová zóna (najspodnejšia) — čerstvá hornina (R. SCHOEN et al. 1974).

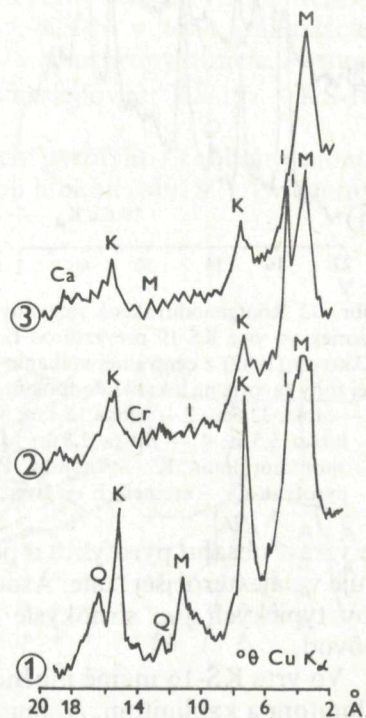
Vrt KŠ-18, ktorý sa nachádza v periférnej časti zóny argilitizácie, poukazuje so zvyšujúcou sa hĺbkou na vzrastajúci obsah kaolinitu a na pokles až absenciu montmorillonitu (obr. 94).

Vrt KŠ-20 je presvedčivým dôkazom dominantného zastúpenia montmorillonitu v najexternejšej zóne (obr. 95). Obsah kaolinitu sa s hĺbkou zvyšuje. To znamená, že pyrit v propylitizovaných andezitoch pri eventuálnom rozklade účinkom descendentných vôd (sírnokyslé zvetrávanie) nemôže mať vplyv na vznik kaolinitu.

Záver z distribúcie ílových minerálov v štyroch vrtoch na lokalite Podpolom je nasledovný: potvrdená zonálnosť v centrálnej vulkanickej zóne Javoria je od



Obr. 94 Röntgenodifrakčné záznamy vzoriek vo vrte KŠ-18 prevzaté od E. ŽAKOVEJ (1982) z centrálnej vulkanickej zóny Javoria na lokalite Podpolom. 1 — hĺbka 49,3 m; 2 — hĺbka 39,4 m; 3 — hĺbka 11,7 m; M — montmorillonit, CH — chlorit, I — illit, K — kaolinit, P — pyrophyllit, Cr — cristobalit, Q — kremeň.



Obr. 95 Röntgenodifrakčné záznamy vzoriek vo vrte KŠ-20 prevzaté od E. ŽAKOVEJ (1982) z centrálnej vulkanickej zóny Javoria na lokalite Podpolom. 1 — hĺbka 36,2 m; 2 — hĺbka 18,5 m; 3 — hĺbka 6,5 m. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Cr — cristobalit, Q — kremeň, Ca — kalcit.

vnútra k periférii formovaná cirkuláciou ascendentných hydrotermálnych roztokov cez okolité horniny v dôsledku postupného zvyšovania hodnoty pH a poklesu teploty. Kaolinit zreteľne zapadá do tejto schémy a jeho vznik nebol determinovaný sírnokyslým zvetrávaním.

Na rozdiel od kremnického rudného rajónu v centrálnej vulkanickej zóne Javoria prebiehala alterácia okolitých hornín len v synchronnej etape v ponímaní G. T. VOLOSTNYCHA (1972). Typický charakter hydrotermálnej metasomatózy kyslého vylúhovania nadobudla s postupným poklesom teploty a so vzrastom alkalinity. Topochrónna etapa s prínosom alkalických hydrotermálnych roztokov a sprievodnou K-metasomatózou sa v tejto oblasti neuplatnila. To môže byť aj jedna z príčin, prečo má v tejto oblasti J. ŠTOHLOM et al. (1981) zistená polymetalická mineralizácia nebilančný vývoj.

4.5. Východoslovenské neovulkanity

Na rozdiel od stredoslovenských neovulkanitov sme otázky hydrotermálnej kaolinizácie vo východoslovenských neovulkanitoch osobitne neštudovali. Vystupujú do popredia predovšetkým pri genéze halloyzitového ložiska Michalovce — Biela hora, kde malé množstvo publikovaných poznatkov nedovoľujú zaujať fundovanejšie stanovisko, môžeme preto v podstate len rekapitulovať doterajšie názory a naznačiť možné spôsoby riešenia.

Prakticky všetci autori s výnimkou J. SLÁVIKA (1962) stoja na pozíciách hydrotermálneho pôvodu.

Prvý bol M. MAHEĽ (in J. KONTA 1957) s predpokladom, že premenu živcov na ílové minerály spôsobili postvulkanické hydrotermálne roztoky. Túto predstavu neskôr do konkrétnej podoby rozpracoval V. ŽUREK (1958). Podľa neho je šošovka halloyzitu lokalizovaná na priesečníku dvoch takmer na seba kolmých dislokácií, patriacich k laboreckému zlomovému systému. V týchto miestach má poloha najväčšiu hrúbku, najvyšší stupeň premeny a vyskytujú sa v nej žilky opálu. Premena postihla súčasne ryolity aj ryolitové tufty. V niektorých vrtoch uvádza v spodných častiach ložiska uprostred nerozložených celistvých ryolitov 0,5 m hrubé pruhy ryolitu úplne rozloženého na halloyzit. Aktivita laboreckého zlomového systému je dokázaná od vrchného bádenu do pliocénu a do tohto obdobia súčasne situuje alteráciu ryolitov a ryolitových vulkanoklastík na halloyzit účinkom hydrotermálnych roztokov. Na podporu takéhoto veľmi širokého časového ohraničenia uvádza prítomnosť silne alterovaných obliakov glaukonitických pieskocov, ílovcov a andezitov v nadložných štrkoch pozdišovského súvrstvia.

Koncepciu o hydrotermálnom pôvode halloyzitu obhajuje a upresňuje M. KOŠUTH (1981). Najcennejšie sú dôkazy, ktoré prináša o priebehu tektonickej línie prvého rádu v podloží ložiska, súhlasne s najväčšou hrúbkou halloyzitovej šošovky. Zároveň uvádza výskyt menšej, 4 m hrubej šošovky znečisteného halloyzitu na tej istej tektonickej línii, 1,5 km sv. od Bielej hory. Podľa neho produktívna poloha je v celom rozsahu postihnutá premenou približne rovnakej intenzity a nedajú sa v nej pozorovať znaky vertikálnej zonálnosti. Na styku halloyzitovej šošovky s ryolitom je prítomný voskovo-sklý, plne hydratovaný halloyzit s vysokým obsahom SiO₂. Vznik halloyzitu dáva do spojitosti s nízkotermálnymi, slabokyslými roztokmi (hodnota pH v rozmedzí 5,5—6,5) počas vrchného sarmatu a panónu. Usudzuje, že halloyzit mohol vzniknúť pri nižšej (50—60 °C) a kaolinit pri o niečo vyššej teplote.

Argumenty J. SLÁVIKA (1962) v prospech hypergénneho pôvodu halloyzitu sú založené na povrchovom zvetrávaní ryolitov a ryolitových tufov pred uložením pozdišovskej štrkovej formácie

— v období od stredného sarmatu po panón. Zdôrazňuje závislosť lokalizácie ložiska od morfológie reliéfu materských hornín, popiera jeho spojitosť s priebehom tektonických línií a vyzdvihuje absenciu hydrotermálnej sulfidickej mineralizácie.

Na základe súčasných poznatkov má pre vznik halloyzitu rozhodujúci význam koncentrácia Al^{3+} v roztokoch. Z diagramu stability B. F. GORBAČEVA (1977) a ešte skôr publikovaných poznatkov E. H. HUANGA (1974) vyplýva, že halloyzit sa na rozdiel od kaolinitu môže tvoriť len z roztokov s vysokou koncentráciou Al^{3+} . Všeobecne sa pri halloyzite prejavuje tendencia k prechodu na kaolinit. Rýchlosť tejto transformácie je riadená aktivačnou energiou, teplotou a rýchlosťou vyzrážania sa kaolinitu z roztokov (W. H. HUANG 1974).

Horná hranica stability halloyzitu v hydrotermálnych podmienkach bola experimentálne stanovená pri teplote $135^{\circ}C$ (H. MINATO — M. AOKI 1979). W. D. KELLER et al. (1971) potvrdili v Mexiku recentný vznik halloyzitu pôsobením H_2S — SO_2 roztokov, s hodnotou pH v rozmedzí 3,5—3,7 pri teplote $45^{\circ}C$. Pri vzniku halloyzitu sa aj v tomto prípade potvrdila omnoho vyššia koncentrácia Si a Al v roztokoch oproti tým, z ktorých vzniká kaolinit.

Z veľkého počtu chemických analýz halloyzitu z Bielej hory, z ktorých jedna je uvedená v tab. 28, vyplýva veľmi nízky obsah alkálií v konečnom produkte rozkladu oproti materskej hornine. Poukazuje to na intenzívnu dealkalizáciu, čo je zvlášť evidentné pri K_2O . Súčasne sa potvrdila známa skutočnosť, že ryolitové vulkanoklastiká sa rozkladajú rýchlejšie a intenzívnejšie v porovnaní s ryolitmi (obr. 96).

Všetci autori zaoberajúci sa doteraz genézou michalovského halloyzitu zhodne konštatujú, že vzniká premenou ryolitov aj ryolitových tufov a tufitov. V poslednom období sa podrobným petrografickým štúdiom upresnilo, že podstatná časť halloyzitu vznikla premenou ryolitových tufitov, v ktorých sú len lokálne prítomné polohy tufov. Podiel ryolitov je zanedbateľný (M. KOŠUTH 1981). Diagram na obr. 96 tiež potvrdil, že ryolitové tufity sú pre vznik halloyzitu vhodnejšie ako ryolity, nakoľko pri ich rozklade dochádza k intenzívnejšiemu odnosu Fe_2O_3 , MgO , Na_2O , K_2O .

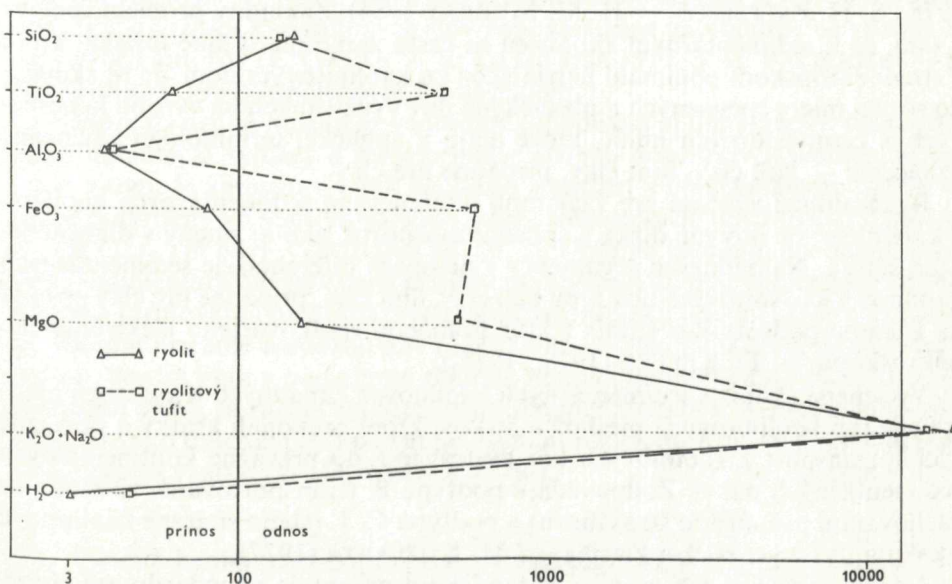
Halloyzit sa objavuje v západokarpatskej oblasti pri kaolínovom zvetrávaní všetkých známych typov materských hornín, ale v podstate vždy len v nepatrnom množstve. Rovnako tak pri zvetrávaní ryolitov a andezitov vo východoslovenských neovulkanitoch s výnimkou michalovského na Bielej hore je prítomný len akcesoricky, čo je dôležité pri zvetrávaných andezitoch z Poruby pod Vihorlatom a Pavloviec, ktoré pôvodne J. SLÁVIK (1962) považoval za hylloyzitové. Upozorňujeme tým na okolnosť, že šošovka halloyzitu na Bielej hore je v Západných Karpatoch ojedinelá a nemá, pokiaľ ide o koncentráciu halloyzitu, žiadny ekvivalent v doteraz známych kaolínových kôrach zvetrávania. Preto nepovažujeme za vhodné prijímať predstavu o jeho hypergennom pôvode za dokázanú. To nás súčasne viedlo k rozhodnutiu zaradiť toto unikátne nálezisko v európskom meradle medzi ložiská hydrotermálne, s vedomím, že je potrebné čo najskôr objasniť jeho genézu, ale aj ostatné problémy spojené s jeho ďalším využívaním.

Na hydrotermálny pôvod kaolinizácie na lokalite Jovsa (kapit. 2.2.2.) pouka-

Tab. 28 Chemické analýzy materských hornín a produktov kaolinizácie ryolitového vulkanizmu vo východoslovenských neovulkanitoch.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	75,46	73,00	66,71	48,20	49,74
TiO ₂	0,24	0,10	0,73	0,16	0,57
Al ₂ O ₃	12,23	14,16	14,28	36,23	29,82
Fe ₂ O ₃	0,42	0,64	4,49	0,80	1,19
FeO	0,48	0,90	—	—	—
MnO	0,02	—	—	—	—
MgO	0,33	0,11	1,51	—	0,31
CaO	1,69	0,90	2,80	0,56	1,22
Na ₂ O	1,96	1,78	1,06	stopy	0,38
K ₂ O	4,08	4,06	1,07	0,015	0,18
P ₂ O ₅	0,04	—	—	—	—
Strata žiňaním	—	4,35	6,72	14,30	—
H ₂ O ⁻	1,94	—	—	—	1,73
H ₂ O ⁺	0,75	—	—	—	14,69
Spolu	99,64	100,00	99,37	100,265	99,83

1 — ryolit Michalovce—Hrádok (J. FORGÁČ 1970); 2 — ryolit Michalovce—Biela hora v blízkosti ťažobnej šachty (Z. BACSO 1980 in M. KOŠÚTH 1981); 3 — ryolitový tuft Michalovce—Biela hora, podložie halloyzitovej šošovky (M. KOŠÚTH 1981); 4 — halloyzitový íl Michalovce—Biela hora, vrt 5, hĺbka 32—57 m (V. ŽUREK 1958); 5 — kaolinizovaný pemzový ryolitový tuť Vyšné Nemecké—Sejkov, vrt U-8, hĺbka 117,5 m (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).



Obr. 96 Diagram prínosu-odnosu komponentov pri rozklade ryolitov a ryolitových tuftov na ložisku Michalovce—Biela hora, zostavený podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) na základe chemických analýz v tab. 28.

zuje okolnosť, že k alterácii pyroxenických andezitov dochádza výlučne pozdĺž tektonickej línie sv.-jz. smeru, kde kaolín v úseku dlhom približne 500 m tvorí strmo uklonené polohy, ktoré sa striedajú s čiastočne rozloženými materskými horninami (E. DOBRA — I. KRAUS 1972).

5. Genéza sedimentárnych kaolínov Západných Karpát

Pri vyčleňovaní sedimentárnych kaolínov narážame na problémy terminologickej, a tým zákonite aj genetickej. Spočívajú najmä v probléme viesť ostrú hranicu medzi sedimentárnym kaolínom a kaolinitovým ílom, ako aj v tom, že pri definovaní týchto pojmov sa vychádza z rôznych kritérií — mineralogických, petrologických, genetických, technologických a pod. Ako už bolo spomenuté, v stredoeurópskej kaolínovej oblasti v zmysle M. STÖRRA et al. (1977) sa za kaolín považuje len hornina, ktorá sa nachádza na pôvodnom mieste vzniku. V tomto ponímaní možno dobre viesť hranicu medzi primárnymi (reziduálnymi) kaolínmi, ktoré sa ďalej delia na zvetrávacie a hydrotermálne, a sekundárnymi (redeponovanými) kaolinitovými ílmi, ktoré sa nezaraďujú ku kaolínom. K oblastiam, kde sa takéto členenie už dlho akceptuje a stalo sa tradičným, patrí Český masív.

Vo väčšine ostatných krajín sa v súčasnosti ložiská kaolínov podľa vzniku delia na zvetrávacie, hydrotermálne a sedimentárne (B. F. GORBAČEV in B. F. GORBAČEV ed. 1974, E. GALAN — A. La IGLESIA 1977, W. D. KELLER 1978₁, 1978₂, S. H. PATTERSON — H. M. MURRAY 1984). Základný problém spočíva v tom, že k sedimentárnym kaolínom sa často zaraďujú aj také ložiská, ktoré v stredoeurópskom ponímaní patria skôr ku kaolinitovým ílom. Je to skupina do rôznej miery spevnených a plastických ílov využívaných na výrobu keramických a žiaruvzdorných hmôt, ktoré majú v anglickej terminológii zaužívané označenie — ball clay, flint clay, prípadne fire clay.

Rozhodujúci význam pre vzájomnú diferenciaciu sedimentárnych kaolínov a kaolinitových ílov má dĺžka a spôsob transportu, ako aj zmeny v diagenetickom štádiu. Najpádnejšie argumenty v prospech diferenciacie sedimentárnych kaolínov a kaolinitových ílov typu ball clay, flint clay, prípadne fire clay prináša na základe podrobného štúdia textúr pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu W. D. KELLER (1978₁, 1978₂).

Vyčlenená skupina sedimentárnych kaolínov v Západných Karpatoch predstavuje typ kaolinitových pieskov a štrkov, ktoré prekonalí krátky a prevažne rýchly transport z kaolínových kôr zvetrávania do prevažne kontinentálnych sedimentačných panví. Zodpovedajú podtypu B. (transportované, väčšinou so zachovanou primárnou štruktúrou) a podtypu C. 1. (slabo súdržné kaolinitové piesky a íly) v genetickej klasifikácii M. KUŽVARTA (1977).

Na Slovensku sa ich zatiaľ v keramickom priemysle nepodarilo aplikovať. Napriek tomu je potrebné venovať ich výskumu mimoriadnu pozornosť, nakoľko v Západných Karpatoch na rozdiel od Českého masívu nepriaznivý tektonický vývoj nevytvoril vhodné podmienky na zachovanie primárnych produktov

zvetrávania. Preto sedimentárne kaolíny majú zásadný význam pri vyhľadávaní zakrytých kaolínových kôr zvetrávania a pri rekonštruovaní podmienok, za ktorých dochádzalo k ich formovaniu.

Ústredný problém dotýkajúci sa genézy kaolinitu na sedimentárnych ložiskách spočíva v dvoch čiastkových otázkach: a) ako sa mení kaolinit počas transportu z primárnych akumulácií do sedimentačných panví a pri diagenéze; b) či sa počas sedimentačného cyklu vytvárajú podmienky pre syntézu kaolinitu.

Pri transporte kaolínu dochádza k mechanickej deštrukcii kaolinitu, čím sa znižuje stupeň jeho štruktúrnej usporiadanosti. M. F. VIKULOVÁ — B. B. ZVJAGIN (1965) potvrdili prechod triklinického kaolinitu na pseudomonoklinický pri transporte z kaolínovej kôry zvetrávania do fácie príbrežných ílov, ale nezistili výraznejšiu zmenu v stupni štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu pri íloch riečnej a jazernej fácie.

Z uvedeného je zrejma závislosť medzi stupňom štruktúrnej usporiadanosti a dĺžkou transportu. Pri krátkom transporte kaolinitu z kaolínových kôr zvetrávania, čo je charakteristické pre ložiská sekundárnych kaolínov Západných Karpát, sa neprejavujú podstatnejšie zmeny v stupni štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu. Zato je evidentný výrazný pokles štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu oproti primárnym kaolínom na niektorých ložiskách kaolinitových ílov jazernej fácie v Lučenskej kotline (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972, I. KRAUS et al. 1972). Má to svoj odraz v ich odlišných technologických vlastnostiach (vysoká väznosť, plasticita, nízka žiaruvzdornosť) a súčasne je to jeden z dôvodov, prečo ložiská kaolinitových ílov nepovažujeme za vhodné, na rozdiel od niektorých autorov (E. GALAN — A. La IGLESIA 1977, S. H. PATTERSON — H. M. MURRAY 1984), pričleňovať ku kaolínom.

Názory na druhú otázku sa v minulosti zhodovali aj u zástancov významnejšieho uplatnenia syntézy a transformácie ílových minerálov v sedimentačnom cykle v tom, že autigénny vznik kaolinitu je možný v diagenetickom štádiu, ale nie je potvrdený vo väčšom rozsahu počas sedimentácie (G. MILLOT 1964, M. F. VIKULOVÁ in M. F. VIKULOVÁ ed. 1973). Doteraz väčšinou prevládal názor, že na sedimentárnych ložiskách kaolínu má kaolinit takmer výlučne allotigénny pôvod a formoval sa na primárnych ložiskách. Otázku jeho autigénneho vzniku vo väčšom meradle nemožno ani v súčasnom období považovať za pravdepodobnú. Predsa však v poslednom období, najmä uplatňovaním výskumu textúr pomocou SEM, sa začína pri formovaní sedimentárnych kaolínov počas diagenézy viac ako doteraz poukazovať na význam roztokov, a teda aj možnosti jeho autigénneho vzniku (W. D. KELLER 1978₂).

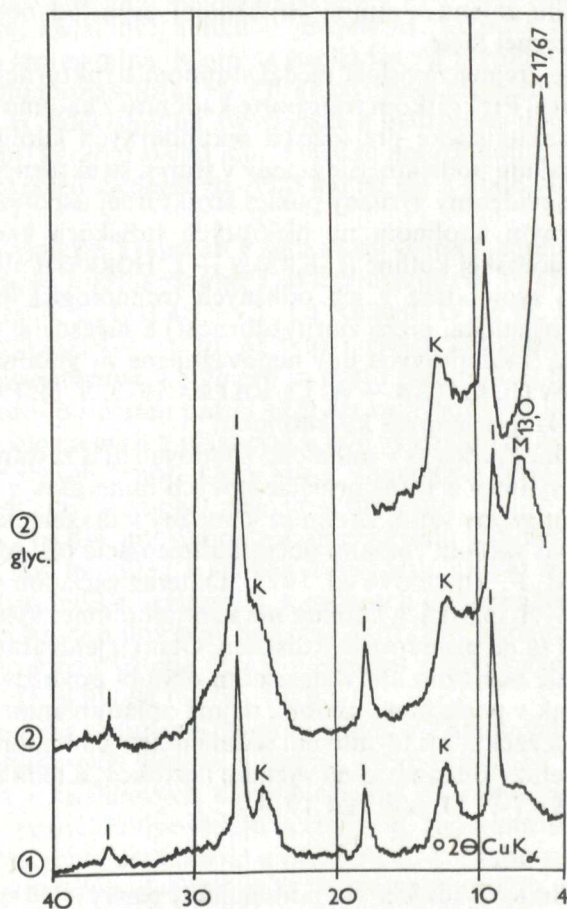
5.1. Piesčité kaolinitovo-illitické íly podunajskej panvy

V podunajskej panve zatiaľ nemožno hovoriť o sedimentárnych kaolínach. Študované vzorky predstavujú vôbec prvé indicie piesčitých ílov s asociáciou

kaolinitu a illitu, nachádzajúce sa v tejto najväčšej panve Západných Karpát, na periférii dvoch jadrových pohorí — Malých Karpát a Tribča.

V Malých Karpatoch sú isté problémy s genetickou interpretáciou doteraz študovaných kôr zvetrávania vyvinutých na granitoidoch a kryštalických bridliciach, nakoľko ani v jednom prípade sa nepotvrdil ich kaolínový charakter (kapit. 2.1.1.).

Pravdepodobne najspoľahlivejšia cesta k riešeniu tejto, z hľadiska kaolinizácie hornín jadrových pohorí taktika dôležitej otázky vedie cez mineralogický výskum produktov redepozície granitoidov Malých Karpát, nachádzajúcich sa na ich periférii — v sedimentárnej výplni podunajskej panvy. Prvú možnosť v tomto smere ponúkajú ostrohranné a súčasne zvetrané úlomky granitoidov



Obr. 97 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,002 mm zvetraných úlomkov granodioritu bratislavského masívu v zlepenoch (vzorka 1) a v piesčitých íloch (vzorka 2) na lokalite Lozorno v podunajskej panve.

I — illit, M — montmorillonit, K — kaolinit, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.

bratislavského masívu, ktoré sú súčasťou zlepcov vrchnobádenského veku pri Lozorne (D. VASS 1985 — ústne oznámenie). V zlepcoch sú súčasne prítomné nepravidelné polohy ílovitých pieskov, ktoré predstavujú preplavené zvetraliny malokarpatských granitoidov a kryštalickej bridlice.

Minerálne zloženie ílovitej frakcie z úlomkov granitoidov, ktoré sú súčasťou zlepcov a ílovito-piesčitých polôh, je rozdielne. V úlomkoch granitoidov sa nachádza illit s prímесou kaolinitu (obr. 97, vz. 1). V ílovitých pieskoch je prítomný illit a montmorillonit s nepatrnou prímесou kaolinitu (obr. 97, vz. 2).

Ostrohranné, transportom neopracované úlomky granitoidov najskôr malokarpatského pôvodu v zlepcoch vrchnobádenského veku zvetrávali po ich uložení v sedimentačnej panve. Povrchové zvetrávanie prebiehalo za iných podmienok ako na kôrach zvetrávania zachovaných v Malých Karpatoch, na čo poukazuje zvýšená prímес kaolinitu a neprítomnosť montmorillonitu. Minerálne zloženie ílovitej frakcie v ílovitých pieskoch a v malokarpatských kôrach zvetrávania je prakticky totožné (obr. 2). Na základe toho usudzujeme, že predstavujú redeponovaný materiál, ktorý sa pôvodne formoval na malokarpatských kôrach zvetrávania.

Produkty zvetrávania in situ na granitoidoch alebo kryštalickej bridlici Tribča nie sú ani v náznakoch zachované (E. KRIST 1985 — osobné oznámenie). Takto zostali piesčité kaolinitové íly s podstatne zastúpenou prímесou illitu na styku najsevernejších výbežkov žitavskej tabule s kryštalinikom Tribča pri Jedľových Kostoch najzávažnejším, hoci nepriamym dôkazom kaolínového zvetrávania v tomto jadrovom pohorí (obr. 44). Ich hodnotu ako spoľahlivého, aj keď zatiaľ jediného indikátora kaolínového zvetrávania granitoidov a kryštalickej bridlice Tribča počas alebo pred pontom umocňuje ich stratigrafická pozícia (dák, alebo pont) a asociáciou ťažkých minerálov v nich doložená tribečská zdrojová proveniencia (Z. PRIECHOVSKÁ 1967).

5.2. Hornonitrianska a Turčianska kotlina

Na rozdiel od podunajskej panvy v Hornonitrianskej a Turčianskej kotline redeponované produkty kaolínových kôr zvetrávania už nadobúdajú charakter sedimentárnych kaolínov (obr. 45, 46, 47). Sú zložené z kaolinitu, illit tvorí v niektorých prípadoch iba zanedbateľnú prímес, alebo úplne chýba.

Sedimentárne kaolíny s takýmto minerálnym zložením v Hornonitrianskej kotline indikujú kaolínové zvetrávanie granitoidov, respektíve celého kryštalickeho jadra Malej Magury. V Turčianskej kotline presvedčivo potvrdzujú intenzívnu kaolinizáciu granitoidov Žiaru.

Doklady o zachovaných kôrach zvetrávania v kryštalickej jadrách Suchého a Malej Magury sa v doterajších prácach základného výskumu spojeného s geologickým mapovaním neuvádzajú (Š. KAHAN 1978). Ich prítomnosť však nemožno vylúčiť, nakoľko doteraz neboli predmetom na tento cieľ orientovaného vyhľadávania alebo terénneho výskumu. V Žiari je situácia obdobná s tým rozdielom, že plytkými vrtmi boli overené granitové eluviálne piesky a štrky

v oblasti medzi Budišom a Rudnom a priamo na povrchu slabo rozložené granitoidy pri obci Budiš (kapit. 2.1.1.). Na možnosť výskytu kôr zvetrávania na granitoidoch Žiaru v širšom okolí Budiša upozorňuje na základe svojich dlhoročných geomorfologických výskumov aj M. LUKNIŠ (1985 — ústne oznámenie).

Celkový charakter primárnych kaolínov môžeme najlepšie rekonštruovať v oblasti Budiša na styku granitoidov Žiaru a neogénnych sedimentov martiných vrstiev Turčianskej kotliny (obr. 4, 5, 47). Granitové eluviálne piesky a štrky predstavujú zachované reliktové zvyšky spodnej časti kaolínovej kôry zvetrávania, v ktorej prevládajú sludy so stálou prímiesou kaolinitu. Podľa toho sa sedimentárne kaolíny tvorili redepozíciou vrchnej časti primárnych kaolínov, nakoľko v nich vysoko prevláda kaolinit len s nepatrnou prímiesou illitu.

Najvýznamnejším predstaviteľom sedimentárneho kaolínu v Turčianskej kotline sú kaolinitové piesky z Rudna. Ukladali sa po krátkom transporte v jazernom prostredí. Pri sledovaní ich genézy bolo potrebné zistiť, či kaolinit v nich prítomný má výlučne allotigénny pôvod, alebo či po uložení nedochádza aj k jeho autigénnemu vzniku.

Značný pokrok v riešení tohto problému umožňuje štúdium textúr ílov, ale hlavne kaolínov rôznych genetických typov pomocou riadkovacieho elektrónového mikroskopu (SEM), čo pôvodne rozpracoval B. F. BOHOR — P. E. HUGHES (1971), ale predovšetkým W. D. KELLER — R. F. HANSON (1975) a W. D. KELLER (1976₁, 1976₂, 1976₃, 1977).

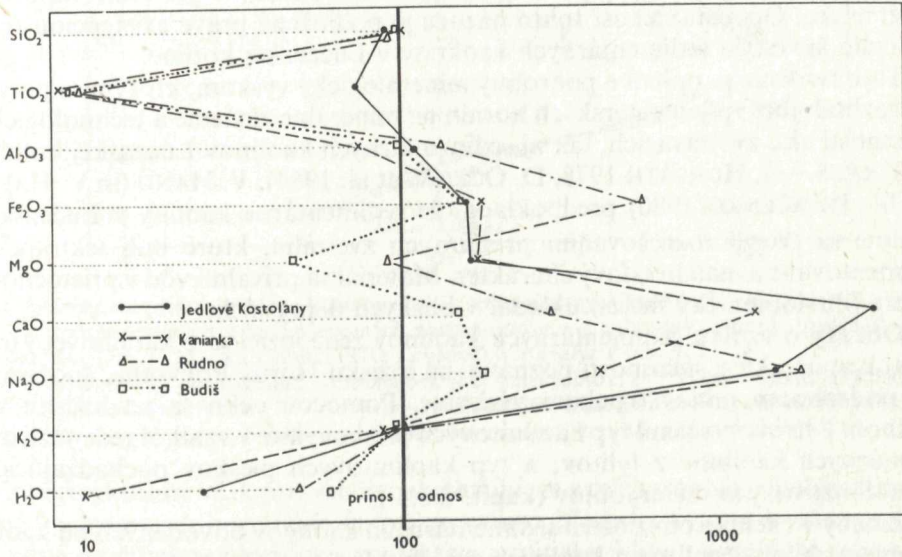
Pri sedimentárnych kaolínach sa stáva rozhodujúcim znakom forma a tvar kaolinitových kryštálov. Prítomnosť neporušených kryštálov kaolinitu vermikulárneho typu poukazuje na možnosť jeho vzniku rekryštalizáciou v diagenetickom štádiu (S. H. PATTERSON — H. M. MURRAY 1984).

Dokonale zachované tvary vermikulárneho kaolinitu v sedimentárnom kaolíne z Rudna (tab. XIII, obr. 1) poukazujú na jeho autigénny vznik po usadení v malých limnických panvičkách, ktoré sa tvorili pri ústupe jazier z Turčianskej kotliny počas panónu (J. GAŠPARIK 1969). Podstatná časť sedimentárneho kaolínu z Rudna je tvorená dobre ohraničenými časticami tabuľkovitého tvaru, ktoré majú pravdepodobne allotigénny pôvod a formovali sa vo vrchnej časti kaolínovej kôry zvetrávania na granitoidoch Žiaru (tab. XIII, obr. 2). V sedimentárnom kaolíne sa okrem kaolinitu potvrdila prítomnosť lussatitu (tab. XIII, obr. 3). Prikláňame sa k názoru, podľa ktorého vzniká pri diagenetickej premene opálu na kremeň v procese starnutia (M. MARKOVÁ 1978).

Textúra sedimentárneho kaolínu na lokalite Kanianka v Hornonitrianskej kotline, kde zdrojovou oblasťou sú granitoidy Malej Magury, poukazuje na odlišný spôsob vzniku. Procesy primárnej kaolinizácie boli transportované na veľmi krátku vzdialenosť (delúvium), neukladali sa vo vodnom prostredí a nedochádzalo tu k rekryštalizácii, respektíve autigénnemu vzniku kaolinitu po uložení (tab. XIII, obr. 4).

Okrem minerálneho zloženia môžeme na intenzitu zvetrávacích procesov v zdrojových oblastiach usudzovať z chemického zloženia sedimentárnych kaolínov (tab. 12). Diagram prínosu a odnosu komponentov v sedimentárnych

kaolínach, ktoré pochádzajú z kaolínových kôr zvetrávania granitoidov jadrových pohorí, vykazuje pozoruhodne zhodné trendy (obr. 98). To potvrdzuje približne rovnaký spôsob ich vzniku, aj príbuzné zloženie materských hornín. Cenné sú predovšetkým deferifikačné procesy pri vzniku sedimentárnych kaolínov v Rudne. U väčšiny študovaných sedimentárnych kaolínov dochádza aj k intenzívnemu odnosu CaO a Na₂O. Naproti tomu počas kaolinizácie granitoidov jadrových pohorí tatrika nedochádza k odnosu K₂O, čo zároveň platí aj pre in situ kaolinizované granitoidy veporika a gemerika (obr. 54).



Obr. 98 Diagram prínosu-odnosu komponentov v sedimentárnych kaolínach podunajskej panvy, Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny redeponovaných z kaolinizovaných granitoidov jadrových pohorí tatrika podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 3, 11, 12.

5.3. Lučenská a Košická kotlina

Sedimentárne kaolíny v Západných Karpatoch citlivo indikujú nielen prítomnosť zdrojových oblastí s kaolínovými kôrami zvetrávania, ale súčasne aj intenzitu a rozsah kaolinizácie v skúmanej oblasti. Najlepším dokladom toho sú práve sedimentárne kaolíny Lučenskej a Košickej kotliny, ktoré predstavujú produkty redepozície primárnych kaolínov vyvinutých na granitoidoch a metamorfitech veporika a gemerika.

Analýza zvetrávacích kaolínov v Západných Karpatoch potvrdzuje medzi granitoidmi jadrových pohorí tatrika a ostatnými horninami veporika a gemerika podstatný rozdiel v intenzite, rozsahu a v miere zachovania kaolínových kôr zvetrávania. Príčiny tohto javu sú diskutované na inom mieste (kapit. 3.4.).

Uvedený rozdiel sa prejavuje v minerálnom zložení sedimentárnych kaolínov a v ich kvantitatívnom zastúpení (rozsahu) na doteraz overených výskytoch. Ukazuje sa priama závislosť medzi rozsahom existujúcich alebo predpokladaných kaolínových zvetralín a doložených produktov ich redepozície, čo sa potvrdilo v Malých Karpatoch, Tribčici a v príslušnej časti podunajskej panvy; v Malej Magure, Žiari a v Hornonitrianskej, respektíve Turčianskej kotline; v jz. časti veporika — gemerika a v Lučenskej kotline. Inými slovami, zvetrávacie aj sedimentárne kaolíny zhodne potvrdzujú, že k rozsiahlejším procesom kaolínového zvetrávania dochádzalo v Západných Karpatoch v jz. časti veporika a gemerika. Opodstatnenosť tohto názoru je podložená práve existenciou rozsiahleho súvrstvia sedimentárnych kaolínov v Lučenskej kotline.

Toto tvrdenie sa opiera o podrobný mineralogický výskum, ktorým sa potvrdil rozhodujúci vplyv materských hornín na minerálne zloženie a technologické vlastnosti ako zvetrávacích, tak aj sedimentárnych kaolínov Lučenskej kotliny (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1978, D. OČENÁŠ et al. 1984). V. HANO (in V. HANO — M. IVANČENKO 1980) predpokladá, že sedimentárne kaolíny v Lučenskej kotline sa tvorili rozrušovaním primárnych zvetralín, ktoré boli tektonicky segmentované a mali hrasťový charakter. Materiál sa prívalmi vôd v prietochom jazere (fluviolimnický facies) ukladal v blízkych depresiách.

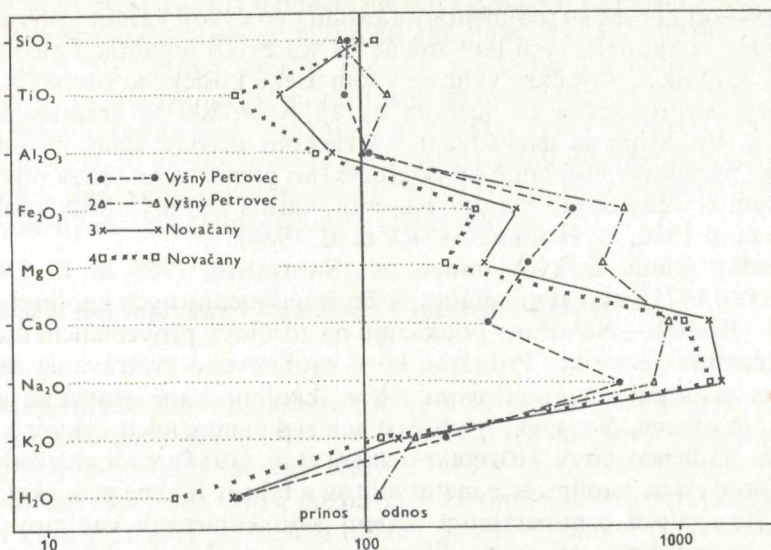
Dôkazy o vzniku sedimentárnych kaolínov redepozíciou z kaolínovej kôry zvetrávania, akú v súčasnosti poznáme na ložisku Horná Prievrana, spočívajú na podrobnom mineralogickom výskume. Pomocou neho sa na ložisku vo Vyšnom Petrovci vyčlenil typ kaolinitových pieskov, ktorý vznikol redepozíciou primárnych kaolínov z fylitov; a typ kaolinitových pieskov pochádzajúcich z kaolinizovaných metaryolitov (kapit. 2.3.4.).

Zmeny v chemickom zložení sedimentárnych kaolínov odvodených od kaolinizovaných metaryolitov a kaolinizovaných fylitov vyjadruje diagram prínosu — odnosu na obr. 99.

Na kaolínovom ložisku Horná Prievrana sa v súčasnosti selektívne ťaží len kaolín, ktorý vznikol zvetrávaním metaryolitov. Jeho zásoby sú obmedzené; kaolín z fylitov sa podľa dnešných kritérií považuje pre jemnú keramiku za nebilančný. Na ložisku Vyšný Petrovec je situácia analogická. V podstatnej miere prevláda sedimentárny kaolín, ktorý vznikol redepozíciou z kaolinizovaných fylitov. Chýba v nich Na-sľuda a kaolínový výplav nemá požadované vlastnosti pre jemnú keramiku. Najčastejšie v spodnej časti ložiska je prítomný sedimentárny kaolín, ktorý vznikol redepozíciou z kaolinizovaných metaryolitov. Obsahuje Na-sľudu, má v niektorých smeroch priaznivejšie technologické vlastnosti, ale okrem toho, že je zastúpený oproti predošlému typu v podstatne menšom množstve, nedá sa ani selektívne ťažiť.

Zásoby sedimentárneho kaolínu v Lučenskej kotline dosahujú rádovo niekoľko desiatok miliónov ton. Sú nesporným dôkazom regionálnej kaolinizácie metamorfítov gemerika a pravdepodobne aj veporika v ich jz. časti, kde sa v najbližšom období sústreďí činnosť geologického prieskumu pri vyhľadávaní zakrytých kaolínových kôr vyvinutých na metaryolitoch (J. ZUBEREC 1985).

Výsledky mineralogického a genetického štúdia sedimentárnych kaolínov



Obr. 99 Diagram prínosu-odnosu komponentov v sedimentárnych kaolínach Lučenskej a Košickej kotliny redeponovaných z kaolinizovaných metamorfítov a granitoidov gemerika podľa R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971) z chemických analýz v tab. 8, 13, 26.

1 — Vyšný Petrovec, pochádzajúci z kaolinizovaných metaryolitov; 2 — Vyšný Petrovec, pochádzajúci z kaolinizovaných fylitov; 3 — Nováčany, pochádzajúci z kaolinizovaných granitov (kaolinitový piesok); 4 — Nováčany, pochádzajúci z kaolinizovaných granitov (kaolinitový íl).

Lučenskej kotliny však presvedčivo dokazujú, že v celej prognóznej oblasti budú mať v zdrojových horninách úplnú prevahu z hľadiska kvality kaolínu menej vhodné sericiticko-chloritické, respektíve grafitické fylity a sericitické metakremence. Preto pri obmedzených zásobách kaolínu vznikajúceho z metaryolitov je pre surovinovú bázu a rozvoj slovenskej keramickej výroby nutné venovať v budúcnosti omnoho väčšiu pozornosť ako doteraz aplikácii zvetrávacieho aj sedimentárneho kaolínu, ktorý vzniká z rôznych variet fylitov a sericitických metakremencov.

Pri štúdiu genézy sedimentárnych kaolínov Lučenskej kotliny sa znovu otvára možnosť autigénneho vzniku kaolinitu, podobne ako pri sedimentárnych kaolínach z Rudna v Turčianskej kotline.

Kryštály kaolinitu pri zvetrávaní metaryolitov aj fylitov na ložisku Horná Prievrana nemajú pseudohexagonálne obmedzené častice, ani netvorcia „knihy“, prípadne kryštály vermikulárneho typu, ale vždy sú to nepravidelne ohraničené a nepravidelne uložené agregáty, zložené z tabuliek, prípadne šupín.

Podstatná zmena v morfológii kaolinitu sa dá zaznamenať štúdiom textúr sedimentárneho kaolínu na ložisku Vyšný Petrovec, kde sú prítomné „knihy“ a kryštály vermikulárneho typu (tab. XIV, obr. 3, 4). Naznačujú isté možnosti autigénneho vzniku kaolinitu kryštalizáciou z roztokov buď bezprostredne po uložení sedimentárneho kaolínu vo fluvioimnickej sedimentárnej panve, alebo neskôr na suši, počas presakovania vôd v prostredí s vysokou pórovitosťou.

V Košickej kotline sú sedimentárne kaolíny vo vývoji kaolinitových pieskov, ale lokálne aj kaolinitových ílov známe na viacerých lokalitách medzi obcami Poproč, Rudník a Nováčany výlučne v tom úseku košického súvrstvia, ktoré sa nachádza bezprostredne na južnom okraji popročského granitového telesa (obr. 15). Íly, ktoré sa nachádzajú v košickom súvrství ďalej na juhu alebo západne, respektíve východne od popročského granitového telesa, majú oproti predošlým zvýšený obsah montmorillonitu, illitu a znížený obsah kaolinitu (E. DOBRA et al 1970, A. HODERMANSKÁ et al. 1984).

Výsledky štúdia ťažkých minerálov (SANDANUS 1969 in E. DOBRA — Š. RICHTER 1971), ako aj minerálne zloženie sedimentárnych kaolínov z oblasti Poproč—Rudník—Nováčany poukazujú na zdrojovú provenienciu metamorfítov a granitov gemerika. Primárne kôry kaolínového zvetrávania sa doteraz zistili na popročskom granitovom telese (kaolinizované eluviálne granitové piesky). Je otázne, či v niektorých častiach sedimentačných cyklov košického súvrstvia, vyčlenených A. HODERMANSKOU et al. (1984), nedochádzalo k redepóziácii produktov kaolinizácie metaryolitov a fylitov hlavne gelnickej skupiny. Doterajšie znalosti o minerálnom zložení sedimentárnych kaolínov Košickej kotliny neumožňujú vzájomne diferencovať produkty kaolinizácie granitov a metamorfítov gemerika. Preto zatiaľ nevieme hodnoverne posúdiť, ktoré z uvažovaných dvoch typov materských hornín gemerika mali rozhodujúci podiel na zložení sedimentárnych kaolínov v jz. časti Košickej kotliny. Rozšírenie doteraz známych výskytov v oblasti Poproč—Rudník—Nováčany skôr podporuje alternatívu, že nimi boli predovšetkým granity popročského masívu.

Aj v prípade sedimentárnych kaolínov Lučenskej a Košickej kotliny sa prejavuje značná zhoda v prínose a v odnose jednotlivých komponentov vyhodnotených podľa metódy R. M. GARRELSA — F. T. MACKENZIEHO (1971), čo súvisí s podobnými podmienkami vzniku, pričom existujúce rozdiely sa dajú vysvetliť odlišným charakterom materských hornín (tab. 29, obr. 99). Najmar-

Tab. 29 Chemické analýzy sedimentárnych kaolínov Lučenskej a Košickej kotliny.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	80,90	78,43	72,98	88,10	93,28
TiO ₂	0,45	0,22	0,81	0,38	0,22
Al ₂ O ₃	12,41	14,62	17,05	7,26	3,95
Fe ₂ O ₃	0,59	0,56	1,17	0,17	0,43
MgO	0,30	0,22	0,50	0,31	0,31
CaO	0,09	0,08	0,12	0,14	0,14
Na ₂ O	0,09	0,83	0,20	0,09	0,11
K ₂ O	1,50	1,34	3,10	0,83	0,52
str. žih.	3,64	3,39	3,48	2,26	0,88
Spolu	99,97	99,69	99,41	99,54	99,84

1 — Vyšný Petrovec, odvodený z kaolinizovaných fylitov; 2 — Vyšný Petrovec, odvodený z kaolinizovaných metaryolitov; 3 — Nováčany (I. DIANIŠKA et al. 1985); 4 — Rudník, vrt R-4, hĺbka 21,2 m; 5 — Rudník, vrt R-1, hĺbka 13,8 m. Analýzy vyhotovil GP Turčianske Teplice.

kantnejšie sa to prejavuje pri sedimentárnych kaolínach Košickej kotliny z Nováčian, ktoré síce majú rôzne granulometrické zloženie (kaolinitové íly a kaolinitové piesky), ale takmer totožné pomery v odnose a prínose jednotlivých komponentov sú výsledkom jednej zdrojovej oblasti (popročský granit). Naproti tomu sedimentárne kaolíny vznikajúce na ložisku Vyšný Petrovec v Lučenskej kotline redepozíciou kaolinizovaných fylitov vykazujú intenzívnejší odnos takmer všetkých sledovaných komponentov v porovnaní so sedimentárnymi kaolínmi odvodenými od kaolinizovaných metaryolitov.

6. Distribúcia mikroprvkov v kaolínach Západných Karpát

V íloch neogénnych panví Západných Karpát sa doteraz venovala sústavnejšia pozornosť distribúcii mikroprvkov pri stanovení ich zdrojových oblastí a charakteru prostredia sedimentácie (I. KRAUS 1975,). Na základe týchto výsledkov sa naznačili isté možnosti využiť poznatky o zastúpení niektorých mikroprvkov v kôrach zvetrávania aj pri riešení otázok genézy kaolínov (I. KRAUS 1977). Preto autor doplnil skôr vytvorený súbor vzoriek kaolínov o ďalšie, ktoré sú predmetom štúdia v predkladanej práci. Získané štatistické údaje umožňujú porovnať distribúciu sledovaných mikroprvkov v jednotlivých genetických typoch (tab. 30).

Charakter distribúcie sa sledoval len informatívne na základe histogramov rozdelenia početnosti vybraných mikroprvkov v čiastkovom súbore zvetrávacích a hydrotermálnych kaolínov (obr. 100, 101). Potvrdilo sa, že sledované mikroprvky v kaolínach Západných Karpát majú v prevažnej miere lognormálne rozdelenie s ľavostrannou asymetrickou distribúciou. Z toho dôvodu korelačné vzťahy na diagramoch sa konštruovali v logaritmickej škále a v štatistických údajoch sa vždy uvádza okrem aritmetického aj geometrický priemer. Rozdiely v distribúcii mikroprvkov a prípadné zmeny v korelačných vzťahoch sú podľa nášho názoru determinované charakterom materských hornín a spôsobom ich vzniku (zvetrávacie, hydrotermálne, sedimentárne).

Čiastkový súbor reprezentujúci v tab. 30 kaolíny zvetrávacieho pôvodu pochádza z granitoidov, respektíve metamorfítov ($N = 52$) a andezitov, respektíve bazaltov ($N = 35$). Študované sedimentárne kaolíny pochádzajú výlučne z redeponovaných kaolínových kôr zvetrávania formovaných na granitoch a metamorfítoch. Naproti tomu produkty hydrotermálnej kaolinizácie vznikali prevažne alteráciou ryolitov a ryolitových tufov ($N = 60$), v menšom rozsahu andezitov a andezitových tufov ($N = 24$).

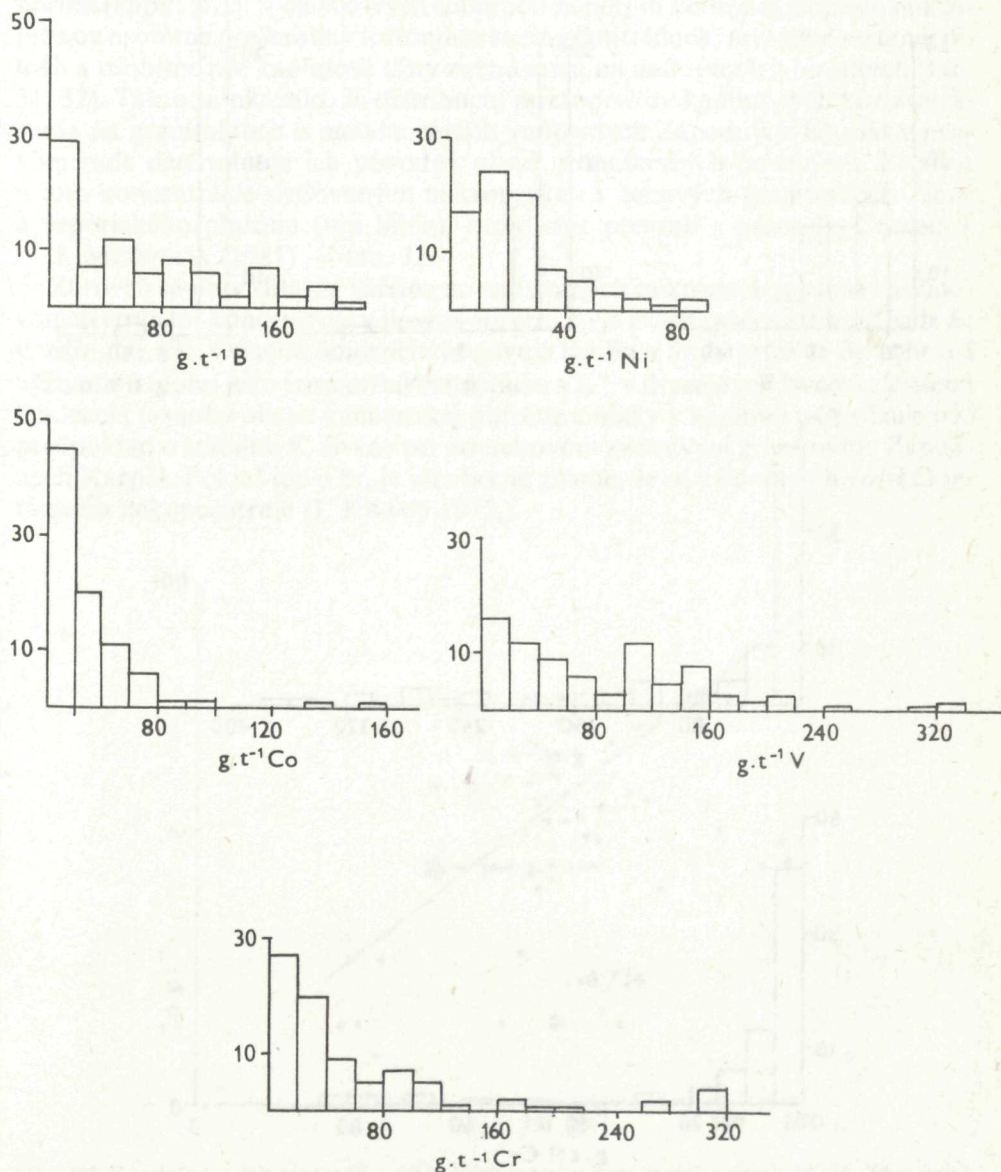
Počas redepozície kaolínov z kôr zvetrávania do sedimentačných panví (zvetrávacie versus sedimentárne) sa zvyšuje obsah B, V a znižuje obsah Zr. Zastúpenie ostatných nevykazuje podstatnejšie zmeny. Kaolíny hydrotermálneho pôvodu oproti zvetrávacím sú viac alebo menej deficitné v zastúpení väčšiny sledovaných mikroprvkov, čo sa zvlášť výrazne prejavuje pri Cu, Ni, Co, V, Cr, Ti, Zr a Ba. Hlavná príčina bude pravdepodobne súvisieť s intenzívnym odno-

Tab. 30 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v kaolínoch Západných Karpát v g . t⁻¹.

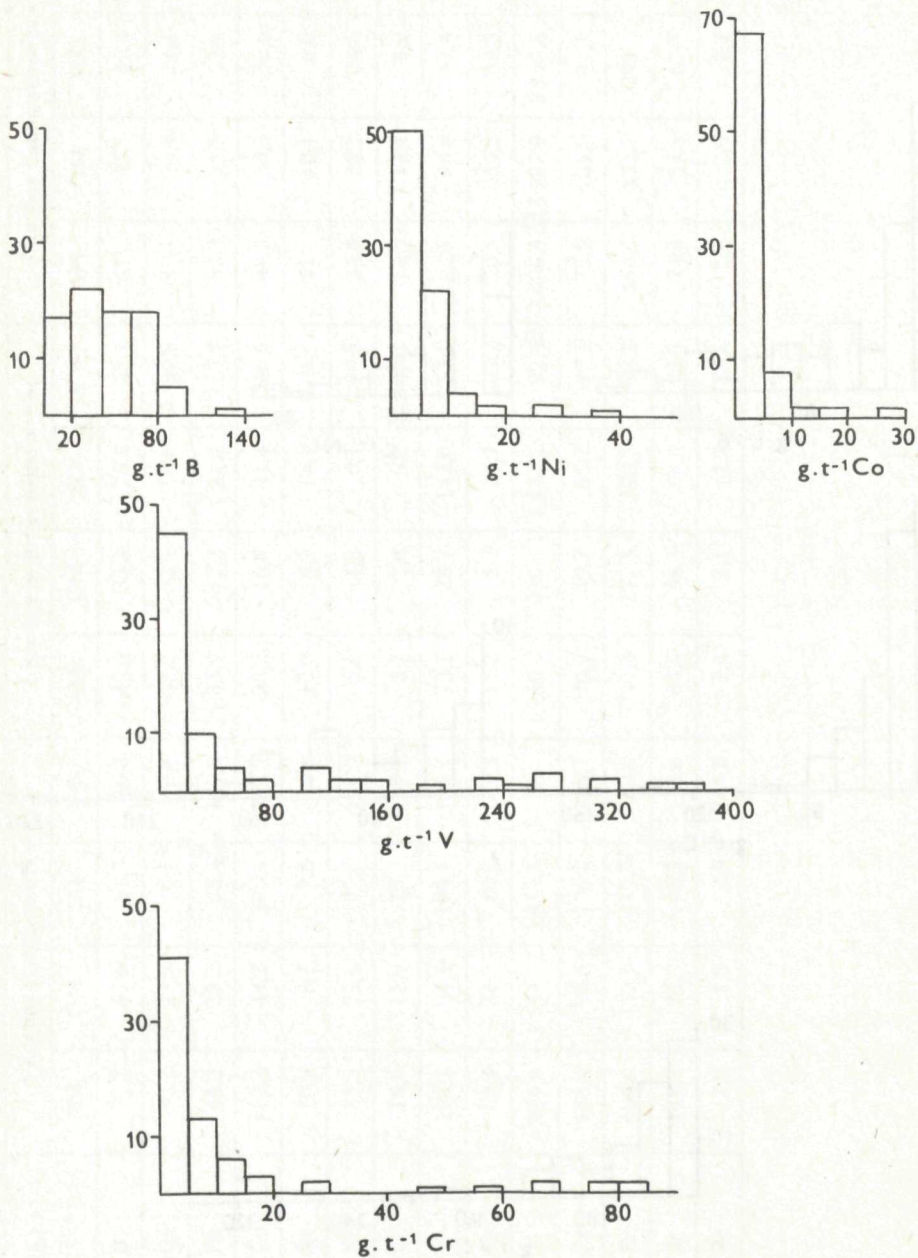
Mikro- prvok	1 Kaolíny zvetrávacie N = 87				2 Kaolíny hydrotermálne N = 84				3 Kaolíny sedimentárne N = 20			
	AM	GM	SO	V %	AM	GM	SO	V %	AM	GM	SO	V %
B	71,2	47,6	61,3	86,0	42,2	33,8	26,8	62,1	61	43,7	50,4	82,6
Ga	32,7	23,8	23,1	70,8	35,2	32,1	14,0	39,8	32,1	23,4	21,1	65,8
Pb	44,5	22,2	66,7	149,9	35,9	17,3	41,4	115,4	33,3	25,5	22,8	61,5
Cu	112,2	47,2	396,4	353,5	28,2	16,6	41,4	146,6	48,5	50,3	30,6	103,6
Sn	10,9	8,2	7,8	71,8	12,6	8,3	13,1	104,4	11	10,1	6,0	54,9
Ni	35,6	22,6	47,0	131,9	5,6	4,0	6,1	109,5	34,4	26,1	24,6	71,6
Co	18,6	11,9	25,7	137,8	3,7	2,6	5,1	140,2	14,5	12,4	8,9	61,5
V	108,2	64,1	109,4	101,1	73,1	28,7	112,0	153,1	118,5	98,8	57,4	48,4
Cr	68,4	32,7	89,8	131,3	15,2	6,2	24,7	162,7	70,5	59,2	38,3	54,4
Ti	4 939,9	3 137	3 852,5	78	1 260	939	1 171,1	92,9	3 906,5	3 187,9	2 150,8	55,1
Zr	148,4	99,8	176,2	118,7	70,9	49,7	65,7	92,7	72,9	61,0	41,1	56,4
Ba	606,4	450,7	417,7	68,9	390,9	271,3	290,5	74,3	464,4	372,7	297	64
Sr	144,7	72,7	193,3	133,6	84,6	58,3	88,9	105,0	74,4	54,8	67,7	91
Be	2,0	1,8	2,9	145,9	2,4	2,1	2,7	113,8	2,3	2,0	2,8	120,3

N — počet vzoriek, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer, SO — štandardná odchýlka, V % — koeficient variácie.

som sledovaných mikroprvkov počas hydrotermálnej alterácie okolitých hornín, menovite v etape synchronnej (predrudnej) metasomatózy v zmysle G. T. VOLOSTNYCHA (1972).



Obr. 100 Distribučné diagramy mikroprvkov v kaolinových kôrach zvetrávania Západných Karpát.

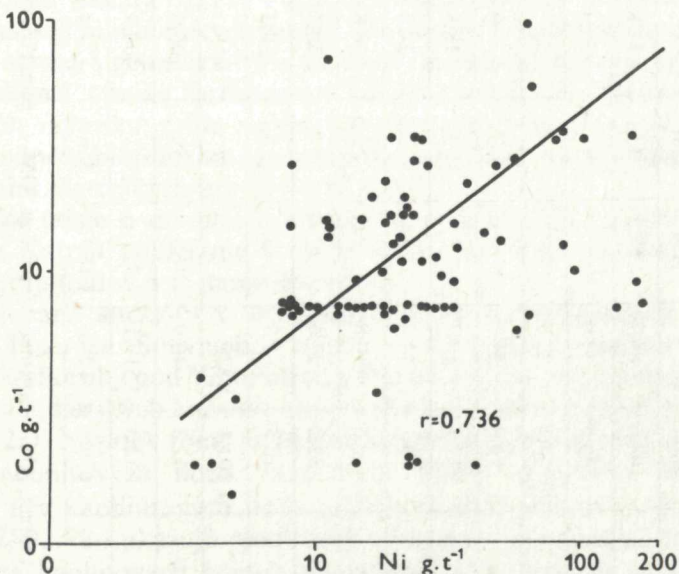


Obr. 101 Distribučné diagrany mikroprvkov hydrotermálnej kaolinizácie Západných Karpát.

6.1. Kaolínové kôry zvetrávania

V kapitolách, ktoré sa zaoberajú genézou západokarpatských kaolínových kôr zvetrávania, sa kladie osobitný dôraz na petrografické zloženie materských hornín (kapit. 3.2.). V čiastkových súboroch sa potom sleduje zastúpenie mikroprvkov osobitne pre kaolínový formujúce sa na granitoidoch, prípadne metamorfitech a osobitne pre kaolínové kôry zvetrávania na andezitoch a bazaltoch (tab. 31, 32). Takto sa ukázalo, že distribúciu mikroprvkov kaolínových kôr zvetrávania na granitoidoch a metamorfitech vnútorných Západných Karpát v prvom rade determinuje ich pôvodný obsah v materských horninách. Svedčia o tom koncentrácie sledovaných mikroprvkov v čerstvých granitoidoch Žiaru a veporického plutónu (typ Sihla), ktoré sme prevzali z práce B. CAMBELA — J. MEDVEĎA (1981) — tab. 31.

Zároveň sa potvrdilo, že väčšina zo sledovaných mikroprvkov sa pri kaolínovom zvetrávaní koncentruje v ílovitej frakcii, čo je zvlášť evidentné v prípade B, Cu, Sn, Ni, Co. Opačnú tendenciu prejavuje len Ba a Sr. V prípade Ba zohráva významnú úlohu jeho izomorfná substitúcia s K^+ v draselných živcoch. Zistená tendencia (vysoký obsah v materskej hornine a nízky v kaolíne) potvrdzuje náš predpoklad o stabilite K-živcov pri povrchovom zvetrávaní granitoidov Západných Karpát. Pokiaľ ide o Sr, je všeobecne známe, že sa v kaolínach vo väčšom rozsahu nekonzcentruje (I. KRAUS 1975₁).



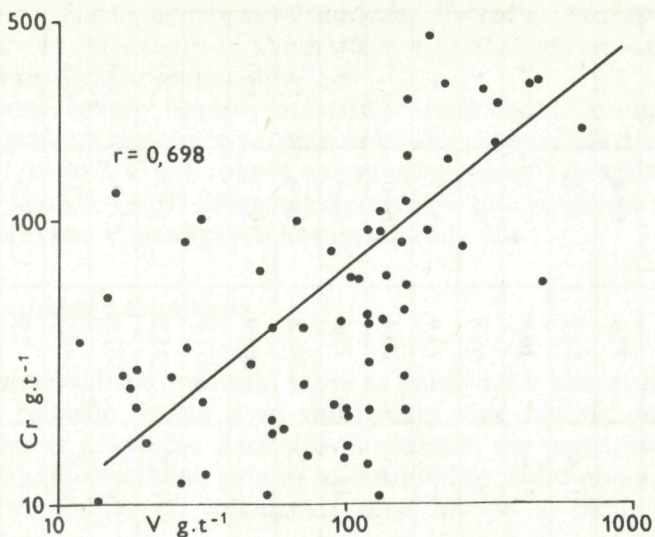
Obr. 102 Korelačný vzťah medzi Ni a Co v čiastkovom súbore zvetrávacích kaolínov Západných Karpát.

r — koeficient korelácie.

Tab. 31 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v kaolínových kôrach zvetrávania na granitoidoch a metamorfitech vnútorných Západných Karpát v g. t⁻¹.

Mikro- prvok	Granitoidy Žiaru N = 9		+Granitoidy Žiaru N = 3		Granitoidy Veporika N = 8		+Granitoidy Veporika N = 7		Metamorfity Veporika N = 12		Metamorfity Gemerika N = 23	
	AM	GM	AM	GM	AM	GM	AM	GM	AM	GM	AM	GM
B	104,6	89,7	15,3	15,0	51,8	45,8	8,5	8	124,5	94,8	86,5	63,2
Ga	46,8	41,0	—	—	39,4	35,8	—	—	20,4	16,6	44,8	39,7
Pb	34,1	27,5	—	—	55	50,7	—	—	140,2	84,7	41,8	28,2
Cu	86,0	51,9	< 3	< 3	21,6	19,0	6,3	6,1	27,3	23,2	280,2	91,0
Sn	12,1	10,7	< 3	< 3	18,8	16,6	9,5	8,9	11,3	9,9	12,9	10,4
Ni	15,1	12,4	3,6	3,5	24,2	22,6	8	7,7	24,0	20,0	49,0	22,3
Co	12,0	10,8	2,5	2,5	20,8	19,0	7,1	6,8	8,4	8,0	23,0	8,2
V	32,2	27,6	27	27	50,2	40,4	80	78	47,6	38,4	78,9	36,1
Cr	10,5	7,7	3,7	3,7	18,3	14,2	21,3	20,8	65,8	54,2	61,9	24,1
Ti	1 701,1	1 322	—	—	7 250	5 323	—	—	4 609,2	2 650	2 521,2	1 419
Zr	47,3	40,9	160	155	106,9	98,2	225	223	316,8	180,0	88,6	69,5
Ba	552,3	519,1	937	931	409,9	386,4	1 414	1 404	914,3	754,0	743,8	393,7
Sr	176,7	128,0	1 160	556	127,4	110,7	585	578	301,7	135,3	141,9	59,5

N — počet vzoriek, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer, + údaje z čerstvých granitoidov podľa B. CAMBELA — J. MEDVEĎA (1981).



Obr. 103 Korelačný vzťah medzi V a Cr v čiastkovom súbore zvetrávacích kaolínov Západných Karpát.

r — koeficient korelácie.

Podobne súvisí pri kaolinizácii metamorfítov veporika a gemerika v niektorých prípadoch značný rozdiel v zastúpení mikroprvkov s rozdielnym petrografickým zložením materských hornín. Vo veporiku sú kaolinizované sericitické metakremence, v gemeriku fylity a v menšom rozsahu metaryolity. Rozdielny obsah Ti, najmä vysoké zastúpenie v kôrach zvetrávania, formujúcich sa na granitoidoch veporika, môže najskôr súvisieť s jeho primárne vysokým obsahom v pôvodnom biotitickom granodiorite (typ Sihla), čo je v súlade s chemickým zložením materských hornín (tab. 3, 6).

Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v kaolinizovaných andezitoch Západných Karpát poukazujú v tomto smere na trochu odlišné vzťahy ako v prípade granitoidov a metamorfítov (tab. 32).

Kaolinizované andezity v stredoslovenských neovulkanitoch pochádzajú prevažne z Pukanca (Štiavnické vrchy) a vo východoslovenských neovulkanitoch z oblasti Poruby pod Vihorlatom a Petrovic (Vihorlat). Rozdiel v chemickom zložení materských hornín z oboch oblastí je zanedbateľný aj v obsahu TiO₂ (tab. 23). Napriek tomu je možné zaznamenať veľký rozdiel v zastúpení TiO₂ v kaolinitových íloch vnútorných kotlín stredného Slovenska — 4601 g.t⁻¹ a v kaolinitových íloch podvihorlatskej oblasti — 7590 g.t⁻¹ (I. KRAUS 1975.). Ako ukazujú predložené výsledky, tento rozdiel sa ešte mierne zväčšuje v kaolínových kôrach zvetrávania formovaných na stredoslovenských (3936 g.t⁻¹) a východoslovenských (7043 g.t⁻¹) andezitoch (tab. 32).

Tento poznatok má pre vzájomné porovnávanie miocénnej etapy kaolinizácie na strednom a východnom Slovensku zásadný význam; relatívne nízky

Tab. 32 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v kaolínových kôrach zvetrávania na andezitoch a bazaltoch Západných Karpát v g. t⁻¹.

Mikro- prvok	Andezity stredoslovenských neovulkanitov			Andezity východoslovenských neovulkanitov			Bazalty Cerovej vrchoviny		
	AM; N = 10	GM; N = 10	+AM; N = 24	AM; N = 16	GM; N = 16	+AM; N = 24	AM; N = 9	GM; N = 9	+AM; N = 18
B	36,7	33,0	- -	18,4	13,7	-	77,6	69,4	-
Ga	24,0	17,9	16,4	8,1	8,1	15,6	51,1	39,1	12
Pb	19,6	17,6	32	11,5	7,6	11,6	20,0	17,2	10
Cu	42,4	27,5	-	61,6	57,5	-	69,8	60,2	-
Sn	8,4	8,3	-	2,4	2,2	-	14,9	13,5	-
Ni	16,9	14,5	8,6	23,3	22,6	9,5	90,4	80,6	123
Co	12,9	11,3	14,0	19,2	16,2	11,6	29,0	23,4	37
V	111,3	106,4	169,7	131,6	128,9	114,2	346,8	318	277
Cr	22,3	20,4		56,0	49,7		263,9	257	167
Ti	4 351	3 936		7 428,1	7 043		8 977,8	8 160	
Zr	150,5	125	186,9	108,8	101,3	167,7	283,2	215,7	252
Ba	460,9	420,6	455,6	557,2	516,0	296,5	322,8	271,1	558
Sr	41,8	28,3	411,5	55,5	45,2	245,7	198,3	136,8	636
Be	1,8	1,85	-	4,5	3,9	-	2,9	2,6	-

N — počet analýz, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer, + údaje z čerstvých andezitov a bazaltov podľa J. FORGÁČA — G. KUPČU (1974).

priemerný obsah Ti v kaolinizovaných andezitoch stredoslovenských neovulkanitov je prejavom intenzívnejšej kaolinizácie v tomto regióne, ako aj celkovo väčšej chemickej zrelosti sedimentov.

Kaolinizované bazalty Cerovej vrchoviny — najmladšie horniny postihnuté v západokarpatskom regióne hypergénnou kaolinizáciou (rádiometricky stanovený vek od 1,35 do 2,75 mil. rokov), sa vyznačujú veľmi vysokým priemerným obsahom Ni, Co, V, Cr, Ti. Táto zákonitosť je v súlade s vysokým obsahom týchto mikroprvkov v materských horninách (tab. 32).

6.2. Hydrotermálna kaolinizácia

Kaolíny hydrotermálneho pôvodu, ktoré sa študovali v alterovaných zónach kremnického rudného rajónu a vo vulkanickej zóne Javoria, nikdy nemajú monominerálne (t.j. výlučne kaolinitové) zloženie, ale popri prevládajúcom kaolinite obsahujú variabilnú prímies interstratifikovaného minerálu typu IM alebo montmorillonitu, vo vulkanickej zóne Javoria aj illitu, pyrofylitu a alunitu.

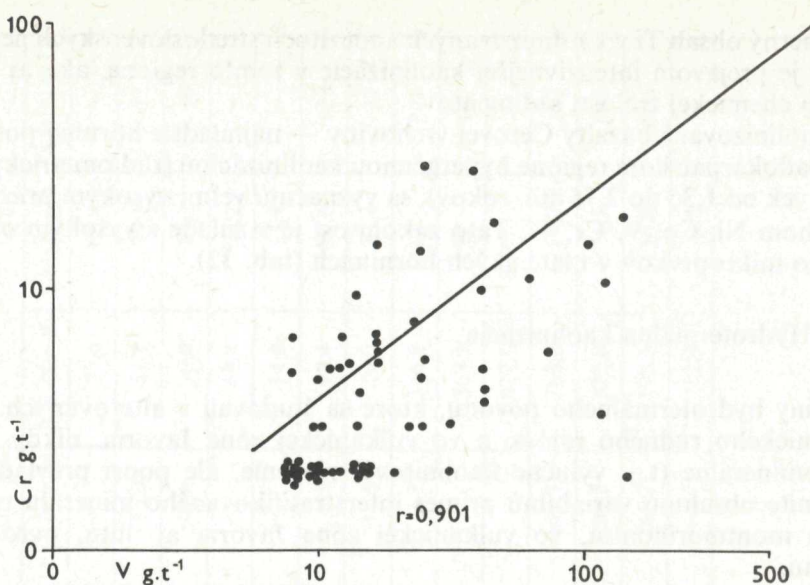
Okrem toho distribúciu mikroprvkov v značnej miere determinuje charakter materských hornín a zonálnosť, ktorá sa formuje pri ich alterácii. V centrálnom pásme kremnického rudného rajónu a vo vulkanickej zóne Javoria sú to pyroxenické andezity; v južnom pásme kremnického rudného rajónu ryolity a ryolitové tufy. Zonálny vývoj v závislosti od distribúcie mikroprvkov bolo možné podrobnejšie sledovať v kremnickom rudnom rajóne.

Celkove je vplyv všetkých vyššie uvedených činiteľov evidentný, ale prejavuje sa pri jednotlivých mikroprvkoch v rôznej miere a intenzite, pričom dochádza aj k vzájomnému prekrývaniu vplyvu materských hornín, minerálneho zloženia a zonality.

Vplyv materských hornín sa v súbore hydrotermálnych kaolínov najlepšie prejavuje pri V a Cr, čo je zvlášť evidentné v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu (tab. 33). Z údajov J. FORGÁČA — G. KUPČU (1974) a J. FORGÁČA (1983) je evidentný primárne vysoký obsah V v čerstvých stredoslovenských andezitoch (okolo $170 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$) a jeho veľmi nízky obsah v kremnických ryolitoch (okolo $11 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$). Tento rozdiel sa pri hydrotermálnej alterácii ešte zväčšuje (tab. 33). Dá sa dobre sledovať aj na graficky znázornenom korelačnom vzťahu medzi V a Cr (obr. 104).

Vplyv minerálneho zloženia na distribúciu mikroprvkov sa osobitne sledoval v južnom pásme kremnického rudného rajónu, kde v súlade s výsledkami mineralogicko-genetického štúdia je možné vyčleniť vnútornú a vonkajšiu zónu (obr. 89, tab. 34). K značnej diferenciacii v oboch zónach dochádza vplyvom rozdielneho minerálneho zloženia najmä v súvislosti s B a Ga.

V. STUBICAN — R. ROY (1962) zistili, že B nahrádza v tetraedrickej sieti ílových minerálov Al^{+3} aj Si^{+4} , pričom v sludách a potom aj v illite sa viaže pevnejšie v porovnaní s montmorillonitom. K. JASMUND — B. LINDER (1972) podobne, ale na základe experimentálnych prác dokázali, že väzba B v ílových



Obr. 104 Korelačný vzťah medzi V a Cr v čiastkovom súbore hydrotermálnych kaolínov Západných Karpát.

r — koeficient korelácie.

Tab. 33 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v hydrotermálnych kaolínach Západných Karpát v g . t⁻¹.

Mikro- prvok	Celý čiastkový súbor hydro- term. kaolínov N = 84		Centr. pásmo krem. rud. rajón N = 12		Juž. pásmo krem. rud. rajón N = 60		Javorie N = 12	
	AM	GM	AM	GM	AM	GM	AM	GM
B	71,2	33,8	45,9	40,8	44,1	33,2	33,2	30
Ga	32,7	32,1	53,6	52,3	32,5	30,5	29,0	23,4
Pb	44,5	17,3	26,0	8,3	40,8	21,5	16,5	10,6
Cu	112,2	16,6	52,4	34,4	17,0	12,9	19,3	9,7
Sn	10,9	8,3	17,8	12,9	11,9	7,7	10,0	7,8
Ni	35,6	4,0	2,7	2,4	5,8	4,0	7,9	7,7
Co	18,6	2,6	3,0	2,5	3,5	2,3	5,7	4,8
V	108,2	28,7	306,3	269,5	18,8	15,4	124,2	82,9
Cr	68,4	6,2	61,6	52,5	5,2	3,8	20,0	9,4
Ti	4 939,9	939	1 563,3	1 081	1 294,3	982	627,1	574
Zr	148,4	49,7	37,7	25,1	68,0	51,5	134,4	98,5
Ba	606,4	271,3	282,0	242	371,6	245,9	664,4	609,6
Sr	144,7	58,3	39,4	34	81,9	51	163,2	150,8
Be	1,9	2,1	—	—	3,2	2,7	—	—

N — počet analýz, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer.

Tab. 34 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v hydrotermálne kaolinizovaných ryolitoch a ryolitových tufoch južného pásma kremnického rudného rajónu v g. t⁻¹.

Mikro- prvok	JUŽNÉ PÁSMO KREMNICKÉHO RUDNÉHO RAJÓNU						
	Vnútoraná zóna				Vonkajšia zóna		Ryolity krem. vrchov Forgáč (1983)
	Miner. asociácia K + IM N = 10		Miner. asociácia IM + K N = 26		Miner. asociácia K + M N = 24		
	AM	GM	AM	GM	AM	GM	
B	54,1	47,8	60,9	54,1	21,7	16,8	—
Ga	26,6	24,7	31,7	29,7	35,7	34,2	7,8
Pb	26,0	17,6	29,2	17,2	59,3	29,8	49
Cu	15,0	12,2	17,3	13,4	7,1	4,9	8,4
Sn	5,8	5,0	7,2	6,4	19,5	11,1	—
Ni	3,3	2,9	3,5	2,9	9,4	6,4	—
Co	2,9	2,3	4,4	2,5	2,7	2,1	—
V	14,9	13,5	16,5	13,8	22,9	18,2	11,2
Cr	2,8	2,6	4,4	3,4	7,1	4,9	7
Ti	707	660	905	790,8	1 960,8	1 465,7	—
Zr	46,1	39,3	48,6	37,4	98,1	81,6	131,2
Ba	455	363	453,3	274,8	248,3	285,3	601
Sr	62,1	43,6	48,7	31,4	126,2	91,7	101,3
Be	2,6	2,5	2,0	1,05	4,6	3,7	—

N — počet analýz, K — kaolinit, IM — minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu illit-montmorillonit. M — montmorillonit, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer. mineráloch bezprostredne súvisí so substitúciou Al⁺³ za Si⁺⁴ v tetraedrickej koordinácii.

Z toho sa potom odvodzuje veľký vplyv minerálneho zloženia na distribúciu B v ílových mineráloch. Napriek tomu je ťažko vysvetliť jeho vysoký obsah v illitických íloch sedimentárneho pôvodu a nízky obsah v hydrosľudách, respektíve v interstratifikovanom mineráli typu IM hydrotermálneho pôvodu. Potvrdilo sa to v našej predošlej práci (I. KRAUS 1975₁) a poukazujú na to aj predkladané výsledky o zastúpení B v hydrotermálne alterovaných zónach južného pásma kremnického rudného rajónu, v ktorých dosahuje podstatne nižšiu koncentráciu v porovnaní s illitickými ílmi morských sedimentačných panví.

V celosvetovom meradle niet dosť poznatkov o distribúcii B v základných genetických typoch illitu, čo je podľa nášho názoru kľúč na definitívne objasnenie celej problematiky.

Aj v prípade hydrotermálne alterovaných produktov ryolitového vulkanizmu sa však zistil vyšší priemerný obsah B vo vnútornej zóne, kde máva v niektorých prípadoch dominantné zastúpenie minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu IM, s vysokým obsahom nenapučiavajúcich (t.j. illitových) sietí (tab. 34).

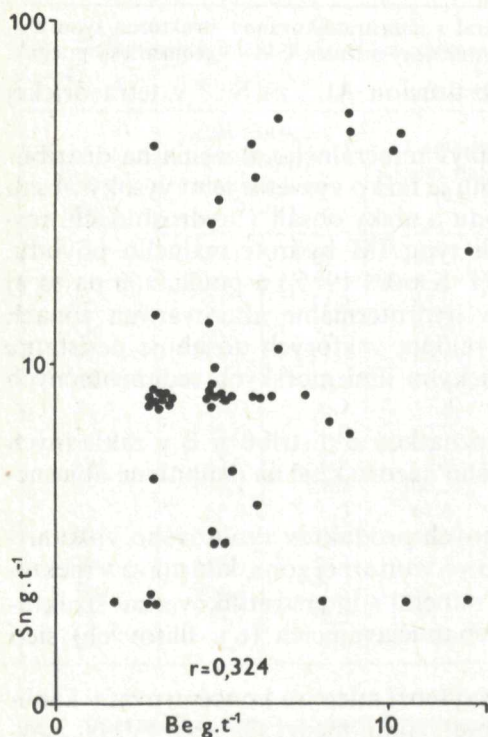
Ga má na rozdiel od B tendenciu vo zvýšenej miere sa koncentrovať v kaolinite, vďaka blízkeho kryštalochemickému vzťahu medzi Ga a Al (V. N. LAV-

RENČUK 1966). V kaolinových kôrach zvetrávania formovaných na materských horninách rôzneho petrografického zloženia sa najvyššie koncentrácie zaznamenali tam, kde dosahujú vysoký stupeň chemickej zrelosti (tab. 31). Podobne v hydrotermálne kaolinizovaných ryolitoch a ryolitových tufoch Ga stúpa so zvyšujúcim sa obsahom kaolinitu (tab. 34). Do tejto kategórie závislosti možno na základe našich predošlých poznatkov zaradiť aj Pb (I. KRAUS 1975.).

Trendy vzrastu, respektíve poklesu (prínosu — odnosu) medzi vnútornou a vonkajšou zónou južného pásma kremnického rudného rajónu pri ostatných sledovaných mikroprvkoch (Cu, Sn, Ni, Ti, Zr, Ba, Sr) závisia v prvom rade od ich rôznej migračnej schopnosti počas pôsobenia hydrotermálnych roztokov na okolité horniny. Smerom od vnútornej k vonkajšej zóne je zvlášť evidentný vzrast koncentrácie Ti, Sn, Ni, Zr, Sr respektíve poklesu Cu a Ba (tab. 34).

6.3. Sedimentárne kaolíny

Zatiaľ málo početný čiastkový súbor sedimentárnych kaolínov pochádza z viacerých zdrojových oblastí, ktoré je možné zaradiť do dvoch skupín. V jednej sú hlavne zoskupené sedimentárne kaolíny Hornonitrianskej a Turčianskej kotlí-



Obr. 105 Korelačný vzťah medzi Sn a Be v čiastkovom súbore hydrotermálnych kaolínov Západných Karpát.
r — koeficient korelácie.

Tab. 35 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v sedimentárnych kaolínach Západných Karpát v g. t⁻¹.

Mikro- prvok	Celý čiastkový súbor sediment. kaolínov N = 20		Sediment. kaolíny Hornonitr. a Turč. kotliny N = 11		Sed. kaolíny Lučens. a Košickej kotliny N = 9	
	AM	GM	AM	GM	AM	GM
B	61	43,7	89,8	71,4	25,8	24
Ga	32,1	23,4	26,8	21,2	38,6	26,5
Pb	33,2	25,5	37,5	30,9	28,1	20,1
Cu	48,5	30,6	36,4	25,7	63,4	37,8
Sn	11	10,1	8,6	8,6	13,9	12,2
Ni	34,4	26,1	22,1	17,8	49,4	41,8
Co	14,4	12,4	19,4	17,8	8	8
V	118,5	98,8	114	99	124	98,5
Cr	70,5	59,1	52,9	43,3	92	86,6
Ti	3 906	3 188	4 192	3 337	3 558	3 014
Zr	72,8	61	63,4	55,4	84,4	68,5
Ba	464,3	372,7	484,2	406,8	440,1	335
Sr	74,4	54,8	84,1	60,3	62,6	48,7
Be	2,3	2	4,2	3,6	—	—

N — počet vzoriek, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer.

ny, pochádzajúce z granitoidov a metamorfítov jadrových pohorí Malej Magury a Žiaru. Do druhej patria sedimentárne kaolíny Lučenskej a Košickej kotliny, ktoré vznikli redepozíciou kaolínových kôr zvetrávania granitoidov, respektíve metamorfítov veporika a gemerika (tab. 35). Z toho dôvodu je potrebné pri sledovaní distribúcie mikroprvkov v sedimentárnych kaolínach obidvoch skupín vychádzať z kaolinizovaných granitoidov Žiaru, ako aj z kaolinizovaných granitoidov a metamorfítov veporika, respektíve gemerika (tab. 31).

Osobitnú pozornosť pri sedimentárnych kaolínach si zasluhuje rozdielny obsah B, napriek tomu, že ide v obidvoch prípadoch o kontinentálne sedimenty. V doterajších prácach s touto problematikou sa potvrdilo, že B patrí k mikroprvkom, ktoré najcitlivejšie registrujú zmeny v salinite neogénnych panví Západných Karpát (I. KRAUS 1975₁, I. KRAUS — T. ĎURKOVIČ 1975). Vysoký obsah B v sedimentárnych kaolínach Hornonitrianskej a Turčianskej kotliny je preto najskôr podmienený jeho vysokým obsahom v primárne kaolinizovaných granitoidoch Žiaru (tab. 31).

Ďalej je pri sedimentárnych kaolínach obidvoch skupín pozoruhodný nesúlad v zastúpení Ni a Cr. Do popredia vystupuje o to viac, že v materských kaolinizovaných horninách obidvoch zdrojových oblastí — zo Žiaru, respektíve z veporika a gemerika (až na metamorfity veporika) nie je v ich zastúpení podstatnejší rozdiel (tab. 31).

Preto sa domnievame, že na vysoký obsah Ni a Cr v sekundárnych kaolínach Lučenskej a Košickej kotliny, ale aj v kaolinitových íloch kišcelu a pontu Ipeľskej a Lučenskej kotliny (tab. 38) môžu mať vplyv ultrabázika, ktoré sú v zdrojovej oblasti metamorfítov gemerika v súčasnosti známe pri Brezničke.

Zastúpenie a distribúcia ostatných sledovaných mikroprvkov v sedimentárnych kaolínach obidvoch oblastí nevykazuje pri vzájomnom porovnávaní výraznejšiu diferenciaciu a celkove je v súlade s ich obsahom v kaolinizovaných materských horninách (tab. 31).

7. Kaolinitové íly Západných Karpát

Zvetrávacie a sedimentárne kaolíny poskytujú mnohé dôležité poznatky o priebehu hypergénnej kaolinizácie na území Západných Karpát. Z toho dôvodu im pri objasňovaní regionálnej kaolinizácie v Západných Karpatoch pripisujeme prvoradá význam, čo sa zohľadnilo aj pri koncipovaní rozsahu predošlej časti predkladanej práce.

Na druhej strane, obraz o kaolinizácii v študovanom regióne nemôže byť úplný bez poznatkov, ktoré poskytuje štúdium kaolinitových ílov. Zaráďujeme k nim v zmysle klasifikácie J. KONTU (1972) ílové sedimenty s prevahou minerálov kaolinitovej skupiny. Ako už bolo zdôraznené v predošlej časti, niekedy sa nedá viesť presná a jasne definovaná hranica medzi sedimentárnymi kaolínmi a kaolinitovými ílmi. V našom ponímaní sú kaolinitové íly transportované na dlhšiu vzdialenosť a často nie je možné spoľahlivo stanoviť ich zdrojovú oblasť a materské horniny. Z toho je zrejmé, že nám poskytujú menej konkrétnych informácií o kaolínovom zvetrávaní s ohľadom na materské horniny, fyzikálno-chemické podmienky, reliéf a pod., ale sú veľmi významné pri posudzovaní kaolinizácie v danej oblasti zo širšieho hľadiska, pričom osobitne dôležité sú pre stanovenie časových etáp kaolinizácie.

7.1. Geologicko-ložiskové pomery a minerálne zloženie kaolinitových ílov Západných Karpát

V predterciérnych sedimentoch Západných Karpát je zastúpenie kaolinitu bezvýznamné. V terciérnej ére vyčleňujeme tri samostatné súvrstvia kaolinitových ílov viazané na tri vekovo odlišné útvary:

- prvým sú sedimenty kišcelu až egenburgu, ktoré tvoria súčasť sladkovodných súvrství v bazálnej časti terciéru Ipeľskej, Lučenskej a Rimavskej kotliny;
- druhým sú sedimenty pontu, patriace k poltárskemu súvrstviu v Lučenskej a Rimavskej kotline;
- tretím sú sedimenty pontu, prípadne rumanu, ktoré tvoria súvislejší horizont vo východoslovenskej panve, j. od Vihorlatu — v tzv. podvihorlatskej oblasti.

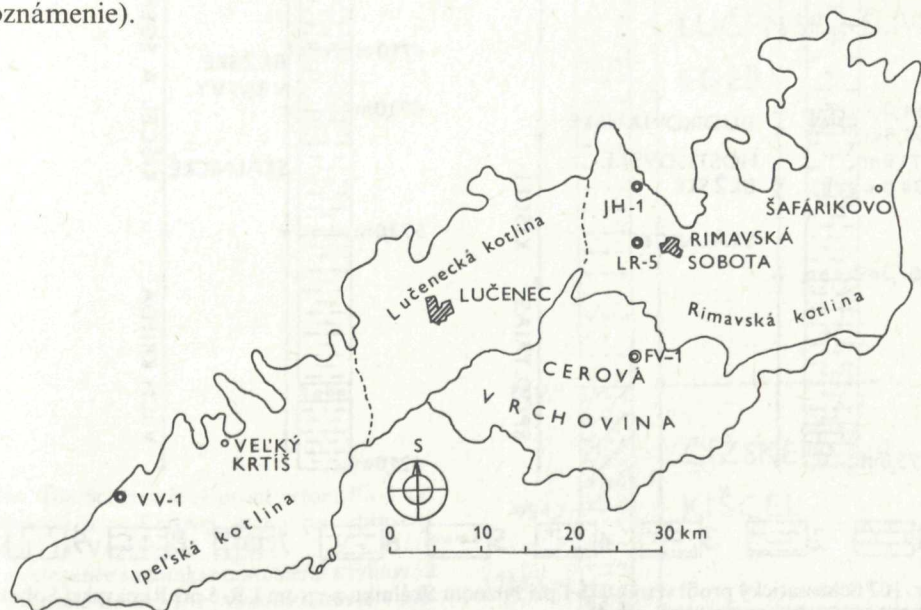
Tieto vyčlenené súvrstvia sú súčasťou alpínskych molás v zmysle D. VASSA (1981), ktorý pod tento termín zaráďuje kontinentálne až plytkomorské sedimenty, miestami sa striedajúce s vulkanitmi a vulkanoklastikami, ktoré vznikli v úzkej časovo-priestorovej závislosti počas a po výzdvihu zvrásneného horstva (orogénu).

7.1.2. Bazálne terciérne súvrstvie Ipeľskej, Lučenskej, Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Na severnom okraji Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny sú kaolinitové íly súčasťou skálnických a blžských vrstiev (D. VASS 1982), v ktorých sa minerálne zloženie ílovitej frakcie sledovalo vo vrtoch JH-1, LR-5 a FV-1 (obr. 106). V severozápadnej časti Ipeľskej kotliny sú kaolinitové íly súčasťou terigénnej formácie na báze terciéru, v ktorých minerálne zloženie stanovili B. ČÍČEL — D. VASS (1964).

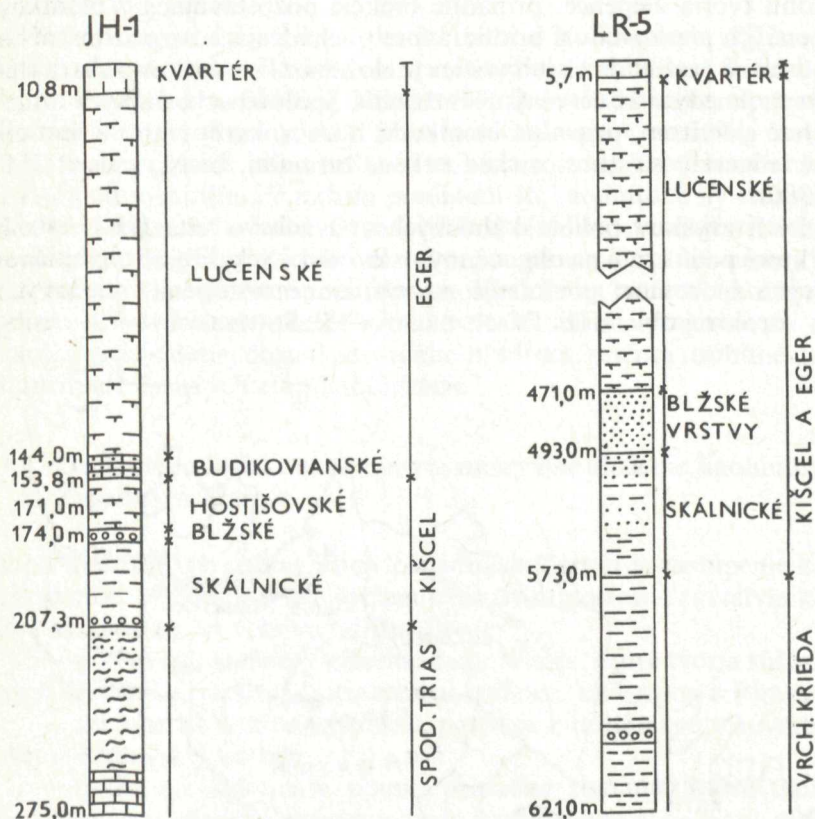
Skálnické vrstvy v kontinentálnom vývoji boli zistené vrtom JH-1 pri Nižnom Skálniku o hrúbke 32,6 m, v intervale od 174,1 m do 207,3 m (obr. 107). Sú vyvinuté priamo na vápencoch a bridliciach spodného triasu silického príkrovu. Bazálnu polohu tvoria zlepenec, prípadne brekcie pozostávajúce z úlomkov a obliakov pestrých pieskocov a bridlíc, ktoré pochádzajú z bezprostredného podložia. Podstatná časť skálnických vrstiev je zložená z ílov a siltov s charakteristickým červenohnedým až červeným sfarbením. Spoločenstvo ťažkých minerálov je zastreté sideritom, prípadne úlomkami hornín, karbonátmi a limonitom. Ostatné minerály sú akcesorické: zirkón, turmalín, biotit, chlorit (M. MARKOVÁ 1980).

Z organických zvyškov boli v skálnických vrstvách vo vrte JH-1 zistené sporomorfy, ktoré poukazujú na oligocénny — kišcelský vek. Hojnosť preplavených kriedových sporomorfov poukazuje na významné zastúpenie kriedových sedimentov v zdrojovej oblasti (E. PLANDEROVÁ — P. SNOPOKOVÁ 1985 — ústne oznámenie).



Obr. 106 Lokalizácia vrtoch s kaolinitovými ílmi v bazálnom terciérnom súvrství Ipeľskej, Lučenskej a Rimavskej kotliny.

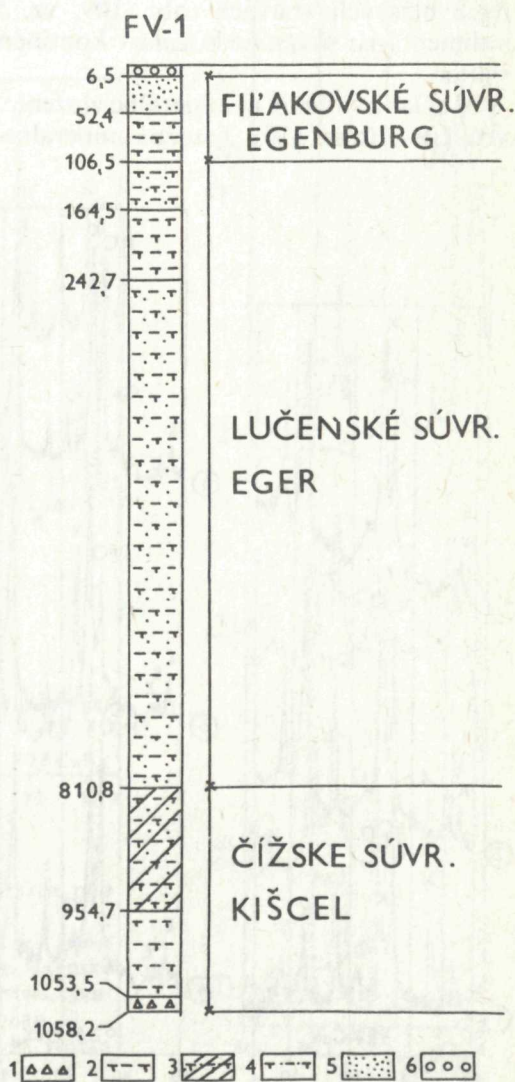
Ekvivalentom skálnických vrstiev vo vrte JH-1 sú litologicky podobné a v zhodnej stratigrafickej pozícii ležiace vrstvy, ktoré na báze terciéru overil vrt LR-5, hĺbený z. od Rimavskej Soboty, pri osade Čierna Lúka (obr. 106, 107). Skálnické vrstvy sú tu vyvinuté na vrchnej kriede — senóne (V. KANTOROVÁ — V. GAŠPARIKOVÁ 1985 — ústne oznámenie) a pod blžskými vrstvami, nad ktorými sú vápenaté siltovce patriace pravdepodobne sčasti kišcelu (spodná časť) a sčasti egeru (obr. 107). Ich litologický vývoj je podobný skálnickým vrstvám. Prevládajúcim litotypom sú pestrofarebné íly a sily, lokálne s vrstvičkami lesklého uhlia do hrúbky 1 cm. Na základe zhodného litologického vývoja D. VASS (1985) usudzuje, že sa usadzovali prevažne v kontinentálnych podmienkach.



Obr. 107 Schematický profil vrtom JH-1 pri Nižnom Skálniku a vrtom LR-5 pri Rimavskej Sobote v Rimavskej kotline. (D. VASS 1985).

1 — vápence; 2 — bridlice; 3 — bridlice a pieskovce; 4 — íly; 5 — zlepenca, respektíve štrky; 6 — vápnité siltovce a ílovce; 7 — organogénne vápence; 8 — vápnité siltovce; 9 — hlina a sutina.

V Cerovej vrchovine bolo bazálne terciérne súvrstvie kišcelu overené vrtom FV-1 pri Blhovciach (obr. 106). Má odlišný vývoj — chýbajú v ňom skálnické vrstvy a miesto nich na báze čížskeho súvrstvia leží ekvivalent blžských vrstiev (obr. 108). Sú to bazálne klastiká hrubé necelých 5 m, zložené z ostrohranných až polozaozoblených brekcií až zlepcov s úlomkami kremeňa a tmavých sericitických fylitov, ktoré tvoria bezprostredné podložie terciéru. Vyššie uložené čížske súvrstvie (sivé sľudnaté siltovce až ílovce) obsahuje pomerne hojnú morskú faunu. Výnimku tvoria práve opisované bazálne klastiká, v ktorých morská fauna úplne chýba, z čoho možno usudzovať v súlade s litologickým vývojom, že sa usadzovali v kontinentálnych podmienkach.



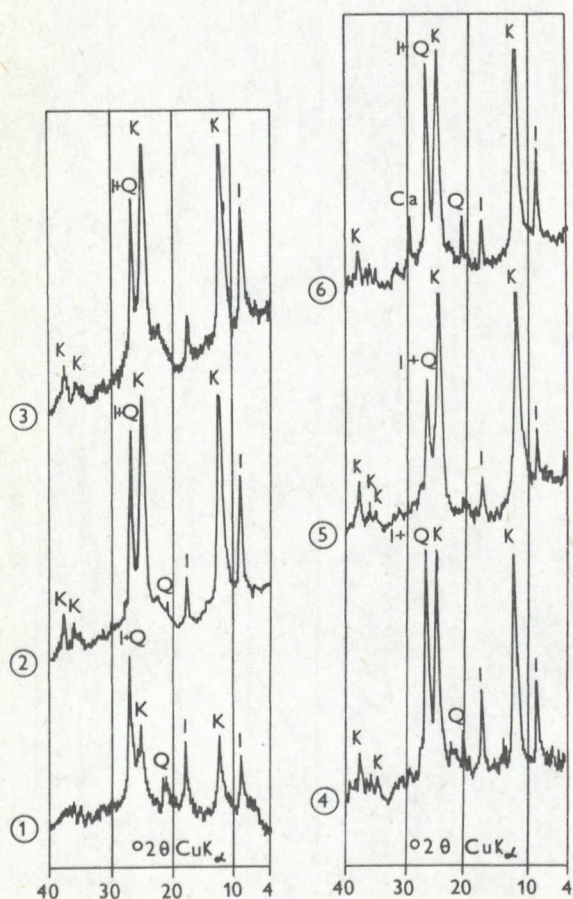
Obr. 108 Schematický profil vrtom FV-1 pri Blhovciach v Cerovej vrchovine upravený podľa D. VASSA et al. (1986).

1 — zlepenec s úlomkami kremeňa a fylitov; 2 — vápnnité ílovce; 3 — vápnnité siltovce s rytmicky sa striedajúcimi polohami rozpadavého siltovca; 4 — vápnnité siltovce; 5 — pieskovce; 6 — štrky a hliny.

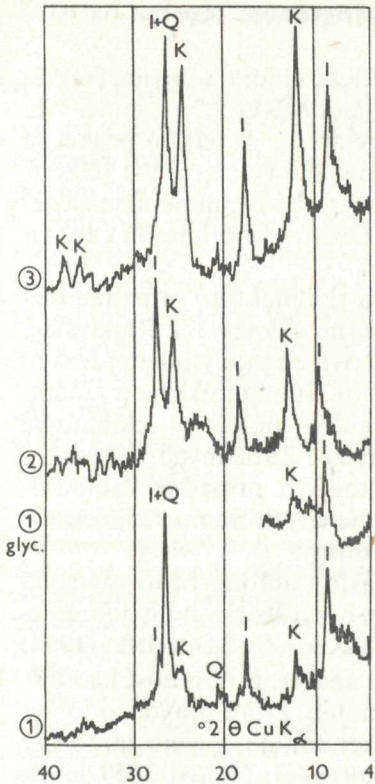
Terigénne súvrstvie na báze terciéru Ipelskej kotliny bolo zistené vrtom VV-1 pri obci Seľany, kde na metamorfitech veporického kryštalinika a v podloží vápenatých aleuro-piesčitých ílov egeru vystupuje 38 m hrubý komplex pieskov, piesčitých a pestrých ílov. B. ČÍČEL — D. VASS (1964) usudzujú na ich kontinentálny pôvod. Zo sporadicky zachovaných zvyškov fauny a flóry súvrstvie nebolo bližšie stratigraficky zaradené, ale nakoľko vystupuje v podloží ílov patriacich k egeru, možno ho korelovať so skálnickými vrstvami v Lučenskej a v Rimavskej kotline.

Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie skálnických vrstiev vo vrte JH-1 potvrdili kaolinit ako vedúci minerál (obr. 109). Kaolinit prevláda aj v nadložných blžských vrstvách (obr. 109, vz. 5, 6). Z toho možno usudzovať, že sedimentárne súvrstvie kišcelu v kontinentálnom vývoji majú kaolinitový charakter.

V súlade s tým je aj minerálne zloženie ílovej frakcie skálnických vrstiev vo vrte LR-5 (obr. 110). Totožná minerálna asociácia v ílovej frakcii — kaolinit

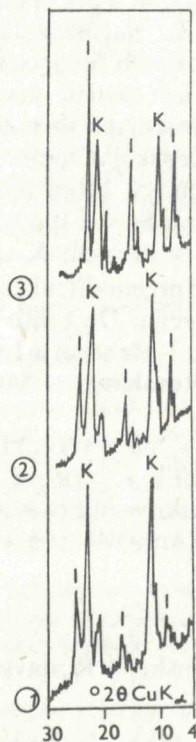


Obr. 109 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,005 mm skálnických a blžských vrstiev patriacich kišcelu vo vrte JH-1 pri Nižnom Skálniku. 1 — hĺbka 204,6 m; 2 — hĺbka 192,1 m; 3 — hĺbka 182,9 m; 4 — hĺbka 174,7 m; 5 — hĺbka 160,8 m; 6 — hĺbka 154,9 m. Záznamy 1—4 patria skálnickým vrstvám, záznamy 5—6 blžským vrstvám. I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, Ca — kalcit.

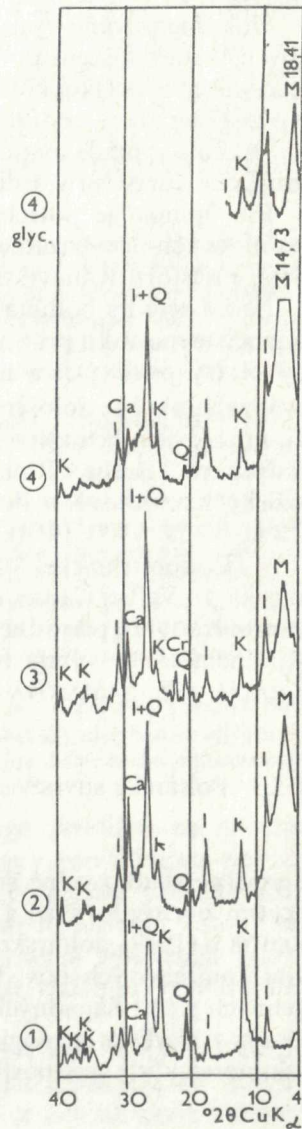


Obr. 110 Röntgenodifrakčné záznamy ilovitej frakcie pod 0,005 mm skálnických vrstiev kišcelu vo vrte LR-5 pri Rimavskej Sobote.
 1 — hĺbka 535 m; 2 — hĺbka 522,6 m; 3 — hĺbka 515,3 m;
 I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, Ca — kalcit.

Obr. 111 Röntgenodifrakčné záznamy ilovitej frakcie pod 0,002 mm vo vrte VV-1 pri Seľanoch podľa B. ČÍČELA — D. VASSA (1964).
 1 — hĺbka 347 m; 2 — hĺbka 337 m; 3 — hĺbka 331 m; I — illit, K — kaolinit.



Obr. 112 Röntgenodifrakčné záznamy ilovitej frakcie pod 0,002 mm vo vrte FV-1.
 1 — hĺbka 1056,4 m, blžské vrstvy, kišcel; 2 — hĺbka 911,2 m, čižske vrstvy, kišcel; 3 — hĺbka 304,6 m, lučenské súvrstvie, eger; 4 — hĺbka 59,9 m, filakovské súvrstvie, egenburg. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, Cr — cristobalit, Ca — kalcit, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.



s prímiesou illitu bola potvrdená už dávnejšie v terigénnom súvrství na báze terciéru Ipelskej kotliny (obr. 111).

Pozoruhodný výsledok prinieslo aj röntgenografické štúdium ílovitej frakcie bazálnych konglomerátov považovaných za ekvivalent blžských vrstiev vo vrte FV-1. Má jednoznačne kaolinitový charakter, s relatívne nevelkou prímiesou illitu (obr. 112, vz. 1). Všetky ostatné súvrstvia sledované vo vrte FV-1 (čížske, lučenské a fiľakovské) majú doloženú morskú faunu a zhodné minerálne zloženie ílovitej frakcie: zmes montmorillonitu a illitu s nepatrnou prímiesou kaolinitu (obr. 112, vz. 2, 3, 4).

Dokumentované výsledky minerálneho zloženia skálnických, prípadne blžských vrstiev kiščelu potvrdzujú, že bazálne terciérne súvrstvia v Rimavskej, Lučenskej a Ipelskej kotline, ako aj v Cerovej vrchovine majú v ílovitej frakcii v prevažnej miere zastúpený kaolinit s prímiesou illitu. Sú mimoriadne významné, nakoľko predstavujú doteraz najstaršie spoľahlivo doložené kaolinitové terigénne súvrstvia v sedimentárnych útvaroch terciéru Západných Karpát.

Pre úplnosť je potrebné uviesť indície kaolinitových, prípadne kaolinitovo-illitových ílov bazálnych terciérnych formácií, zistených mimo sedimentačného priestoru Rimavskej, Lučenskej a Ipelskej kotliny.

Patria sem íly podunajskej panvy, ktoré sú súčasťou uhľonosného súvrstvia oligocénneho veku pri Štúrove (J. SENEŠ 1960). Ide o terestrický a fluviolimnický pestrý piesčitý íl a ílovec, v ktorých K. BORZA — E. MARTÍNY (1964) uvádzajú, ale bez doložených röntgenodifrakčných analýz, prítomnosť kaolinitu, muskovitu, hematitu a kremeňa. Do tohto obdobia, ktoré pravdepodobne zodpovedá kiščelu v Rimavskej, Lučenskej a Ipelskej kotline, možno zaradiť aj ložisko kaolinitového ílu pri Romhanyi v Maďarsku (G. VARJÚ 1959 in B. ČÍČEL — D. VASS 1964).

V Hornonitrianskej kotline — na severnom okraji handlovského uhoľného ložiska pri Veľkej Čause, stanovil V. ČECHOVIČ (1959) súvrstvie patriace k egenburgu. Kaolinit, prípadne kaolinitovo-illitová asociácia sa potvrdila v bazálnom kontinentálnom vývoji (M. MARKOVÁ 1959) a vo vrchnej šlírovej fácií (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1970).

7.1.3. Poltárske súvrstvie Lučenskej a Rimavskej kotliny

Terciérne sladkovodné súvrstvie juhovýchodného Slovenska s početnými výskytmi žiaruvzdorných a keramických ílov nazvali D. ANDRUSOV — B. ZORKOVSKÝ (1949) poltárskou formáciou. Stále zostáva najvýznamnejším súvrstvom kaolinitových ílov, ktoré má zo všetkých sedimentárnych súvrství neogénnych panví Západných Karpát výnimočné postavenie; nepoznáme analogické ani z hľadiska geologickej pozície, ani z hľadiska zloženia a technologicko-ekonomických vlastností.

7.3.3.1. Geologicko-ložiskové pomery ílov poltárskeho súvrstvia

Poltárske súvrstvie je rozšírené v severnej časti Lučenskej kotliny, v severozápadnej a severovýchodnej časti Rimavskej kotliny a v širších údoliach dnešných riečnych tokov, ktoré členia južnú časť Slovenského rudohoria. Vystupuje na povrch, alebo je zakryté kvartérom (obr. 29).

Poltárske súvrstvie v Lučenskej kotline je vyvinuté na predterciérnych, spravidla vždy do rôznej miery kaolinizovaných metamorfitoch veporika a gemerika, prípadne na lučenskom súvrství (eger), alebo vcelku iba lokálne na bádenských andezitových vulkanoklastikách lyseckej formácie, prípadne na podrečianskej bazaltovej formácii zaraďovanej do pontu. Dosahuje hrúbku v závislosti od denudačného zrezu od niekoľkých metrov až do 100 m. V poltárskom súvrství má najväčší rozsah riečna fácia. Jazerná bola vyčlenená v miestach styku s lučenských súvrstvím pri Pincinej (D. VASS — H. JURKOVIČOVÁ in J. PRISTAŠ 1983).

Riečnu fáciu tvoria štrky, piesky a íly, lokálne so šošovkami lignitu. Štrky ako bazálny člen najčastejšie vyplňajú erózne korytá, kde dosahujú hrúbku od 0,2 m do 1,0 m a šírku od 0,5 m do niekoľkých metrov. Sú zväčša drobnozrné, zle opracované, zväčša polozaohlené alebo ostrohrané. Prevládajú v nich fragmenty žilného kremeňa, zriedkavejšie sú kremence, fylity, ojedinele pristupujú andezity, andezitové tufy, metapieskovce, arkózy, sericitické metakremence a bazalty.

Piesky tvoria polohy hrubé okolo 1 m, lokálne aj 3—4 m. Podrobne ich študoval M. MIŠIK (1956).

Íly sú svetlosivé, sivé, tmavosivé až čierne alebo pestro sfarbené — červené, žlté, modré, s vysokým podielom organických látok. Celkovo sú zle triedené, s veľkou variabilitou piesčitej frakcie. Obsah frakcie pod 0,002 mm pri najkvalitnejších plastických íloch dosahuje hodnoty nad 80 %. Z celkového množstva sedimentov poltárskeho súvrstvia pripadá na tieto ložiskovo-významné typy len nepatrná časť (podľa predbežného odhadu 0,5—1,5 %). Na väčšine ťažených lokalít smerom do nadložia pribúda piesčitá frakcia. Asociáciu ťažkých minerálov v íloch možno vo väčšine prípadov korelovať s asociáciou ťažkých minerálov v pieskoch, čo spofahľivo odráža zloženie materských hornín, ktorých produkty zvetrávania boli hlavným zdrojom pre ílové sedimenty poltárskeho súvrstvia. V jeho centrálnej časti to boli predovšetkým predterciérne metamorfity veporika a gemerika; v západnej a východnej okrajovej časti sa lokálne uplatňoval aj vplyv vulkanogénnych proveniencií.

Jazerná fácia bola zatiaľ študovaná iba v lomovej stene 500 m sv. od Pincinej, kde poltárske súvrstvie leží nad kaolinizovanými bazaltovými vulkanoklastikami podrečianskej bazaltovej formácie. Sú to íly s tenkolavicovitou odlučnosťou a obsahujú pomerne hojné, dobre zachované odtlačky listov, ako aj značné množstvo rozsievok.

Poltárske súvrstvie v Rimavskej kotline vystupuje približne na ploche 145 km². Dosahuje priemernú hrúbku 50—60 m, pričom v prevládajúcej riečnej fácií majú štrky a piesky nad polohami ílov ešte výraznejšiu prevahu ako v Lučenskej kotline. V západnej a vo východnej časti Rimavskej kotliny sa sedimenty poltárskeho súvrstvia nachádzajú na vápnitých siltovcoch egeru lučenského súvrstvia. V najsevernejších výbežkoch sú väčšinou vyvinuté na mezozoiku meliatskej skupiny a silicika.

Petrografické zloženie obliakov v štrkoch, ako aj asociácia ťažkých minerálov v pieskoch a v íloch jednoznačne potvrdzuje znos materiálu zo severu. V západnej a východnej časti Rimavskej kotliny ide o tie isté zdrojové horniny

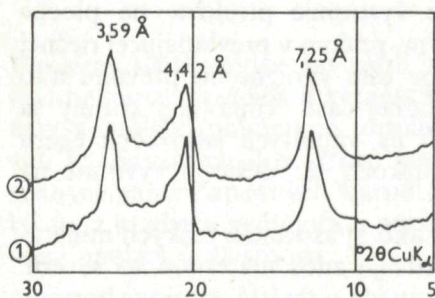
ako v Lučenskej kotline (metamorphy, prípadne kyslé eruptíva). V najsevernejších výbežkoch Rimavskej kotliny sa viac uplatňuje vplyv bázických a kyslých eruptív (D. VASS et al. 1983). Názory na vek poltárskeho súvrstvia prekonali značný vývoj. D. ANDRUSOV — B. ZORKOVSKÝ (1949) ho pôvodne zaradili do oligocénu. Neskoršie výskumy potvrdili jeho mladší vek. M. MAHEL (1953) a M. MIŠÍK (1956) ho kladú do panónu. Štúdium odtlačkov listov (*Quercus cf. cerris*) a rozsievok rodu *Tetracyclus* v jazerných sedimentoch pri Pincinej poukazuje na posarmatský, najskôr vrchnomiocénny až spodnopliocénny vek (V. SITÁR, E. ČIERNA — osobné oznámenie 1985). Súčasný zaradenie do pontu sa opiera o biostratigrafické vyhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia metódou palinologického výskumu (E. PLANDEROVÁ in D. VASS 1982, E. PLANDEROVÁ — 1986). Paleoekologicky sa zistili dve odlišné obdobia: a) humídne, s teplou a miernou klímou, pri ktorej sa tvorili močiare a rašeliniská s bohatou vlhkomilnou vegetáciou; b) aridné, s veľmi chudobnou flórou väčšinou stepného charakteru bez možnosti vekového odlišenia od obdobia s humídnu klímou. Suché obdobie bolo z geologického hľadiska veľmi krátke, takže sedimenty oboch facií možno považovať za súveké.

7.1.3.2. Minerálne zloženie ílov poltárskeho súvrstvia

Minerálnemu zloženiu ílov poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline, ktorá je najvýznamnejším horizontom kaolinitových ílov v neogénnych panvách Západných Karpát, sme venovali v minulých rokoch sústavnú pozornosť (I. KRAUS et al. 1966, I. KRAUS 1968, I. KRAUS et al. 1971, I. KRAUS et al. 1972, I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972, I. KRAUS — V. HANO 1976, I. KRAUS 1977, J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976, D. VASS — I. KRAUS 1985).

Podstatne zastúpeným, v niektorých prípadoch jediným ílovým minerálom poltárskeho súvrstvia je kaolinit s neusporiadanou štruktúrou. Od kaolinitu s dobre usporiadanou štruktúrou sa odlišuje vo viacerých smeroch, v dôsledku čoho sa označoval termínom „fire clay“ alebo „fire clay mineral“ (J. KONTA 1957, I. KRAUS et al. 1972, I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972).

Na röntgenodifrakčných záznamoch orientovaných preparátov sa vyznačuje difúznym bazálnym reflexom s hodnotou d_{001} spravidla v rozmedzí 7,2—7,3 Å,



Obr. 113 Charakteristické röntgenodifrakčné záznamy ílov s neusporiadanou štruktúrou kaolinitu frakcie pod 0,002 mm.

1 — poltárske súvrstvie, Halič—Kopáň, vrt KHV-30;
2 — podvihorlatská oblasť, Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 80 m.

na záznamoch DTA vyšším obsahom molekulárne viazanej vody, ako aj asymetrickým tvarom dehydroxylačnej endotermy a na mikrofotografiách zhotovených pomocou elektrónového mikroskopu jemnodisperzným vývojom častíc od 0,3 do 0,8 μm bez typického pseudohexagonálneho obmedzenia (obr. 113; tab. XV, obr. 1, 2).

Na röntgenodifrakčných záznamoch neorientovaných preparátov možno v porovnaní s dobre usporiadaným kaolinitom potvrdiť extrémne nízke hodnoty tzv. indexu kryštalinity podľa D. N. HINCKLEYA (1963), (tab. 36).

Prevažne nízky stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu v íloch poltárskeho súvrstvia sa prejavuje aj pri interkalácii po solvatácii octanom draselným a hydrazínom (obr. 114). Niektoré vzorky sledovaných ílov z tejto oblasti však vykazujú určitý stupeň interkalácie (tab. 37). Tým sa potvrdilo, že obsahujú vedľa seba častice s rôznym stupňom štruktúrnej usporiadanosti, čo vyplýva aj z mikrofotografií zhotovených pomocou elektrónovej mikroskopie. Rozdiel je zvlášť zjavný pri vzájomnom porovnaní s kaolinitovými ílmi z podvihorlatskej oblasti, ktoré vôbec neinterkalujú s octanom draselným a hydrazínom (porovnaj výsledky v tab. 37 a v tab. XV, obr. 1, 2). Dokonalosť morfológického ohraničenia kaolinitových častíc nemusí byť v úmernom vzťahu s ich štruktúrnou usporiadanosťou. Napriek tomu je zrejme, že v íloch poltárskeho súvrstvia niektoré častice sú ostro, dobre ohraničené, čo sa v íloch podvihorlatskej oblasti nedá sledovať ani v jednom prípade.

Závažný argument v prospech tohto názoru prinášajú výsledky kyselinovej rozpustnosti (obr. 115, 116) s nasledovnými poznatkami:

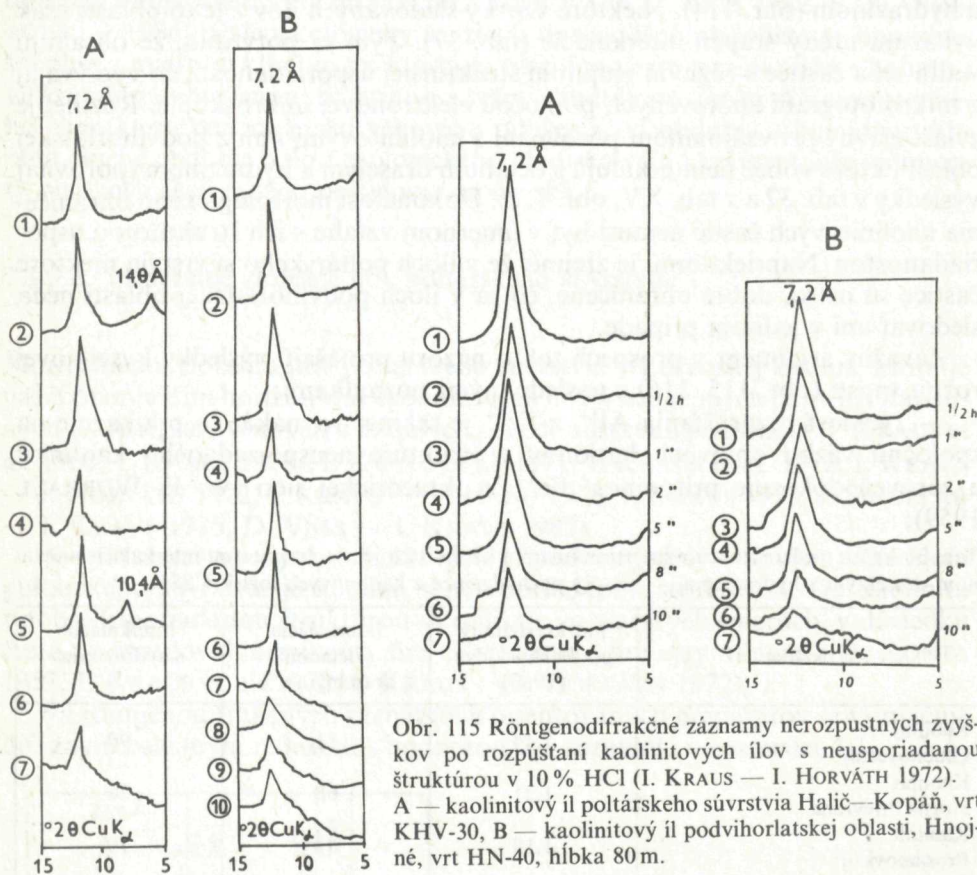
— rýchlosť rozprúšťania Al^{3+} a Fe^{3+} je takmer rovnaká, čo poukazuje na spoločnú väzbu obidvoch katiónov v štruktúre neusporiadaného kaolinitu a zároveň dokazuje prítomnosť Fe^{3+} v oktaedrickej sieti (W. E. WORRALL 1959);

Tab. 36 Vzťah medzi štruktúrnym usporiadaním kaolinitu a jeho schopnosťou interkalácie s octanom draselným a hydrazínom.. + Vzorky pochádzajúce z kaolínových ložísk USSR.

Lokalita	Ind. kryštalinity podľa Hinckleya (1963)	Interkalácia s octanom draselným v %	Interkalácia s hydrazínom v %
Kaolinit Gluchoveckij ⁺	1,44	81	90
Kaolinit Horná Prievrana	1,21	68	80
Kaolinit Prosjanovskij ⁺	1,18	64	79
Kaolinit Dubrovskij ⁺	0,83	52	16
Kaolinit Gluchovskij ⁺	0,58	5	0
Kaolinit z poltárskeho súvrstvia	0,30	0	0
Kaolinit z podvihorlatskej oblasti	0,25	0	0

— Mg^{2+} a Ca^{2+} sa vylúhujú už v počiatkovej fáze rozpúšťania, v intervale od 0,5 do 1 hod. Naproti tomu Ti^{4+} sa dostáva do roztoku najpomalšie a otázka jeho prítomnosti v oktaédroch sa týmto stáva problematickou;

— deštrukcia kaolinitu s neusporiadanou štruktúrou nastáva pri kyselinovom rozpúšťaní v porovnaní s dobre usporiadaným kaolinitom omnoho rýchlejšie. Rýchlosť tejto deštrukcie dokumentujú výsledky röntgenodifrakčnej analýzy nerozpustných zvyškov po rozklade vzoriek v 10 % HCl (obr. 115). Rozklad ílu poltárskeho súvrstvia v porovnaní s ílom podvihorlatskej oblasti zrejme brzdí prímies kaolinitu s lepším stupňom štruktúrnej usporiadanosti.



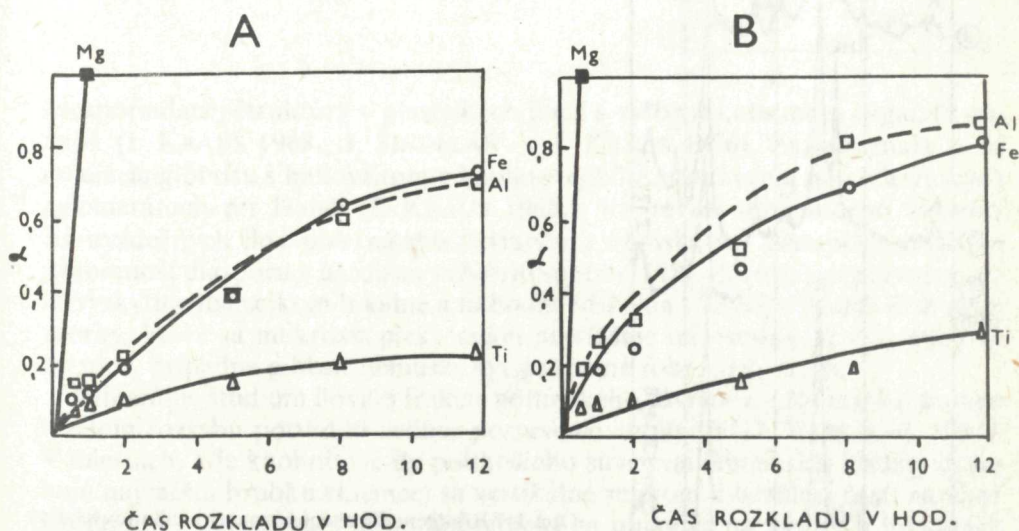
Obr. 115 Röntgenodifrakčné záznamy nerozpustných zvyškov po rozpúšťaní kaolinitových ílov s neusporiadanou štruktúrou v 10 % HCl (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972). A — kaolinitový íl poltárskeho súvrstvia Halič—Kopáň, vrt KHV-30, B — kaolinitový íl podvihorlatskej oblasti, Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 80 m.

Obr. 114 Röntgenodifrakčné záznamy interkalovaných vzoriek s neusporiadanou štruktúrou kaolinitu (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972). A — kaolinitový íl poltárskeho súvrstvia, Halič—Kopáň, vrt KHV-30. B — kaolinitový íl podvihorlatskej oblasti, Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 80 m.

1 — v prirodzenom stave, frakcia pod 0,002 mm; 2 — nasýtená octanom draselným; 3 — premytá destilovanou vodou; 4 — nasýtená glycerínom; 5 — nasýtená hydrazínom; 6 — premytá destilovanou vodou; 7 — nasýtená glycerínom; 8 — nasýtená hydrazínom, frakcia pod 0,005 mm; 9 — nasýtená hydrazínom, frakcia 0,005—0,001 mm; 10 — nasýtená hydrazínom, frakcia 0,001—0,002 mm.

Tab. 37 Interkalácia kaolinitových ílov s neusporiadanou štruktúrou kaolinitu z poltárskeho súvrstvia a podvihorlatskej oblasti.

Lokalita	Interkalácia s octanom draselným v %	Interkalácia s hydrazínom v %
Halič-Kopán, vrt KHV-30 poltárske súvrstvie	13	34
Tomášovce-Halič poltárske súvrstvie	23	9
Točnica poltárske súvrstvie	10	0
Breznička poltárske súvrstvie	0	0
Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 80 m, podvihorlatská oblasť	0	0
Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 94,4 m, podvihorlatská oblasť	0	0
Hnojné, vrt HN-135, hĺbka 82,1 m, podvihorlatská oblasť	0	0
Hnojné, vrt HN-88, hĺbka 54,8 m, podvihorlatská oblasť	0	0



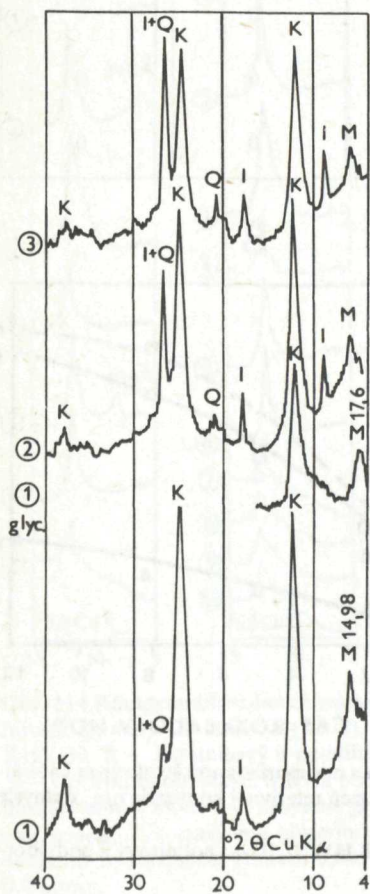
Obr. 116 Diagram kyselinovej rozpustnosti kaolinitových ílov s neusporiadanou štruktúrou kaolinitu (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972). Hodnoty α znamenajú stupeň relatívnej konverzie n/n₀ v zmysle M. C. GASTOUCHE — J. J. FRIPIAT (1962).

A — kaolinitový íl poltárskeho súvrstvia Halič—Kopán, vrt KHV-30, B — kaolinitový íl podvihorlatskej oblasti, Hnojné, vrt HN-40, hĺbka 80 m.

Z ostatných ílových minerálov sú v poltárskom súvrství bežne prítomné v premenlivom, obyčajne v nepodstatnom množstve montmorillonit a illit. V hrubších zrnitostných frakciách klesá obsah montmorillonitu a k illitu prístupuje muskovit (obr. 117). Zriedkavejšie sa v podobe prímеси objavuje minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu illit-montmorillonit (J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976).

Halloyzit prvýkrát zistili I. KRAUS et al. (1966) v podobe obrnených závalkov v kaolinitových pieskoch na lokalite Kalinovo—Hrabovo, ktoré zodpovedajú sedimentárnym kaolínom na ložisku Vyšný Petrovec. Obrnené závalky sú zložené z hydratovaného aj dehydratovaného halloyzitu, pričom k nemu patria ako trubicovité, tak aj „kónické“ — polorozvinuté a úplne rozvinuté častice tabuľkovitého habitu (tab. XV, obr. 3). Vo vlastných íloch poltárskeho súvrstvia sa halloyzit potvrdil jedine v jz. časti Lučenskej kotliny na lokalite Halič—Kopáň (tab. XV, obr. 4).

Osobitné postavenie a význam majú v íloch poltárskeho súvrstvia voľné oxid-hydroxidy Al — gibbsit a diaspor. Najčastejšie sa vyskytujú s kaolinitom

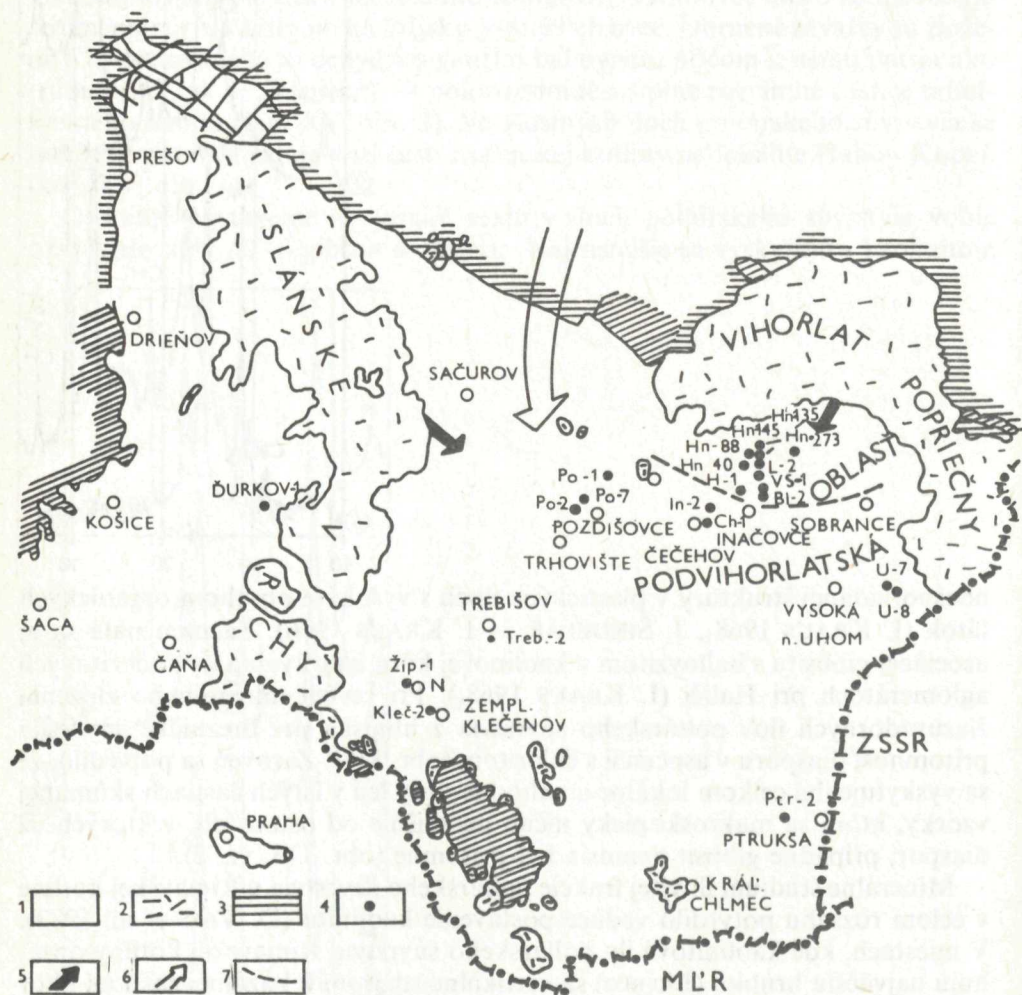


Obr. 117 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia Točnica—Podrečany, vrt VTJ-107, hĺbka 5—7 m;

1 — frakcia pod 0,002 mm; 2 — frakcia pod 0,04 mm; 3 — frakcia pod 0,06 mm. M — montmorillonit, I — illit/muskovit, K — kaolinit, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.

formovala v hlavnej etape, pričom pozdná molasa zakrýva len časť staršej panvy.

Leží na styku dvoch hlbinných zlomov — prešovsko-slanského a peripieninského, pozdĺž ktorých sa v neogéne aktivizovala vulkanická činnosť (J. SLÁVIK 1973). V panve sa ako čiastková jednotka vyčleňuje Košická kotlina, čo má svoje opodstatnenie aj v hlbinej stavbe, nakoľko sa tu zistila výrazná zóna gravimetrických záporných anomálií (O. FUSÁN 1971). V podloží jej západnej



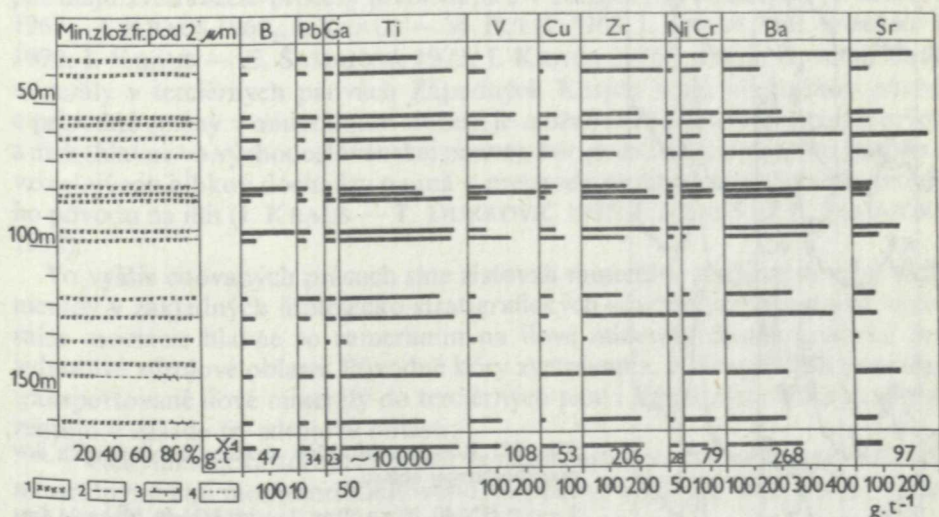
Obr. 119 Lokalizácia vrtov vo východoslovenskej panve, pomocou ktorých sa stanovili minerálne asociácie (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

1 — neogén; 2 — neovulkanity; 3 — paleogénne a predpaleogénne útvary; 4 — vrtý; 5 — hlavný smer transportu z vulkanogénnej zdrojovej oblasti; 6 — hlavné smery transportu z neovulkanogénnej zdrojovej oblasti; 7 — predpokladaná južná hranica rozšírenia kaolinitových ílov v podvihorlatskej oblasti.

časti okrem kryštalinika Čiernej hory sú prítomné aj elementy patriace do gemerika (I. VARGA 1978). Vo východnej časti Košickej kotliny vrt KO-1 pri Košiciach zastihol v priamom podloží neogénu peridotitové teleso a vrt Ďurkov-1 komplex dolomitov, ktorý sa považuje za možný ekvivalent mezozoika obalovej série Čiernej hory (J. ČVERČKO — R. RUDINEC 1971). Východná časť panvy (Východoslovenská nížina) má v podloží pelitické sedimenty metamorfované vo fácií zelených bridlic, overené štruktúrnymi vrtmi v oblasti Pozdišoviec, Iňačoviec, Ptrukša a Vysokej, patriace najskôr k východokarpatským jednotkám (R. RUDINEC 1973, 1980).

Zo siedmich minerálnych asociácií vyčlenených vo vulkanicko-sedimentárnych súvrstviach východoslovenskej panvy má kaolinit vedúce postavenie vo viacerých (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978). Jednou z nich je minerálna asociácia illit + kaolinit + kremeň ± chlorit, ktorej prítomnosť sa vo východoslovenskej panve potvrdila v karpate, bádene, prípadne aj v spodnom sarmate. Na druhej strane zreteľne ohraničené súvrstvia kaolinitových ílov sa podarilo v celom sedimentárnom priestore východoslovenskej panvy zatiaľ spoľahlivo vyčleniť len v podvihorlatskej oblasti.

Kaolinitové íly sú tu súčasťou najmladšieho sladkovodného súvrstvia, ktoré je najlepšie vyvinuté v jej centrálnej časti, kde vo vrtoch HN-40, HN-88, HN-135, HN-145, HN-150, HN-273 a L-2 dosahuje hrúbku od 80 do 150 m, výnimočne až 220 m (obr. 119, 120). Tvoria ho íly s tuftickou prímiesou, s polohami tuftov a medzivrstvičkami lignitu. Predbežne boli zaradené na základe superpozície do rumanu (R. RUDINEC 1969, 1973), ale rovnako ich je možné korelovať s pontom (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

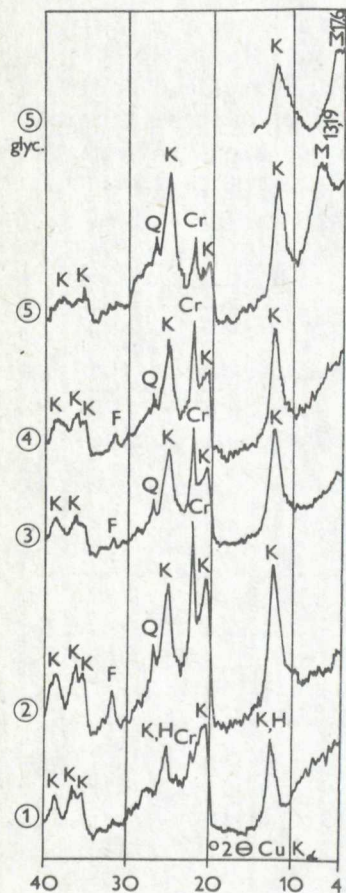


Obr. 120 Mineralogicko-geochemické pomery kaolinitových ílov podvihorlatskej oblasti stanovené semikvantitatívnou rtg-analýzou a kvantitatívnou spektrálnou analýzou.

1 — kaolinit; 2 — illit; 3 — montmorillonit; 4 — kremeň.

Íly, ktoré sa na jz. a jv. okraji Podvihorlatskej oblasti radia do pontu alebo panónu, majú na rozdiel od diskutovaných kaolinitových ílov odlišné minerálne zloženie. Na jz. okraji sú to íly senianskeho súvrstvia v zmysle D. VASSA — J. ČVERČKA (1985) v minulosti označované ako pozdišovské a iňačovských vrstiev študované vo vrtoch Po-1, Po-7, In-2 a na jv. okraji sú to íly plynosnej štruktúry pri Vyskej nad Uhom, študované vo vrtoch U-7, U-8 (obr. 119). Sú zložené zo zmesi illitu, kaolinitu, interstratifikovaného minerálu typu IM, montmorillonitu a kremeňa.

V centrálnej časti podvihorlatskej oblasti sme v podloží kaolinitových ílov s polohami andezitových štrkov zaraďovaných do rumanu nezistili prítomnosť ílov patriacich k senianskemu súvrstviu a iňačovských vrstiev (panón, prípadne pont), ale sedimentov vrchnej uhoľnej série panónskeho veku. Je teda na mieste otázka, či súvrstvia zaraďované doteraz do pontu a rumanu nie sú len rôzne litofaciálne vývoje toho istého veku (najskôr pontského), ktoré sa vzájomne odlišujú len materiálom pochádzajúcim z rôznych zdrojových oblastí.



Obr. 121 Röntgenodifrakčné záznamy kaolinitových ílov podvihorlatskej oblasti.

1 — vrt HN-40, hĺbka 80 m; 2 — vrt HN-40, hĺbka 94,4 m; 3 — vrt HN-88, hĺbka 54,8 m; 4 — vrt HN-273, hĺbka 62 m; 5 — vrt BL-2, hĺbka 161 m. K — kaolinit, M — montmorillonit, Cr — cristobalit, Q — kremeň, F — živce, glyc. — vzorka solvatovaná glycerínom.

V kaolinitových íloch podvihorlatskej oblasti je prítomný kaolinit s neusporiadanou štruktúrou (fire clay minerál). Má charakteristický difúzny a asymetrický bazálny reflex s hodnotou d_{001} v oblasti 7,20—7,35 Å (obr. 121). Na elektrónových mikrofotografiách sa vyznačuje extrémne jemnodisperzným vývojom. Jeho častice sú vždy menšie ako 0,001 mm, sú nepravidelne ohraničené, so zlou plošnou orientáciou a tvoria zhluky, čím sa výrazne odlišujú od kaolinitu s dobre usporiadanou štruktúrou. Prejavuje sa to úplnou neschopnosťou interkalovať s octanom draselným a s hydrazínom, čím nadobúda ako jediný zo všetkých sledovaných kaolinitov západokarpatskej oblasti znaky tzv. interkalačnej neusporiadanosti v zmysle K. J. RANGEHO et al. (1969). Zároveň sa tento veľmi vysoký stupeň neusporiadanosti prejavuje aj jeho rýchlejšou deštrukciou pri rozpúšťaní v 10 % HCl v porovnaní s kaolinitovými ílmi poľtárskeho súvrstvia (obr. 114, 115, tab. 37).

Okrem kaolinitu s neusporiadanou štruktúrou sa v kaolinitových íloch podvihorlatskej oblasti vždy objavuje prímes cristobalitu a vo vrtných jadrách z okrajových častí niekedy aj prímes montmorillonitu (obr. 119, 121, vz. 5).

7.2. Genéza kaolinitových ílov Západných Karpát

Všetky otázky súvisiace s genézou kaolinitových ílov počas terciéru je v západokarpatskej molase potrebné posudzovať v kontexte s ostatnými ílovými sedimentmi. V našich predošlých prácach sa potvrdilo, že rozhodujúci význam na formovanie minerálneho zloženia ílov v terciérnych panvách Západných Karpát majú zvetrávacie procesy prebiehajúce v zdrojových oblastiach (I. KRAUS 1967_{1,2}, I. KRAUS 1968₂, I. KRAUS — M. PULEC 1968, I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1970, I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1973, I. KRAUS 1975₁). Inými slovami: ílové minerály v terciérnych panvách Západných Karpát majú allotigénny pôvod a prípadné zmeny v minerálnom zložení je možné zaznamenať len v niektorých z nich (hlavne vo východoslovenskej panve), kde počas diagenetického štádia so vzrastajúcou hĺbkou dochádza najmä k prechodu montmorillonitu vulkanického pôvodu na illit (I. KRAUS — T. ĎURKOVIČ 1975, I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

Vo vyššie citovaných prácach sme zisťovali minerálne zloženie ílových sedimentov v základných litologicko-stratigrafických súvrstviach a určovali minerálne asociácie hlavne so zameraním na ílové minerály charakteristické pre jednotlivé zdrojové oblasti. Pôvodné kôry zvetrávania, z ktorých boli prevažne transportované ílové minerály do terciérnych panví Západných Karpát, reprezentujú v zásade tri zdrojové oblasti:

— Neovulkanická zdrojová oblasť sa najčastejšie vyznačuje prevažne monominerálnymi ílmi montmorillonitového, respektíve kaolinitového typu s prímесou cristobalitu ± kremeň.

— Zdrojová oblasť flyšového pásma spolu s karbonátovými komplexmi mezozoika produkuje polyminerálne íly obsahujúce illit, kaolinit, kremeň ± interstratifikované štruktúry IM, montmorillonit a chlorit.

— Pre zdrojovú oblasť s prevahou metamorfitov a granitoidov je charakteristická asociácia: kaolinit + illit a kremeň.

Pre naše závery o genéze terciérnych kaolinitových ílov sú rozhodujúce ešte niektoré ďalšie okolnosti.

V prvom rade je to skutočnosť, že počas transportu a sedimentácie, ale ani v diagenetickom štádiu nedochádza k výraznejším zmenám v minerálnom zložení kaolinitových ílov. Jedine oproti kaolinitu, formujúcemu sa na kaolinitových kôrach zvetrávania, sa transportom podstatne narušuje jeho štruktúrna usporiadanosť. V niektorých prípadoch v nevelkom rozsahu môže počas sedimentácie a diagenézy za vhodných podmienok prebiehať jeho autigénny vznik alebo môže dochádzať k tvorbe ďalších minerálov (gibbsit, siderit a pod.). Doteraz sa však ani v jednom prípade nepriniesli dôkazy o prestavbe kaolinitu počas terciéru na iný ílový minerál, respektíve o tom, že by sa vo väčšom meradle tvoril autigénne. To znamená, že prevažná časť kaolinitu prítomná v kaolinitových íloch spoľahlivo indikuje kaolínové zvetrávanie v provenientných oblastiach.

Z troch vyššie vyčlenených typov zdrojových oblastí podieľajúcich sa na tvorbe ílových minerálov v terciérnych panvách Západných Karpát (vulkanogénna; mezozoicko-flyšová; granitoidno-metamorfická) dve môžu produkovať íly s prevládajúcim kaolinitom — vulkanogénna a granitoidno-metamorfická. Zvetrávaním vulkanických, hlavne andezitových hornín vznikajú kaolinitové íly s prímiesou cristobalitu, niekedy halloyzitu, prípadne alofánu, ale vždy bez illitu. Zvetrávaním granitoidov a metamorfitov sa na zložení zodpovedajúcich ílov najčastejšie podieľa kaolinit s prímiesou illitu a kremeňa.

Prirodzené problémy vznikajú pri vplyve viacerých zdrojových oblastí. Komplexným mineralogicko-geochemickým výskumom sa spoľahlivo dajú oddeliť íly vulkanickej a flyšovej proveniencie vrátane kaolinitových (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978). Ak dochádza počas relatívne dlhého obdobia k zvetrávaniu materských hornín v zdrojových oblastiach príliš heterogénneho zloženia, ako napríklad v centrálnej časti podunajskej panvy počas stredného a vrchného miocénu, majú íly takmer vždy polyminerálne zloženie, zodpovedajúce najčastejšie mezozoicko-flyšovej proveniencii.

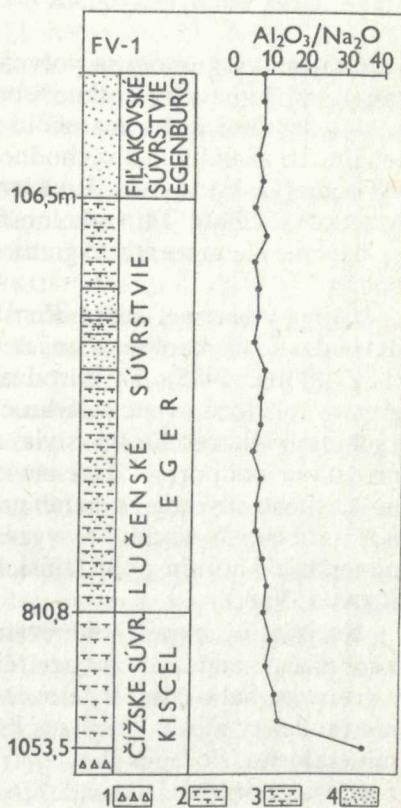
7.2.1. Bazálne terciérne súvrstvie Ipeľskej, Lučenskej, Rimavskej kotliny a Cerovej vrchoviny

Kaolinitové íly bazálnych terciérnych súvrství zistených mineralogickým výskumom vzoriek z vrtovej situovaných v kotlinách južného Slovenska majú zásadný význam nielen pre datovanie kaolínového zvetrávania, ale aj pre rekonštrukciu paleogeografického a geotektonického vývoja Západných Karpát.

V kotlinách južného Slovenska, vrátane časti podunajskej panvy predstavujú s najväčšou pravdepodobnosťou pôvodne súvislé súvrstvie zodpovedajúce skálnickým a blžským vrstvám v zmysle D. VASSA (1982) a D. VASSA et al. (1986), ktoré poukazujú na kaolínové zvetrávanie v Západných Karpatoch počas oligo-

cénu. Jeho produkty sa usadzovali podľa doterajších faunisticko-floristických výskumov v kontinentálnom prostredí, s výnimkou niektorých výskytov blžských vrstiev, v ktorých sa zistila morská fauna. Transport materiálu z pôvodných kaolíkových kôr zvetrávania mohol do uvažovaného sedimentačného priestoru prebiehať len zo severu. Prítomnosť kaolinitového súvrstvia na báze terciéru verifikuje predstavu o existencii vynoreného chrbta, ktorý od paleogénu až do spodného miocénu prebiehal cez strednú časť vnútorných Západných Karpát. Zaberá jz. časť Malých Karpát, Slovenské rudohorie a severnú časť východoslovenskej panvy (O. FUSÁN — osobné oznámenie 1985, R. RUDINEC 1980). K materským horninám patrili granitoidy a kryštallické bridlice. O uplatnení kryštallických bridlíc poskytuje priame dôkazy bazálna časť blžských vrstiev vo vrte FV-1 (obr. 108, 112, vz. 1).

Hrúbka zachovaného kaolinitového horizontu doteraz nepresahuje 35 m. V jeho nadloží je vyvinutý monotónny komplex ílovcov, siltovcov a pieskovecov patriaci do kišcelu, egeru a egenburgu vo vývoji čižského, lučenského a filakovského súvrstvia, ktorý vo vrte FV-1 dosahuje hrúbku 1053 m. V celom jeho rozsahu je prítomná úplne zhodná asociácia ílových minerálov bez zvýšeného obsahu kaolinitu (obr. 112). Okrem minerálneho zloženia na túto skutočnosť



Obr. 122 Koefficient chemickej zrelosti Al_2O_3/Na_2O vo vrte FV-1 pri Blhovciach v Cerovej vrchovine.

1 — zlepenec s úlomkami kremeňa a fylitov (blžské vrstvy); 2 — vápnité ílovce; 3 — vápnité siltovce; 4 — pieskovce.

poukazuje aj hodnota pomeru Al_2O_3/Na_2O , sledovaná v celom profile vrtu FV-1 (obr. 122). Výrazne sa mení až v bazálnej časti, kde v blžských vrstvách v intervale 1053,5—1058,2 m prevláda kaolinit (obr. 108, 112, vz. 1).

Ak vychádzame z predpokladu, že spomenutý chrbát bol vynorený až do spodného miocénu, vystupuje do popredia otázka, čo je príčinou trvalej zmeny v minerálnom zložení ílovitej frakcie v podstatnej časti čížskeho a v celom lučenskom a filakovskom súvrství. Môže ich byť viac, ale azda najdôležitejšia bude súvisieť s tým, že morská transgresia prerušila v samotnej sedimentačnej panve vhodné podmienky pre vznik kaolinitových ílov. Okrem toho bude vhodné overiť hypotézu, či vystriedanie kaolinitových ílov polyminerálnymi nesúvisí so zmenou materských hornín v zdrojovej oblasti. Niektorí autori na základe hojnosti preplavených sporomorfov a foraminifer kriedového veku v morskom vývoji čížskeho súvrstvia, asociácie ťažkých minerálov, prítomnosti valúnov jurských a spodnokriedových karbonátov v štrkoch kišcelu a egeru Rimavskej kotliny usudzujú na podstatné zastúpenie sedimentov spodnej a vrchnej kriedy v predpokladanej zdrojovej oblasti (D. VASS et al., v tlači).

7.2.2. Poltárske súvrstvie Lučenskej a Rimavskej kotliny

Doterajším výskumom sa potvrdilo, že sedimenty poltárskeho súvrstvia v Lučenskej aj Rimavskej kotline reprezentujú typickú riečnu fáciu, v ktorej transport redeponovaného materiálu zo zdrojovej oblasti prebiehal zo severu, len lokálne na západnom a východnom okraji aj zo severozápadu, prípadne severovýchodu (D. VASS — H. JURKOVIČOVÁ in J. PRISTAŠ 1983, M. MIŠÍK 1956, M. MARKOVÁ 1980). Táto okolnosť má potom rozhodujúci vplyv na významné postavenie metamorfítov a granitoidov veporika a gemerika v zdrojových oblastiach.

Najmä v severnej časti Lučenskej kotliny sa sedimenty poltárskeho súvrstvia nachádzajú na kaolinizovaných metamorfitoch gemerika, hlavne na fylitoch (J. ZUBEREC 1985). To prirodzene ešte nemusí znamenať, že kaolinové kôry zvetrávania formované na fylitoch mali rozhodujúci podiel na tvorbe kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia, aj keď ich vzájomná priestorová spojitosť túto predstavu podporuje. Tiež nevieme posúdiť, v akej miere sa na vzniku ílov poltárskeho súvrstvia podieľali granitoidy a zostávame aj teraz pri všeobecnom konštatovaní o zásadnom význame kryštalickej bridlice a granitoidov ako materských hornín podieľajúcich sa na vzniku ílov poltárskeho súvrstvia (I. KRAUS 1968₁).

Na jz. a jv. okraji poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline je potvrdená kaolinizácia andezitov a bazaltov (kapit. 2.1.4.1.). Vzniká tu kaolinit, niekedy s prímiesou hallozytu. Diferencovať vplyv vulkanických a nevulkanických hornín (andezity a bazalty versus kryštalickej bridlice a granitoidy) len na základe minerálneho zloženia ílovitej frakcie je v danom prípade obťažné. Faktom zostáva, že pri rozklade andezitov vzniká v podstatnom množstve popri kaolini-

te halloyzit. Tam, kde je v íloch poltárskeho súvrstvia zastúpený halloyzit, vplyv vulkanogénnej zdrojovej oblasti nemožno vylúčiť. Napriek tomu sa domnievame, že vulkanické horniny zohrali pri formovaní ílov poltárskeho súvrstvia len podradnú úlohu.

Doterajším výskumom sa spoľahlivo potvrdil rozdielny stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu. V primárnych a v sekundárnych kaolínach sa potvrdila prítomnosť kaolinitu s relatívne usporiadanou štruktúrou (Horná Prievrana, Kúpna hora, Vyšný Petrovec). V kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia sú prítomné častice kaolinitu s rôzne usporiadanou štruktúrou, pričom celkove má prevahu neusporiadaný kaolinit (I. KRAUS 1968₁, I. KRAUS et al. 1972).

Pri vyhľadávaní a prieskume ložísk ílových surovín v Lučenskej kotline sa sekundárne kaolíny na ložiskách Horná Prievrana a Vyšný Petrovec nepovažovali za súčasť poltárskeho súvrstvia, ale za starší, samostatný komplex, ktorý sa usadzoval pred vznikom kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia — vo vrchnom sarmate, respektíve v panóne (obr. 17, 48). Túto koncepciu sme prijali v Lučenskej kotline za základné východisko pri vysvetľovaní pôvodu kaolinitu s rôzne usporiadanou štruktúrou.

Kaolinit na ložiskách sekundárneho kaolínu sa vyznačuje dobre usporiadanou štruktúrou, nakoľko predstavuje len na krátku vzdialenosť transportovanú vrchnú časť kaolínovej kôry zvetrávania, ktorej zachovaný relikt predstavuje ložisko primárneho kaolínu Horná Prievrana (I. KRAUS — V. HANO 1976, D. OČENÁŠ et al. 1984). Kaolinit s neusporiadanou štruktúrou v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia prekonal relatívne dlhší transport z kaolínových kôr zvetrávania, ktoré sa formovali v širšom regióne na metamorfitech, respektíve granitoidoch gemerika a veporika.

Druhá koncepcia vychádza z predstavy cyklickej sedimentácie podľa F. DUFFA et al. (1971), v ktorej kaolinitové štrky, respektíve piesky (v našom ponímaní sekundárne kaolíny) predstavujú bazálnu časť cyklu, ktorý je súčasťou poltárskeho súvrstvia (D. VASS — H. JURKOVIČOVÁ in J. PRISTAŠ 1983).

Pre ďalšie závery, týkajúce sa časových etáp kaolinizácie, má značný význam otázka príslušnosti sekundárnych kaolínov k poltárskemu súvrstviu, respektíve ich samostatné postavenie v súvrství staršom ako poltárske. Poznamenávame, že rozdielny stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu v sekundárnych kaolínach a v kaolinitových íloch nevyklučuje alternatívu, že obidva geneticky odlišné komplexy sú súčasťou toho istého poltárskeho súvrstvia.

Mineralogický výskum vykonaný pri geologickom prieskume žiaruvzdorných ílov v oblasti Točnice (I. KRAUS 1982, 1984₂), revízia minerálneho zloženia vzoriek z lokalít ťažených v minulosti v širšom okolí Kalinova a Brezničky (J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976), ako aj výskum ílov poltárskeho súvrstvia v Rímskej kotline (D. VASS et al. 1983) prináša čoraz viac dôkazov o stálej, aj keď nepodstatnej prímеси montmorillonitu, vzácnejšie interstratifikovaných štruktúr typu IM v celom poltárskom súvrství. Solvatovaním vzoriek s obsahom montmorillonitu pomocou KCl sa potvrdil v niektorých prípadoch jeho nevulkanický pôvod — najpravdepodobnejšie zo slúd (J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976). Pri zvetrávaní andezitov a bazaltov na lokalitách Halič, Pinciná a Točni-

ca—Podrečany sa prítomnosť montmorillonitu nepotvrdila. Naproti tomu montmorillonit a interstratifikovaný minerál IM sa zistil na kaolinizovaných fylitoch (Kúpna hora, Horná Prievrana). Z toho usudzujeme, že montmorillonit prítomný v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia sa tvoril v pôvodných kôrach zvetrávania na metamorfitoch, respektíve granitoidoch gemerika a veporika.

Po prvom zistení voľných oxid-hydroxidov Al v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia (I. KRAUS 1968₁) sme sa neskôr usilovali spoznať ich distribúciu, a najmä genézu.

V riešení otázky ich distribúcie sa nepriniesli nové poznatky. Diaspor a gibbsit sa nachádzajú spolu, prípadne oddelene, ale vždy iba výnimočne, v malej koncentrácii a lokálne, nikdy nie v celej časti skúmaných vzoriek. Relatívne najčastejší výskyt diasporu sa potvrdil v najkvalitnejších vysokožiaruvzdorných íloch poltárskeho súvrstvia na ložisku v Brezničke.

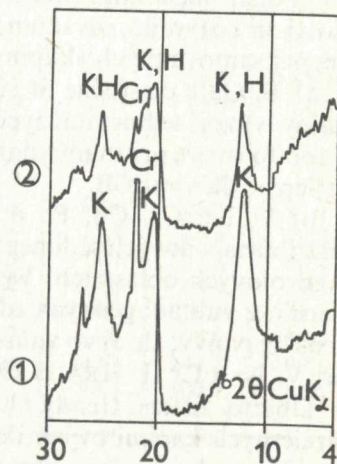
Z tohto pohľadu je potrebné revidovať skôr vyslovený názor o vzniku voľných oxid-hydroxidov Al desilicifikáciou kaolinitu vo vrchnej časti kaolínovej kôry zvetrávania (I. KRAUS 1968₁). Diaspor sa vždy objavuje v íloch s vysokým obsahom organických látok, často so značným množstvom preuhoľnených rastlinných zvyškov. Najpravdepodobnejšie ide o proces desilicifikácie ílov v diagenetickom štádiu, v prostredí s vysokým obsahom organických látok, ktoré urýchľujú prechod Al^{3+} do roztoku a jeho následnú rekrystalizáciu v podobe diasporu za normálnych termodynamických podmienok.

Práce zaoberajúce sa syntézou diasporu pri nízkych teplotách zvyrazňujú pri jeho vzniku význam goetitu — katalyzátora celého procesu. Týmto spôsobom interpretuje vznik diasporu v íloch so štruktúrne neusporiadaným kaolinitom nazývaným v oblasti Missouri „flint clay“ W. D. KELLER (1978₃). Rovnako ani voľné oxid-hydroxidy Al, menovite diaspor v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia, nebudú prejavom intenzívneho zvetrávania v pôvodnej zdrojovej oblasti, ale skôr poukazujú na priaznivé podmienky vytvorené hlavne vysokým obsahom organických komponentov v diagenetickom štádiu.

7.2.3. Východoslovenská panva

Súvrstvie kaolinitových ílov, ktoré bolo vo východoslovenskej panve zistené v podvihorlatskej oblasti, má zo všetkých terciérnych kaolinitových sedimentárnych súvrství najspoľahlivejšie stanovenú zdrojovú oblasť. Mineralogickým výskumom kaolínových kôr zvetrávania zachovaných na pyroxenických andezitoch vrchnej vulkanickej etáže Vihorlatu na lokalitách Poruba pod Vihorlatom, respektíve Petrovce, a kaolinitových ílov v podvihorlatskej oblasti sa dokázala ich identita. Dokumentujú to výsledky röntgenodifrakčnej analýzy a elektrónovej mikroskopie, z ktorých je evidentné, že v obidvoch prípadoch je prítomná minerálna asociácia: kaolinit s neusporiadanou štruktúrou + halloyzit + cristobalit (obr. 34 porovnaj s obr. 121). V obidvoch porovnávaných

komplexoch sa nemení zvláštny, netypický habitus častíc patriacich ku kaolinitu a súčasne sa zachováva zastúpenie a tvar trubicovitých častíc patriacich k halloyzitu. Poukazujú na to aj röntgenodifrakčné záznamy vzoriek in situ kaolinizovaných pyroxenických andezitov a sedimentárnych kaolinitových ílov (obr. 123).



Obr. 123 Röntgenodifrakčné záznamy.

1 — in situ kaolinizované andezitové tufy Vihorlatu; 2 — kaolinitové íly podvihorlatskej oblasti. k — kaolinit, H — halloyzit, Cr — cristobalit.

Na priamu genetickú spojitosť medzi najmladším sedimentárnym kaolinitovým súvrstvom v podvihorlatskej oblasti a andezitmi Vihorlatu poukazujú aj iné okolnosti.

Kaolinitové íly na báze so štrkami, v ktorých sú prítomné výlučne obliaky andezitov, sú smerom na JZ a JV od centrálnej časti podvihorlatskej oblasti vystriedané polyminerálnymi ílmi (illit + kaolinit + interstratifikovaný minerál typu IM + montmorillonit) na báze výlučne s obliakmi vonkajšieho flyšového pásma (obr. 119). Táto zmena v petrografickom zložení štrkov dobre koreluje so zmenou v minerálnom zložení ílov a je vyvolaná zmenou hornín v zdrojovej oblasti, kde vulkanity Vihorlatu—Popriečného sú nahradené ílovcovo-pieskovcovým materiálom vonkajšieho flyšového pásma (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

Kaolinit opisovaného súvrstvia v podvihorlatskej oblasti sa vyznačuje vysoko neusporiadanou štruktúrou (obr. 114, 115, tab. 37). Týmto sa podstatne odlišuje nielen od kaolinitu z ostatných minerálnych asociácií vyčlenených vo východoslovenskej panve, ale aj od kaolinitu s neusporiadanou štruktúrou v poltárskom súvrství, prípadne v iných terciérnych panvách. Ukazuje sa, že zvetrávanie produktov andezitového, respektíve bazaltového vulkanizmu v porovnaní so zvetrávaním granitoidov a kryštalickej bridlic vytvára prihodnejšie podmienky pre vstup Fe^{3+} do štruktúry v celom kryštáli, prípadne ďalších katiónov v medzisieťovom priestore a pre vysokú disperzitu častíc, čo v konečnom dôsledku prispieva k prednostnému formovaniu kaolinitu s výrazne neusporiadanou štruktúrou.

7.3. Distribúcia mikroprvkov v kaolinitových íloch Západných Karpát

Osobitným problémom, riešením ktorého sa usilujeme prispieť k prehĺbeniu poznatkov o genéze terciérnych kaolinitových ílov Západných Karpát, je štúdium distribúcie mikroprvkov. Pri sledovaní tejto otázky v íloch neogénnych panví sa potvrdilo, že skúmané mikroprvky je možné zaradiť do dvoch viac-menej samostatných skupín:

a) B, Ga a čiastočne Sr sú schopné indikovať prostredia sedimentácie a faciálny vývoj sedimentačných panví najmä s ohľadom na zmeny v salinite. V tomto smere pri známom minerálnom zložení ílových sedimentov sa relatívne najlepšie dá využiť B.

b) V, Ni, Cr, Cu, Pb a Ti patria do tej skupiny mikroprvkov, ktorých distribúcia v ílových sedimentoch sa skôr mení v závislosti od charakteru hornín v zdrojových oblastiach. Výnimočné postavenie najmä pri indikovaní vplyvu hornín z vulkanogénnych zdrojových oblastí sa potvrdilo v íloch východoslovenskej panvy, ale aj vo vnútorných kotlinách stredoslovenských neovulkanitov pri V, Ni a Cr (I. KRAUS 1975₁, 1975₂).

Obidva zistené trendy chceme v predkladanej práci využiť aj pri výskume terciérnych kaolinitových ílov kišcelu, pontu a rumanu v Ipeľskej, Lučenskej a v Rimavskej kotline, ako aj vo východoslovenskej panve (tab. 38).

Podľa doterajších poznatkov všetky súvrstvia s kaolinitovými ílmi v Západných Karpatoch sa usadzovali v sladkovodnom prostredí. Priemerný obsah B v sladkovodných íloch je $44 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$, z čoho kaolinitové íly v Lučenskej kotline vykázali $28 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$ a vo východoslovenskej panve $36 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$ (I. KRAUS 1975₁). V novoutvorených čiastkových súboroch terciérnych kaolinitových ílov sa znovu vypočítali základné štatistické údaje (tab. 38, 39). Kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline (pont) a kaolinitové íly podvihorlatskej oblasti vo východoslovenskej panve (pont alebo ruman) vykazujú v priemernom zastúpení B v porovnaní s predošlými výsledkami dobrú zhodu, pričom niet pochybností o ich sladkovodnom pôvode.

Prekvapujúce výsledky sa získali v skálnickom súvrství v Rimavskej kotline (kišcel), ktoré by sa mali podľa D. VASSA (1985) usadzovať v kontinentálnom prostredí. Priemerný obsah B je v nich niekoľkonásobne vyšší. Zodpovedá morským ílom, pre ktoré sa v neogénnych panvách zistil priemerný obsah $185 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$ (I. KRAUS 1975₁).

V tejto súvislosti si zasluhuje pozornosť aj distribúcia Ga, ktoré spravidla vykazuje tendenciu prednostne sa koncentrovať v kaolinitových íloch (D. M. HIRST 1962, V. N. LAVRENČUK 1966). V kaolinitových íloch pontu a kišcelu je priemerný obsah Ga približne zhodný a súčasne veľmi vysoký. Rozdielny obsah bóru v porovnávaných súvrstviach má vplyv na odlišný charakter korelačných vzťahov medzi B a Ga (obr. 124, 125). Takéto vzťahy snáď tiež môžu signalizovať iný faciálny vývoj počas usadzovania kaolinitových ílov kišcelu a pontu v porovnávaných súvrstviach.

Terciérne kaolinitové íly troch vzájomne porovnávaných súvrství na základe

Tab. 38 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov v kaolinitových íloch študovaných neogénnych panví Západných Karpát v g. t⁻¹.

Mikro- prvok	Celý čiastkový súbor kaolinitových ílov N = 42		Skálnické vrstvy (kišcel) N = 16		Poltárske súvrstvie (pont) N = 9		Podvihorlatská oblasť (ruman?) N = 17	
	AM	GM	AM	GM	AM	GM	AM	GM
B	103,9	64,4	229,9	10,9	29,4	26,6	39,5	37,5
Ga	34,7	29,2	43,1	40,1	47,9	43,3	21,9	18,3
Pb	31,1	25,9	34,1	30,4	31,9	24,2	31,9	27,8
Cu	87,8	50	66,9	47	63,2	52,9	56,7	39,4
Sn	17,7	9,2	13	12,5	6,3	5,1	9,2	7,8
Ni	52,2	37,4	59,2	55,7	88,1	69,9	25,8	17,1
Co	22,1	15,8	35,9	31	12,9	11,4	15,6	10,2
V	147	118,4	167,3	164,5	186,9	174,7	84,2	60,1
Cr	102	77,5	108,5	97,3	140,2	124,6	68,4	43,4
Ti	6 850	5 278	6 497	5 534	6 557	4 796,3	7 826	5 542
Zr	147	119,7	139,7	137,7	84,7	56,9	198,6	163,7
Ba	315,7	272	357	331,8	349,4	300,7	244,2	200,1
Sr	156,8	119,8	197,1	177,2	96	88,1	100,9	81,6
Be	1,74	1,72	5	4,7	—	—	—	—

N — počet vzoriek, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer.

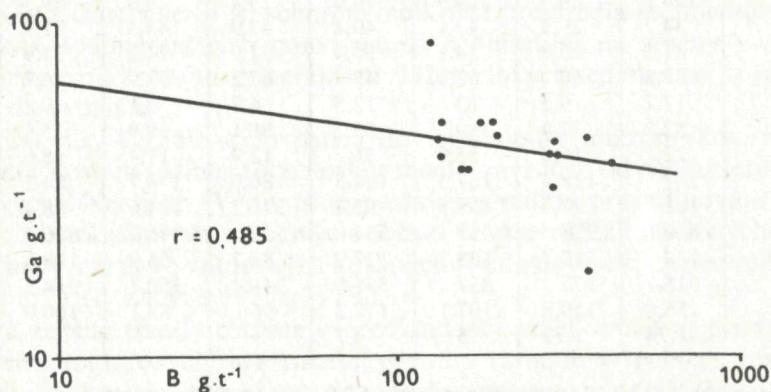
Tab. 39 Štatistické údaje o distribúcii mikroprvkov in situ kaolinizovaných pyroxenických andezitov Vihorlatu a redeponovaných ílov podvihorlatskej oblasti g. t⁻¹.

Mikroprvok	In situ kaolinizované andezity N = 16		Kaolinitové íly N = 17	
	AM	GM	AM	GM
B	18,4	13,7	39,5	37,5
Ga	8,1	8,1	21,9	18,3
Pb	11,5	7,7	31,9	27,8
Cu	61,6	57,5	56,8	39,4
Sn	2,4	2,2	9,2	7,8
Ni	23,4	22,7	25,8	17,1
Co	19,2	16,2	15,6	10,2
V	131,6	128,9	84,2	60,1
Cr	56,0	49,7	68,4	43,4
Ti	7 428,1	7 042,8	7 825,9	5 541,7
Zr	108,8	101,3	198,6	163,7
Sr	55,5	45,3	100,9	81,6

N — počet analýz, AM — aritmetický priemer, GM — geometrický priemer.

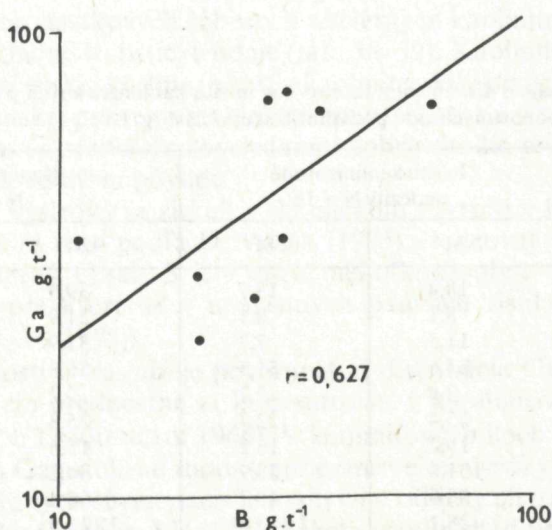
našich doterajších poznatkov pochádzajú z dvoch diametrálne odlišných oblastí — nevulkanogénnej, tvorenej metamorfity a granitoidmi, a vulkanogénnej, pozostávajúcej prevažne z pyroxenických andezitov.

Zo zdrojovej oblasti budovanej metamorfity a granitoidmi pochádzajú s veľkou pravdepodobnosťou obidva samostatné horizonty kaolinitových ílov usadzujúce sa počas kišcelu a pontu v sedimentačnej panve na južnom okraji veporika a gemerika. Vzájomne diferencovať materské horniny podieľajúce sa



Obr. 124 Nepriamy korelačný vzťah medzi B a Ga v kaolinitových íloch kišcelu skálnických vrstiev v Rimavskej kotline.

r — koeficient korelácie.



Obr. 125 Priamy korelačný vzťah medzi B a Ga v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia (pont) v Lučenskej kotline.

r — koeficient korelácie.

na tvorbe týchto dvoch vekove odlišných súvrství len na základe minerálneho zloženia ílovitej frakcie sa neukazuje vhodné. Jednoznačné závery neprináša ani štúdium asociácie ťažkých minerálov (M. MARKOVÁ 1980).

Porovnanie chemických analýz umožňuje získať približnú predstavu o priemernom zastúpení makroprvkov a o stupni chemickej zrelosti pri hypergénnych procesoch v pôvodnej zdrojovej oblasti na základe pomeru Al_2O_3/Na_2O (tab. 40). Pravdepodobne najlepšiu predstavu o charaktere materských hornín

Tab. 40 Štatistické údaje o priemernom zastúpení makroprvkov v kaolinitových íloch kišcelu skálnických vrstiev v Rimavskej kotline, pontu poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline a pontu, respektíve rumanu v podvihorlatskej oblasti východoslovenskej panvy.

	Skálnické vrstvy ⁺⁺ kišcel N = 8		Poltárske súvrstvie ⁺ pont N = 11		Podvihorlatská oblasť ruman (?) N = 2	
	AM	GM	AM	GM	AM	GM
SiO ₂	47,24	46,98	53,38	52,57	46,39	46,23
TiO ₂	1,14	1,09	1,23	0,17	0,65	0,65
Al ₂ O ₃	29,57	29,20	27,56	26,80	29,67	29,57
Fe ₂ O ₃	3,47	2,85	3,67	3,20	4,55	4,51
FeO	0,79	0,73	—	—	—	—
MgO	1,74	1,44	0,71	0,69	0,49	0,49
CaO	0,80	0,76	0,59	0,53	0,78	0,78
Na ₂ O	0,49	0,43	0,09	0,09	0,44	0,43
K ₂ O	3,52	3,47	1,40	1,34	0,22	0,21
$\frac{Al_2O_3}{Na_2O}$	60,3		306,2		67,4	

N — počet analýz, AM — aritmetický priemer v %, GM — geometrický priemer v %, + analýzy z neseparovaných vzoriek, ++ analýzy zo separovanej frakcie pod 0,002 mm.

Tab. 41 Korelačné vzťahy vybraných mikroprvkov v kaolinitových íloch skálnických vrstiev (kišcel) a poltárskeho súvrstvia (pont).

Korelácia	Skálnické vrstvy (kišcel) N = 16	Poltárske súvrstvie (pont) N = 9
	r	r
B/Ga	-0,485 ^A	0,625 ^A
Ni/Co	0,847 ^A	0,824 ^A
V/Cr	0,291 ^B	0,111 ^B
Ti/V	-0,055 ^B	0,080 ^B
Ti/Ga	-0,073 ^B	-0,462 ^B
Ga/Sn	-0,126 ^B	0,528 ^B
Sn/V	0,190 ^B	0,461 ^B
B/Sr	-0,076 ^B	0,264 ^B

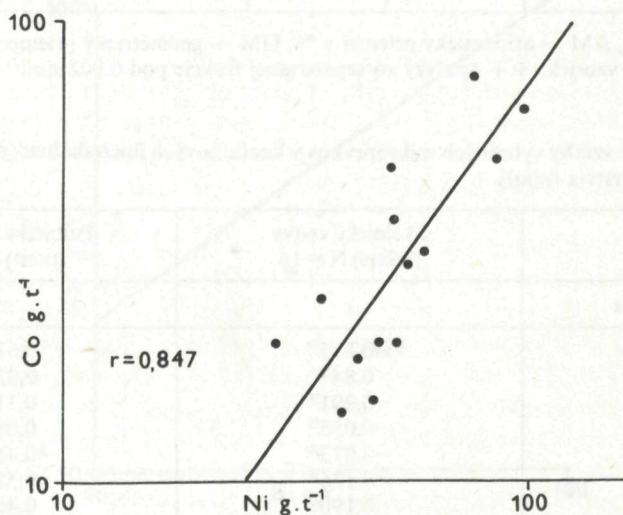
r — koeficient korelácie, A — štatisticky dokázaný korelačný vzťah, B — štatisticky nedokázaný korelačný vzťah, N — počet analýz.

v pôvodnej zdrojovej oblasti poskytujú základné štatistické údaje o distribúcii niektorých sledovaných mikroprvkov (tab. 38, 39, 41). Vyplývajú z nich dva predbežné poznatky:

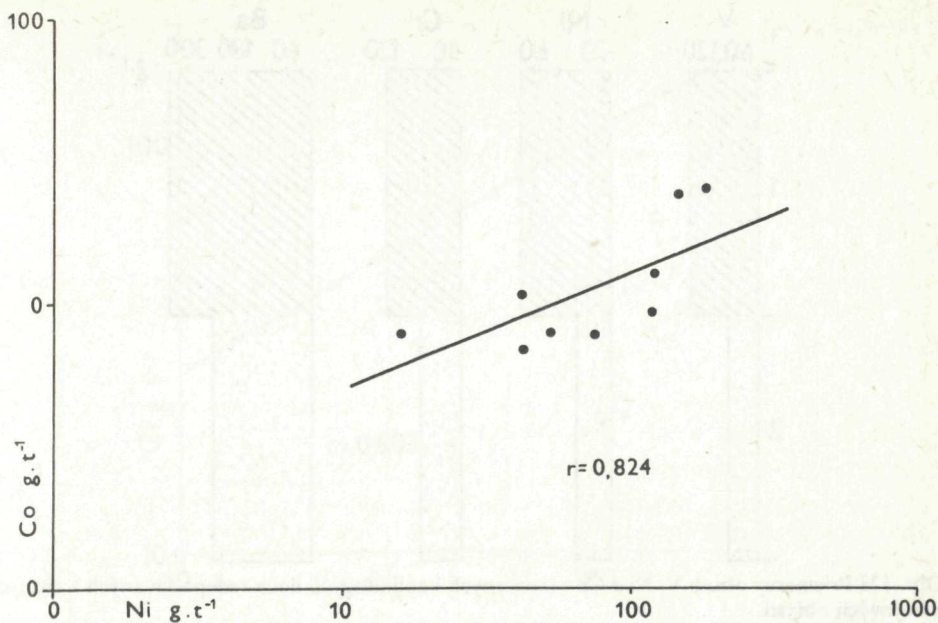
a) Priemerný obsah niektorých mikroprvkov s tesnejším vzťahom k acidným erupčivám (Sn, Zr) je vyšší v kaolinitových íloch kišcelu. Zároveň majú v porovnaní s kaolinitovými ílmi pontu nižší priemerný obsah V, Ni, Cr. Z toho usudzujeme, že na tvorbe kaolinitových ílov skálnických vrstiev kišcelu sa vo väčšom rozsahu podieľali granitoidy a pri zvetrávaní kaolinitových ílov pontu poltárskeho súvrstvia nadobudli väčší význam kryštalické bridlice s možným, aj keď dosiaľ spoľahlivo neovereným podielom ultrabázik (serpentinitové telesá vo fylitoch gemerika pri Brezničke).

b) Korelačné vzťahy mikroprvkov, ktorých distribúcia v sedimentoch je prevažne determinovaná charakterom materských hornín v zdrojových oblastiach (V, Ni, Co, Cr, Ti, Ga, Sn, Ba), vykazujú pri kaolinitových íloch kišcelu a pontu zhodné trendy (tab. 41). To poukazuje na vplyv jednej zdrojovej oblasti s predpokladaným rozdielnym podielom granitoidov a kryštalických bridlic. V prípade rozdielného priemerného obsahu niektorého zo sledovaných prvkov v obidvoch porovnávaných súboroch (pozri obsahy Co v tab. 38) sa môže meniť charakter korelačných vzťahov aj pri takmer rovnakej hodnote koeficientov korelácie (obr. 126, 127).

Vulkanogénna zdrojová oblasť kaolinitových ílov pontu alebo rumanu v podvihorlatskej oblasti bola jednoznačne stanovená mineralogicko-geochemickým výskumom východoslovenskej panvy (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978). Takto tu máme k dispozícii model, na ktorom je možné overiť si zmeny



Obr. 126 Priamy korelačný vzťah medzi Ni a Co v kaolinitových íloch kišcelu skálnických vrstiev v Rimavskej kotline, s priemerným obsahom Co 36 g. t⁻¹.
r — koeficient korelácie.



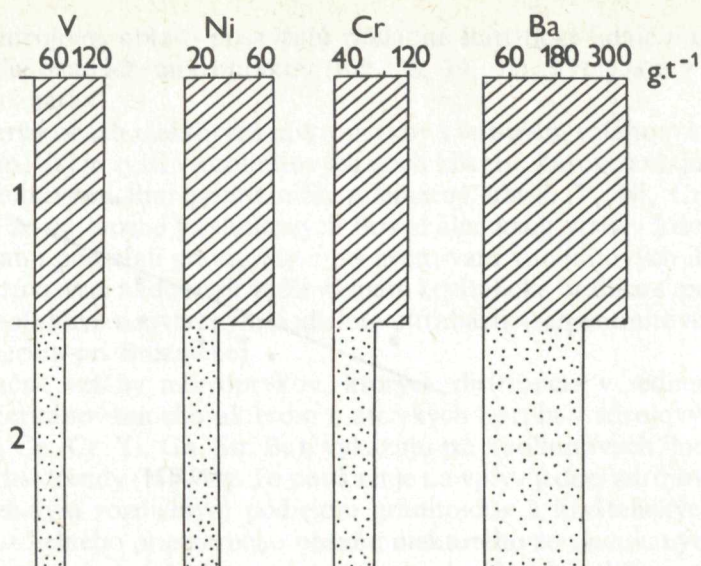
Obr. 127 Priamy korelačný vzťah medzi Ni a Co v kaolinitových íloch pontu poltárskeho súvrstvia v Lučenskej kotline, s priemerným obsahom Co 13 g . t⁻¹.
r — koeficient korelácie.

v distribúcii mikroprvkov v primárne kaolinizovanej hornine a z nej redeponovaných kaolinitových ílov (tab. 39).

Získané výsledky potvrdili všeobecne známu skutočnosť, že v sedimentárnych íloch sa oproti kaolinizovaným materským horninám podstatne zvyšuje obsah väčšiny mikroprvkov. V podvihorlatskej oblasti sa v redeponovaných kaolinitových íloch v porovnaní s primárne kaolinizovanými pyroxenickými andezitmi zvyšuje obsah B, Pb, Ga, Sn, Zr, Sr. Opačný trend sa zaznamenal u Ba a V. Ostatné zo sledovaných mikroprvkov — Ti, Cu, Ni, Co, Cr nevykazujú počas transportu a sedimentácie výraznejšie zmeny.

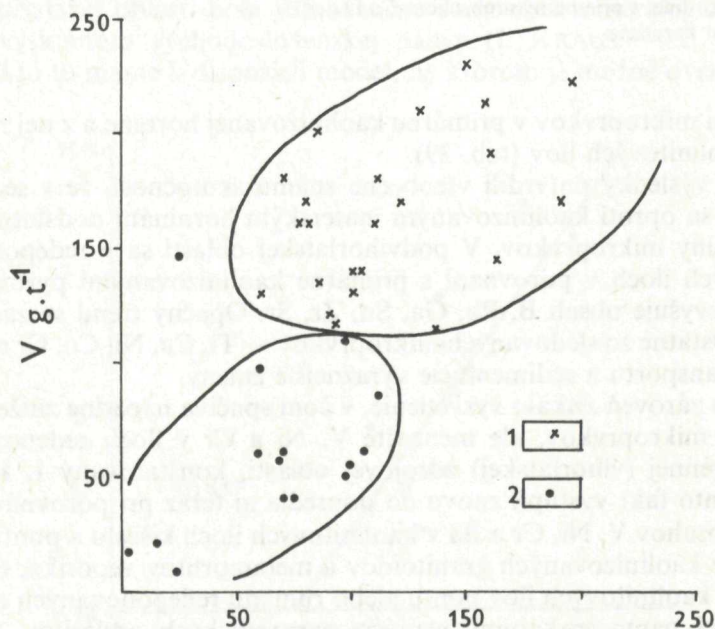
Takto sa zároveň získalo vysvetlenie, v čom spočíva nápadne znížený obsah niektorých mikroprvkov, ale menovite V, Ni a Cr v íloch redeponovaných z vulkanogénnej (vihorlatskej) zdrojovej oblasti, konštatovaný I. KRAUSOM (1975₁). Tento fakt vystúpil znovu do popredia aj teraz pri porovnávaní priemerných obsahov V, Ni, Cr a Ba v kaolinitových íloch kišcelu a pontu redeponovaných z kaolinizovaných granitoidov a metamorfitov veporika, respektíve gemerika a kaolinitových ílov pontu alebo rumanu redeponovaných do východoslovenskej panvy z kaolinizovaných pyroxenických andezitov Vihorlatu (obr. 128, 129).

Výraznejšie zmeny v zastúpení niektorých mikroprvkov počas transportu, sedimentácie a diagenézy kaolinitových ílov redeponovaných z kaolínových kôr



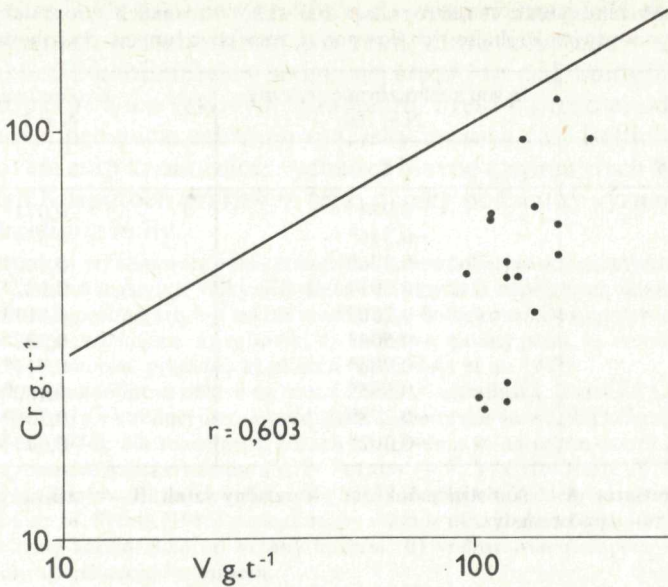
Obr. 128 Priemerný obsah V, Ni a Cr v terciérnych kaolinitových íloch redeponovaných z rôznych zdrojových oblastí.

1 — kaolinitové íly kišcelu a pontu Rimavskej a Lučenskej kotliny; 2 — kaolinitové íly rumanu alebo pontu podvihorlatskej oblasti.



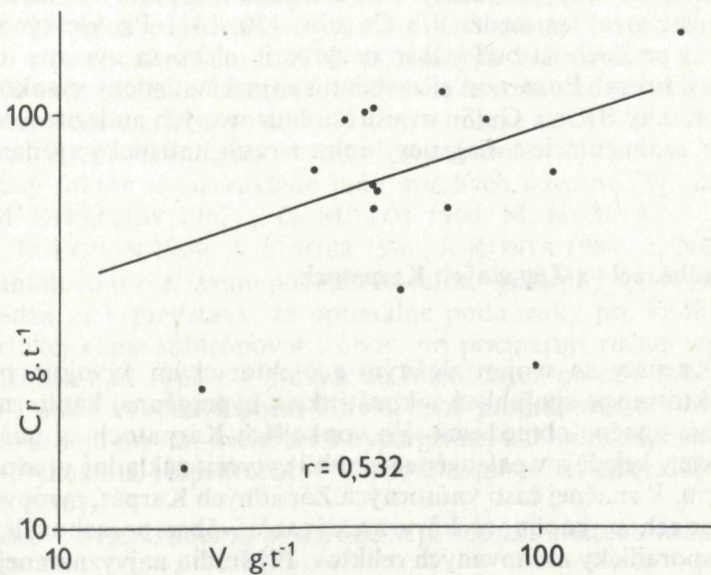
Obr. 129 Diagram V/Cr v terciérnych kaolinitových íloch redeponovaných z rôznych zdrojových oblastí.

1 — kaolinitové íly kišcelu a pontu Rimavskej a Lučenskej kotliny; 2 — kaolinitové íly rumanu alebo pontu podvihorlatskej oblasti.



Obr. 130 Priamy korelačný vzťah medzi V a Cr in situ kaolinizovaných pyroxenických andezitov Vihorlatu.

r — koeficient korelácie.



Obr. 131 Priamy korelačný vzťah medzi V a Cr redeponovaných kaolinitových ilov podvihorlatskej oblasti.

r — koeficient korelácie.

Tab. 42 Korelačné vzťahy vybraných mikroprvkov in situ kaolinizovaných pyroxenických andezitov Vihorlatu a redeponovaných kaolinitových ílov pontu, respektíve rumanu podvihorlatskej oblasti.

	In situ kaolinizované andezity N = 16	Kaolinitové íly N = 17
Korelácia	r	r
B/Ga	0,988 ^A	0,071 ^B
Ni/Co	-0,316 ^B	0,579 ^A
Co/Cr	-0,336 ^B	0,640 ^A
V/Cr	0,603 ^A	0,532 ^A
Ti/V	-0,250 ^B	0,311 ^B
Ti/Ga	-0,504 ^B	0,738 ^A
Ga/Sn	0,986 ^A	0,011 ^B
Sn/V	0,585 ^A	-0,180 ^B
Cu/Pb	-0,278 ^B	0,308 ^B
Ba/Sr	-0,282 ^B	0,677 ^A

r — koeficient korelácie, A — štatisticky dokázaný korelačný vzťah, B — štatisticky nedokázaný korelačný vzťah, N — počet analýz.

zvetrávania Vihorlatu do podvihorlatskej oblasti sa prejavuje často aj v podstatnom narušení sledovaných korelačných vzťahov. Korelačný vzťah medzi in situ kaolinizovanými pyroxenickými andezitmi a redeponovanými kaolinitovými ílmi sa zachoval len medzi V a Cr (obr. 130, 131). Pri všetkých ostatných sledovaných prvkoch sa buď vôbec nevytvoril, alebo sa výrazne narušil, respektíve inak zmenil. Pozornosť si zasluhujú najmä štatisticky vysoko významné korelačné vzťahy B/Ga a Ga/Sn in situ kaolinizovaných andezitov, ktoré počas transportu, sedimentácie a diagenézy úplne stratili štatistický význam (tab. 42).

8. Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch

Západné Karpaty so svojim zložitým geotektonickým vývojom predstavujú územie, v ktorom je spoľahlivá rekonštrukcia hypergénnej kaolinizácie v čase a v priestore značne obmedzená. Vo vonkajších Karpatoch sa počas flyšovej sedimentácie v kriede a v paleogéne nemohli vytvoriť základné predpoklady pre jej existenciu. V značnej časti vnútorných Západných Karpát, menovite v jadrových pohoriach sa kaolínové kôry zvetrávania vôbec nezachovali, alebo len v podobe sporadicky zachovaných relikto. Pri štúdiu najvýznamnejších kaolínových kôr zvetrávania vyvinutých na granitoidoch a metamorfitech veporika a gemerika nemôžeme v každom prípade vychádzať zo spoľahlivo datovaných nadložných sedimentov. Istou špecifikou západokarpatskej kaolínovej oblasti je

relatívne pestrá škála kaolínových kôr zvetrávania formujúcich sa na neovulkanických horninách rôzneho zloženia a veku, ktoré zohrávajú významnú úlohu pri stanovení etáp kaolinizácie v neogénnej ére. Aj tu však limitujúcim faktorom sú často problémy s ich vekovým zaradením. Preto na rozdiel od stredoeurópskej kaolínovej provincie zahrňujúcej Český masív a časť Baltického štítu, kde sa pri stanovení etáp kaolinizácie vychádza hlavne z primárnych kaolínov, majú v Západných Karpatoch pri riešení tejto otázky podstatný význam sekundárne kaolíny a kaolinitové íly.

Iným problémom pri stanovení etáp kaolinizácie v západokarpatskej geosynklinále v porovnaní s platformou Českého masívu je veľký nedostatok priamych či nepriamych údajov o kaolinitickom zvetrávaní v predoligocénnej ére. V Českom masíve a na Baltickom štíte sú potvrdené štyri základné periódy kaolinizácie zahrňujúce: a) ordovik; b) karbón a spodný perm; c) vrchný trias — spodnú juru; d) kriedu — miocén, prípadne až pliocén (M. STÖRR et al. 1977).

Najvýznamnejšie kaolínové oblasti na území ZSSR — ukrajinská, uralská a kazachstanská boli formované v spodnej a v strednej jure, juhosibírska a prímorská vo vrchnej kriede a v paleogéne (B. F. GORBAČEV ed. 1974). Na terciérnych kôrach zvetrávania sa na celom území ZSSR nevytvorili ekonomicky významné ložiská kaolínu (V. P. PETROV — F. V. CHUKHROV 1977).

Vychádzajúc z údajov získaných v rámci Medzinárodného korelačného programu No 23 Genéza kaolínov vyčleňuje M. STÖRR (1985) z celej Európy vrátane ukrajinského štítu štyri najvýznamnejšie periódy intenzívnej kaolinizácie: a) vrchný karbón; b) vrchný trias (keuper) — spodný doger; c) apt — turón; d) paleocén — miocén.

Práve v tom, že všetky známe prejavy hypergénnej kaolinizácie západokarpatskej kaolínovej oblasti spadajú do terciérnej éry, od oligocénu do pliocénu, je jej postavenie do istej miery výnimočné.

Pri stanovení veku hypergénnej kaolinizácie vychádzame v Západných Karpatoch v podstate zo sedimentologických a klimatologických kritérií.

K sedimentologickým patria výskyty mladších sedimentárnych formácií známeho veku v bezprostrednom nadloží skúmaných zvetrávacích kaolínov. Aj v prípade, že sú spoľahlivo datované, možno na ich základe hovoriť len o vrchnej hranici ukončenia celého procesu. Pritom nemáme záruku, že tieto súvrstvia sedimentovali bezprostredne po ukončení zvetrávania.

Klimatický faktor sa na základe prác mnohých autorov (W. D. KELLER 1957, N. M. STRACHOV 1962_{1,2}, G. MILLOT 1964, M. KUŽVART — J. KONTA 1968, F. C. LOUGHAN 1969, A. SINGER 1980, J. KONTA 1984₂, J. NEUŽIL 1984 a iní) pri kaolínovom zvetrávaní pokladá za veľmi významný, často za rozhodujúci. Vychádza sa z predstavy, že optimálne podmienky pre kaolinizáciu sú v teplej a vlhkej klíme subtrópov a trópov, pri priemernej ročnej teplote 15—18 °C a zrážkach nad 1000 mm pravidelne rozložených po celý rok.

Rozsiahle práce vykonané počas korelačného programu kaolínových ložísk Európy zdôrazňujú pri stanovení veku hypergénnej kaolinizácie, menovite ekonomického významu, rešpektovať v každom regióne tri základné poznatky (M. STÖRR 1985):

- kaolínové zvetrávanie sa vyskytuje v periódach s teplou humídnu klímou;
- objavuje sa korelácia medzi výskytom kaolínov, respektíve kaolinitových ílov a uhoľných slojov;
- počas optima tvorby bauxitov nevznikajú kaolíny.

Tab. 43 Prítomnosť kaolinitu v sedimentárnych súvrstviach a na kôrach zvetrávania Západných Karpát.

Oddelenie/stupeň/ /podstupeň	Zdrojová oblasť			
	granitoidy a kryštalické bridlice	vulkanity	flyš	neznáma
ruman		+		
dák		+		
pont	++++	++		
panón	++++	++		
sarmat	++	++		
báden	++	++		
karpát			+	
otnang				
egenburg	+			
eger				
oligocén-kišcel	+++			
eocén	+			+
paleocén				
vrchná krieda (senón)				+
stredná krieda				
spodná krieda				
malm				
doger				
lias				
rét	+			
norik				
karn				
ladin				
anis				
verfén				+

Prejavmi hydrotermálnej kaolinizácie sa zaoberáme výlučne v oblasti stredo-slovenských a východoslovenských neovulkanitov. Pri stanovení veku hydrotermálnej kaolinizácie vychádzame menovite v kremnickom rudnom rajóne z podrobného štúdia minerálnych asociácií, z poznania časovej postupnosti pri tvorbe ílových minerálov a nakoniec z ich priestorovej distribúcie (zonálnosti).

Schému časovopriestorovej distribúcie kaolínov a kaolinitových ílov v Západných Karpatoch na základe súborných výsledkov predkladáme v tab. 43 a na obr. 1.

8.1. Vek kaolínového zvetrávania

Pri periodizácii kaolínového zvetrávania na území Západných Karpát berieme do úvahy všetky nám doteraz známe prejavy, ktoré sa nachádzajú na pôvodnom mieste vzniku (kaolíny zvetrávacieho pôvodu) alebo tie, ktoré prekonal trans-

port do sedimentačných panví — sekundárne kaolíny, kaolinitové íly, ale aj ílovité bridlice a ílovité vápence pokiaľ majú zvýšený obsah kaolinitu. Považujeme za účelné, aj keď len schematicky, rozdeliť ich do dvoch ér: predterciérnej a terciérnej.

8.1.1. Predterciérna éra

Úvahy o možných prejavoch hypergénnej kaolinizácie v predterciérnej ére sa zakladajú výlučne na sledovaní prítomnosti kaolinitu v predterciérnych sedimentárnych súvrstviach.

V západokarpatských útvaroch starších ako perm sa doteraz nezistili relikty fosílnych kôr zvetrávania. Predpokladá sa, že napríklad v karbóne bola podstatná časť jadrových pohorí vystavená intenzívnemu zvetrávaniu v tropickej klíme. Počas permu sa usadzovali prevažne v kontinentálnom prostredí detritické sedimenty, pochádzajúce z rozsiahleho vynoreného masívu, ktorý zaberá podstatnú časť vnútorných Západných Karpát (D. ANDRUSOV 1958). Istá pozornosť sa v minulosti venovala aj identifikácii ílových minerálov vo viacerých komplexoch permského veku; vo Vysokých Tatrách meĎodolským zlepencom zloženým výlučne zo zvetraných granitov; v krížňanskom príkrove pri Španej doline ílovitým bridliciam sprevádzajúcim polohy pieskovcov, arkóz a zlepencov; na s. okraji gemerika pri Dobšinej ílovitým bridliciam s úlomkami kremeňa, kyslého plagioklasu, ďalej v ťažkej frakcii so zirkónom a granátom, ktoré spoločne indikujú materiál pochádzajúci zo zvetralých žúl.

Vo všetkých prípadoch sa potvrdila prítomnosť illitu, prípadne muskovitu, pričom sa nezistil kaolinit, ani voľné oxid-hydroxidy Al (D. ANDRUSOV 1959). V tejto spojitosti je pozoruhodná fosílna kôra zvetrávania vyvinutá na nízkotatranskom granodiorite v podloží spodnotriasových kremencov pri Liptovskej Lužnej (O. FEJDIOVÁ 1977), v ktorej sa však minerálne zloženie prípadného rozkladu živcov účinkom zvetrávania nesledovalo.

Zásadný význam pre stanovenie kaolinizácie západokarpatského regiónu v predterciérnej ére by mohlo mať poznanie ílových minerálov v ílovito-karbo-nátových horninách mezozoika. Doteraz sa systematickejšie sledovali len niektoré súvrstvia v spodnom a vrchnom triase, v liase, na rozhraní vrchnej jury a spodnej kriedy (malm až alb) a vo vrchnej kriede.

Vo verfenských bridliciach tomanovskej série pod Osobitou vo Vysokých Tatrách, v krížňanskom príkrove pri Starých Horách, v chočskom príkrove na Horehroní pri Molči a Kordíkoch, ako aj v meliatskej sérii pri Šankovciach sa potvrdili na základe prítomnosti ílových minerálov dve asociácie. Jedna s prevahou illitu a druhá s prevahou kaolinitu. Podľa interpretácie J. HANÁČKA (1984) je prvá charakteristická pre bridlice usadzované pôvodne v morskom a druhá s prevládajúcim kaolinitom skôr pre bridlice usadzované v lagunárnom a v kontinentálnom prostredí.

V každom prípade verfenske bridlice predstavujú v Západných Karpatoch

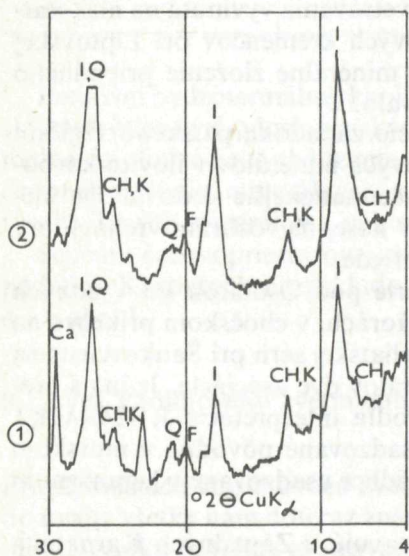
doteraz najstarší známy sedimentárny útvar so zvýšeným obsahom kaolinitu (G. HALAHYJOVÁ et al. 1968).

Pri určovaní prípadného veku tejto etapy kaolinizácie, ak o nej možno vôbec hovoriť, je potrebné byť uvažlivý, nakoľko počas vrchného permu a spodného triasu sa v niektorých častiach Západných Karpát utvárali vhodné podmienky pre vznik evaporitových formácií.

Vo vrchnom triase viacerých jednotiek — v bradlovom pásme kysuckej série, v obalových sériách jadrových pohorí a v krížňanskom príkrove hlavným útvarom, v ktorom možno predpokladať premiestnené produkty kôr zvetrávania, je karpatský keuper. Skladá sa prevažne z pestrých ílovitých bridlíc, striedajúcich sa s lavicami pieskocov, zlepcov a polohami celistvých dolomitov. Ide o známy lagunárny vývoj, v ktorom je hypersalinné prostredie doložené prítomnosťou sadrovcov a chemogénnych dolomitov. Vynorenie dokumentujú bahenné praskliny a trhlinky vysychania v dolomitoch, ako aj úlomky vápencov s typickými železitými prstencami, ktoré poukazujú na dlhšie zvetrávania v subaerických podmienkach (M. MIŠÍK 1966).

Údaje o minerálnom zložení ílovitých bridlíc keupru, ktoré máme k dispozícii, pochádzajú z krížňanského príkrovu Zvolenskej vrchoviny z okolia Hornej Mičinej pri Banskej Bystrici. Mineralogickým výskumom nerozpustných zvyškov sa zistilo dominantné zastúpenie illitu, pravidelnú prímes tvorí chlorit, nedá sa vylúčiť nepatrná prímes kaolinitu, ale celkove vo väčšine študovaných ílovitých bridlíc kaolinit chýba (E. ŠOVČIKOVÁ 1981).

Sedimentárny komplex najmladšieho triasu (rét) a spodného liasu, celkove charakterizovaný zvýšeným obsahom terigénneho materiálu (prejav starokimberskej fázy vrásnenia), púta pozornosť aj preto, lebo niektorí autori predpokladajú vynáranie jadrových pohorí približne na tých miestach ako dnes, iba na



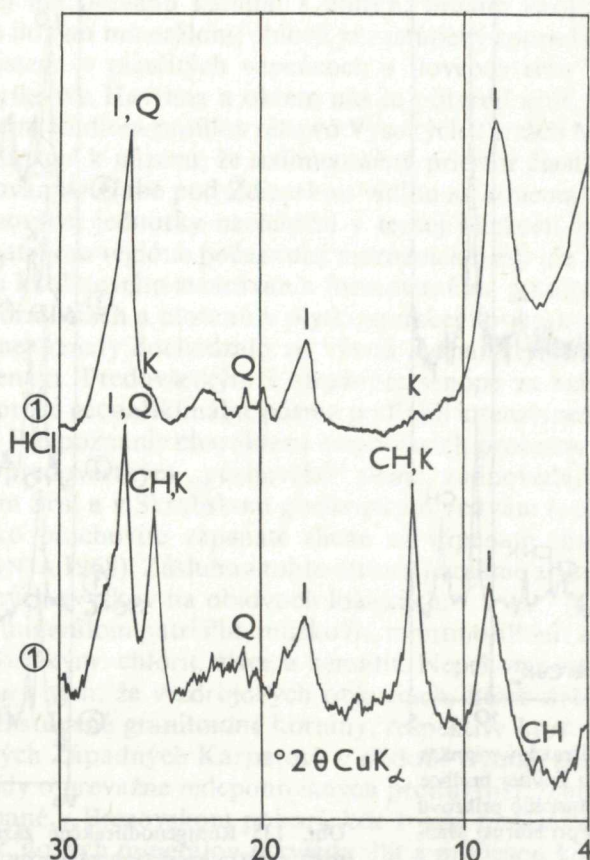
Obr. 132 Röntgenodifrakčné záznamy nerozpustných zvyškov ílovitých vápencov rétu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry spracovaných J. MICHALÍKOM — M. SÝKOROM (1979).

1 — ílovitý vápenec pod lavicou č. 20;
2 — ílovitý vápenec pod lavicou č. 37.
I — illit, CH — chlorit, K — kaolinit,
Q — kremeň, Ca — kalcit.

menšom plošnom rozsahu. Poukazovalo by to na dedenie elevačných tendencií jadier z mezozoika do neogénu (M. MIŠÍK — M. RAKÚS 1964, M. MIŠÍK 1966). Istý posun v overovaní týchto predpokladov môže poskytnúť aj štúdium ílových minerálov.

Vo Veľkej Fatre sme študovali minerálne zloženie ílovej frakcie v nerozpustnom zvyšku slieňov rétu (fatranské vrstvy) a nadložného komplexu spodného liasu (kopienecké vrstvy) v profile nad dolinkou Ráztoky podrobne dokumentovanom J. MICHALÍKOM a M. SÝKOROM (1979). Fatranské vrstvy podľa ich interpretácie sú produktom teplého plytkého mora bez prítokov z pevniny. Naproti tomu kopienecké vrstvy sa usadzovali v humídnej perióde s množstvom prítokov prinášajúcich klastický materiál z pevniny a spôsobujúcich výkyvy v salinite až lokálne vysladzovanie morskej panvy.

V obidvoch súvrstviach napriek predpokladanej zmene v prínose detritické-



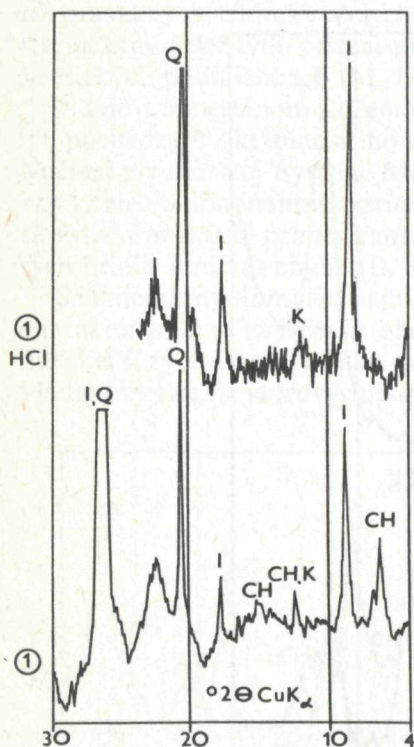
Obr. 133 Röntgenodifrakčný záznam nerozpustného zvyšku ílovej bridlice spodného liasu krížňanského príkrovu Veľkej Fatry spracovanej J. MICHALÍKOM — M. SÝKOROM (1979).

I — vzorka v prirodzenom stave; I HCl — vzorka po varení v HCl. I — illit, K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň.

ho materiálu z pevniny sa zaznamenala popri prevládajúcom illite iba nepatrná prímes kaolinitu (obr. 132, 133). Podstatnejší rozdiel sa prejavil v zastúpení chloritu. V réte je zastúpený podradne, ale v spodnom liase sa jeho obsah podstatne zvýšil.

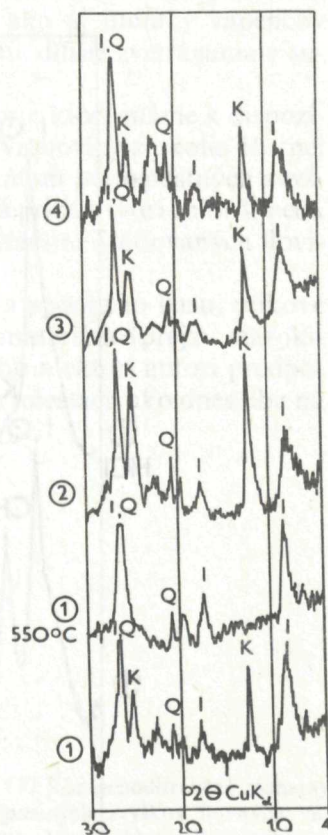
Vo Zvolenskej vrchovine sa podrobne sledovalo zastúpenie ílových minerálov spodného liasu krížňanského príkrovu v oblasti Hornej Mičinej vo vrstvách piesčitých sludnatých ílovcov. V porovnaní s vývojom liasu krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre sa asociácia ílových minerálov podstatnejšie nemení. Dominuje illit s prímesou chloritu, v nepatrnom množstve býva prítomný kaolinit (obr. 134).

Pozoruhodné výsledky sa získali stanovením asociácie ílových minerálov vo Vysokých Tatrách v žľabe pod Ždiarskou vidlou, v ktorom vystupujú horniny rétu patriace k čiastkovému príkrovu Havrana (M. SÝKORA in M. MIŠÍK 1985).



Obr. 134 Röntgenodifrakčný záznam nerozpustného zvyšku ílovitej bridlice spodného liasu krížňanského príkrovu Zvolenskej vrchoviny pri Hornej Mičinej.

① — vzorka v prirodzenom stave;
 ①HCl — vzorka po varení v HCl. I — illit, K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň.



Obr. 135 Röntgenodifrakčné záznamy nerozpustných zvyškov piesčitých vápencov, kremencov, ílovcov a ílovitých bridlic rétu krížňanského príkrovu v žľabe pod Ždiarskou vidlou vo Vysokých Tatrách spracované M. SÝKOROM in M. MIŠÍK (1985).

I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

Od bazálnej časti smerom k nadložiu sa postupne venovala pozornosť nerozpustnému zvyšku piesčitých vápencov s vysokým obsahom živcov (do 7%), ale najmä s veľmi zle vytriedeným kremeňom, ktorého obsah sa pohybuje od 27 do 96% (obr. 135, vz. 1). Vyššie sa vo vápencoch objavujú rôzne hrubé polohy ílovcov a ílovitých bridlíc znovu s vysokým obsahom živcov a kremeňa (obr. 135, vz. 2, 3, 4). Žíhaním vzoriek pri 550 °C sa potvrdilo, že reflex d_{001} s hodnotou 7,1 Å patrí kaolinitu a nie chloritu.

Podľa obsahu kaolinitu sa v ílovito-kremito-karbonátovom komplexe rétu a spodného liasu krížňanského príkrovu dajú vyčleniť dve vzájomne odlišné minerálne asociácie:

— v prvej má prevahu illit s chloritom, kaolinit chýba, alebo tvorí len podradne zastúpenú prímes. Je charakteristická pre vývoj krížňanského príkrovu vo Veľkej Fatre a vo Zvolenskej vrchovine;

— v druhej má prevahu kaolinit s illitom, pričom kaolinit sa môže stať prevládajúcim ílovým minerálom; chlorit je zastúpený sporadicky alebo chýba. Zatiaľ bola zistená v piesčitých vápencoch a ílovcoch rétu Vysokých Tatier čiastkového príkrovu Havrana a okrem nás ju potvrdil aj R. KUŠÍK (1967).

Porovnávacím štúdiom profilov rétu vo Vysokých Tatrách M. SÝKORA in M. MIŠÍK (1985) dospel k názoru, že sedimentačný priestor čiastkového príkrovu Havrana sledovaný v žľabe pod Ždiarskou vidlou sa koncom triasu na rozdiel od facií zliechovskej jednotky nachádzal v tesnej blízkosti zdrojovej oblasti. V západokarpatskom regióne počas celej mezozoickej éry ide zatiaľ o najlepšie doloženú kôru kaolínového zvetrávania formovanú na granitoidoch, prípadne kryštalickej bridliciaci a uloženú v plytkomorskej ílovito-karbonátovej facií.

Počas vrchnej kriedy dochádzalo vo vývoji karpatskej geosynklinály k významným zmenám. Predovšetkým v strednom senóne za subhercýnskej fázy vrásnenia vynorené geoantiklinálne pásma podľahli intenzívnemu rozrušovaniu a zvetrávaniu. Pre poznanie charakteru zvetrávacích procesov v tomto období majú význam predovšetkým „púchovské“ sliene, zodpovedajúce na ich ložiskách v Hornom Srní a v Skrabskom gbelianskym vrstvám (mástricht). Možno ich označiť ako prachovité vápenaté sliene až vápenaté sliene alebo ílovité vápence (J. KONTA 1968). Zásluhou tohto autora je známe aj minerálne zloženie ich nerozpustných zvyškov na oboch ložiskách.

K hlavným minerálom patrí illit, muskovit, montmorillonit a kremeň. K vedľajším a akcesorickým: chlorit, živce a hematit. Neprítomnosť kaolinitu súvisí pravdepodobne s tým, že v zdrojových oblastiach, ktoré dotovali púchovské sliene, neboli zastúpené granitoidné horniny, respektíve kryštalickej bridlice.

Vo vnútorných Západných Karpatoch v období vrchnej kriedy tiež existujú niektoré doklady o prevažne redeponovaných produktoch zvetrávania. Najlepšie sú preskúmané v Brezovskom pohorí, kde tvoria tmel v bazálnych zlepencoch senónu. Z ílových minerálov prevláda illit s prímiesou kaolinitu. Červené sfarbenie spôsobuje hematit a goetit. Voľné oxid-hydroxidy Al sa nepotvrdili (K. BORZA et al. 1959). Podobne v zlepencoch vrchnej kriedy (?) pri Dobšinej sa nachádzajú polohy červených piesčitých bridlíc, v ktorých sa z ílových minerálov zistil výlučne illit (K. BORZA — E. MARTÍNY 1964).

Najvýznamnejší doklad alického a monosialického zvetrávania v predterciérnej ére Západných Karpát predstavujú už takmer 50 rokov známe výskyty krasových bauxitov. Základné poznatky o ich geologickej pozícii, minerálnom zložení, géneze a prognózach boli vyslovené približne v rokoch 1937—1964 (A. ORLOV 1937, D. ANDRUSOV 1950, B. ZORKOVSKÝ 1952, J. KONTA 1954, B. ČÍČEL 1958, J. BORZA — M. MARTÍNY 1964). Z nášho hľadiska najzávažnejší problém, ktorý sledujeme v tejto kapitole — otázka veku, zostáva pri západokarpatských bauxitoch stále neobjasnený. K. BORZA — E. MARTÍNY (1964) ich bez bližšieho zdôvodnenia situujú do dvoch obzorov: spodného — predsenónskeho a vrchného — predeocénneho. J. HANÁČEK (1984) na základe rozsiahlej analýzy doterajších poznatkov ich považuje za vrchnokriedové až paleocénne.

Doteraz sa v Západných Karpatoch nepriniesli dôkazy o výskytoch kaolínov, respektíve kaolinitových ílov v období, kedy sa súčasne predpokladá aj tvorba bauxitov. Prechodný typ kôry zvetrávania medzi alickým a monosialickým štádiom sa dá predpokladať v zdrojovej oblasti markušovského bauxitu (J. KONTA 1954).

Celkove možno predpokladať v predterciérnej ére na základe uskutočnenej analýzy zastúpenia kaolinitu v sedimentárnych, prevažne ílovito-karbonátových horninách kaolínové zvetrávanie v zdrojových oblastiach, ktoré dotovali sedimentačné panvy zvetralinovým materiálom v spodnom triase, v liase a vo vrchnej kriede. Analýzu na tomto princípe je možné uskutočniť vo všetkých mezozoických ílovito-karbonátových sedimentoch, nakoľko sa potvrdilo, že kaolinit je v diagenetickom, respektíve v epigenetickom štádiu v zmysle A. G. KOSSOVSKEJ — V. D. ŠUTOVA (1971) v západokarpatskom mezozoiku stabilným minerálom, ktorý sa nemení na iné ílové minerály (dickit, illit, chlorit) alebo pyrofylit (V. D. ŠUTOV et al. 1966, V. A. DRIC — A. G. KOSSOVSKAJA 1984). Iná situácia je v paleozoických horninách metamorfovaných vo fácií zelených bridlíc, kde v dôsledku zmien pôvodných ílových minerálov, vrátane kaolinitu, takýto postup nie je možné aplikovať.

8.1.2. Terciérna éra

Proces hypergénnej kaolinizácie v Západných Karpatoch bol v terciérnej ére významnejší ako sa doteraz všeobecne uznáva. To je zároveň jeden z hlavných poznatkov predkladanej práce. Okolnosť, že kaolínové zvetrávanie má v západokarpatskej oblasti dominantné postavenie v terciérnej ére, sa musí zohľadniť pri stanovovaní prognózných oblastí, na ktoré je potrebné v nasledujúcom období orientovať geologicko-prieskumné práce.

8.1.2.1. Paleogén

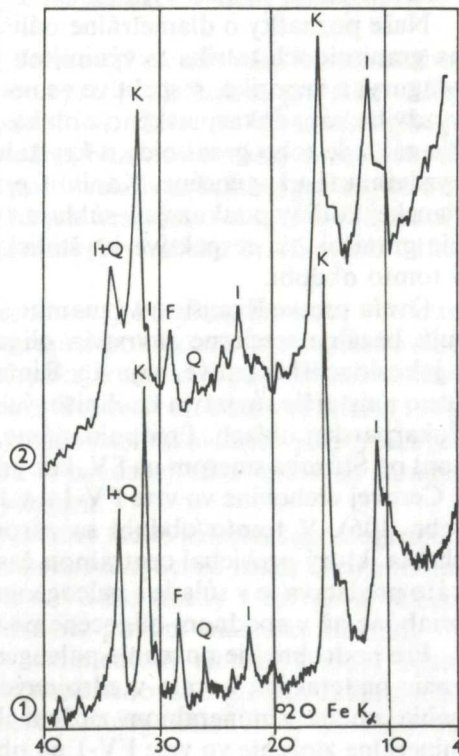
V paleogéne sú už k dispozícii významné dôkazy o regionálnom kaolínovom zvetrávaní vnútorných Západných Karpát, ktoré sa opierajú o doložený vek ich

redeponovaných produktov. Známe sú v bazálnom vývoji vnútrokarpatského paleogénu (lutét-priabón), ale omnoho väčšiu pozornosť sme venovali ílom oligocénu, vystupujúcim v bazálnom vývoji paleogénu v podunajskej, ale hlavne v juhoslovenskej panve.

V bazálnom vývoji vnútrokarpatského paleogénu doteraz evidujeme dva výskyty, ktoré sme v predošlých kapitolách osobitne neuvádzali.

Prvý z nich patrí k stredno až vrchnoecénnym pestrým ílovitým bridliciam pri Zázrivej na severnom svahu Malej Fatry, ktoré sa nachádzajú v bazálnych zlepencoch. K. BORZA — E. MARTÍNY (1964) v nich pomocou röntgenografickej analýzy stanovili prítomnosť illitu, kaolinitu a boemitu. Na jeho základe by bolo možné usudzovať na transport rozrušených produktov sialického a alického zvetrávania aj do tých častí vnútrokarpatského paleogénu, v ktorých nie sú doteraz potvrdené výskyty krasových bauxitov.

Druhý z nich je lokalizovaný na lutétsko-priabónsky sedimentačný cyklus v Hornonitrianskej kotline pri Veľkej Čause, v ktorom V. ČECHOVIČ (1959) vyčleňuje bazálne, flyšoidné a piesčité vrstvy. Minerálne zloženie ílovitej frakcie sme sledovali vo flyšových vrstvách s prevahou pelitického materiálu (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1970). Ide o tmavosivé, často slienité ílovce s nepravidelnými polohami sivých vápnných jemno až strednozrnných pieskovcov, sedimentácia ktorých prebiehala v neritickom pásme, v hĺbkach 100—200 m, v podmienkach



Obr. 136 Röntgenodifrakčné záznamy eocénnych ílovcov vnútrokarpatského paleogénu Hornonitrianskej kotliny vo vrte PO-82.

1 — hĺbka 525 m; 2 — hĺbka 415 m; I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, F — živce.

tropickej klímy a za stáleho tektonického nepokoja (R. LEHOTAYOVÁ 1959). M. MARKOVÁ (1959) z asociácie ťažkých minerálov predpokladá znos pôvodného materiálu z mezozoických hornín, ale aj z kryštalinika.

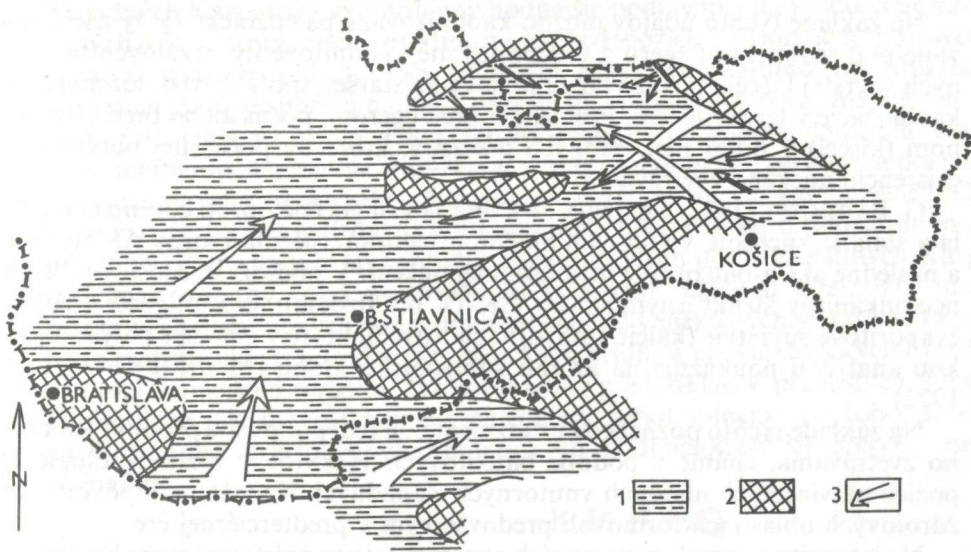
Röntgenografická analýza potvrdila z nášho hľadiska dôležitý poznatok o prevažne kaolínovom charaktere zvetrávania v tých zdrojových oblastiach, odkiaľ bol zvetralinový materiál počas eocénu do Hornonitrianskej kotliny transportovaný (obr. 136).

V súčasnosti by bolo vhodné sledovať minerálne zloženie ílov ako v bazálnych, tak aj v ostatných sekvenciách celého vnútrokarpatského flyša pre podrobnejšie objasnenie paleogeografických pomerov, ktoré môžu mať zásadný vplyv na konfiguráciu reliéfu vnútorných Západných Karpát počas oligocénu. V tomto smere by zaujímavé výsledky mohlo priniesť poznanie minerálneho zloženia červených ílov v bazálnych eocénnych kľuknavských zlepencoch na severnom okraji Slovenského rudohoria a vajsokovských zlepenčov v lopejskej doline na Horehroní, v ktorých sa nachádzajú obliaky metaryolitov gelnickej skupiny, bazaltov permu, kremencov spodného triasu a karbonátov stredného triasu (A. BIELY — O. SAMUEL 1982). Na základe súčasných poznatkov o petrografickom zložení paleogénnych klastických uloženín, ako aj toho, že bazálne paleogénne zlepence sa vyskytujú v značných nadmorských výškach sa obecné predpokladá, že počas eocénu žiadne jadrové pohorie s výnimkou Nízkych Tatier nebolo vynorené.

Naše poznatky o diametrálne odlišnom vývoji kaolínových kôr zvetrávania na granitoidoch tatrika (s výnimkou jadrového pohoria Žiar, prípadne Malej Magury) a veporika, respektíve gemerika sú v zhode s asymetrickým modelom výzdvihu západokarpatského oblúka podľa J. KRÁLA (1982), (kapit. 3.4.2.3.). Na základe toho granitoidy a kryštalické bridlice Nízkych Tatier a Žiaru boli vyzdvihnuté už v eocéne. Kaolinit prítomný v eocénnych ílovcoch Hornonitrianskej kotliny poukazuje v súhlase s touto predstavou na kaolínické zvetrávanie granitoidov, respektíve kryštalických bridlíc jadrového pohoria Žiaru už v tomto období.

Oveľa presvedčivejšie a významnejšie stopy kaolínového zvetrávania poskytujú bazálne terciérne súvrstvia oligocénu v podunajskej, ale predovšetkým v juhoslovenskej panve, najmä v Rimavskej kotline (skálnické a blžské vrstvy). Ide o najstaršie súvrstvia kaolinitových ílov, ktoré boli dosiaľ potvrdené v západokarpatskej oblasti. Predpokladáme, že predstavujú viac-menej súvislý horizont od Štúrova smerom na SV, kde je doložený v Ipeľskej kotline vo vrte VV-1, v Cerovej vrchovine vo vrte FV-1 a v Rimavskej kotline vo vrtoch HJ-1 a LR-5 (obr. 106). V tomto období sa zároveň predpokladá existencia vynoreného chrbta, ktorý prebiehal centrálnou časťou vnútorných Západných Karpát. Takáto predstava je v súlade s paleogeografickou schémou paleogénu vo vrchnom priabóne až v spodnom oligocéne podľa P. GROSSA (1978), (obr. 137).

Pre podrobnejšie poznanie paleogeografického vývoja s ohľadom na zvetrávanie materských hornín v zdrojových oblastiach má značný význam zistená náhla zmena v minerálnom zložení ílových sedimentov počas kišcelu. (Pozri minerálne zloženie vo vrte FV-1 na obr. 112, 122.) Kaolinitové íly sú prítomné



Obr. 137 Paleogeografická schéma paleogénu vo vrchnom priabóne až v spodnom oligocéne podľa P. GROSSA (1978).

1 — morské sedimenty (priabón-oligocén); 2 — vynorené územia; 3 — smery paleo-prúdov.

výlučne v jeho bazálnej časti, kde sa mohli formovať zvetrávaním ílovito-karbo-nátových sedimentov vrchnej kriedy, ktoré sa predpokladajú na povrchu väčšej časti vynoreného územia v uvedenom období (M. MIŠÍK 1978). Logickejšie je predpokladať zdrojovú oblasť v bezprostrednej blízkosti bazálnych terciérnych kaolinitových ílov, ktoré sa formovali len počas relatívne krátkej periódy kontinentálneho vývoja. Pomery zistené v blízkyh vrstvách vo vrte FV-1 umožňujú s istotou považovať za materské horniny kryštálické bridlice (obr. 108, 112, vz. 1).

Najvýznamnejší dôkaz o existencii kaolínovej kôry zvetrávania v tomto období priniesol geologický prieskum overujúci pokračovanie magnezitového korbónu pod poltárskym súvrstvom v Lučenskej kotline. V podloží lučenského súvrstvia (eger), medzi Hrnčiarskou Vsou a Svetlou A. ABONYI et al. (1973) zistili niekoľko desiatok metrov hrubý komplex kaolinizovaných paleozoických fylitov gemerika. Skartované vrtné jadrá z uvedenej série vrtoV sa doteraz nepodarilo podrobiť mineralogickému výskumu.

V mladších útvaroch morský ílovcovo-slienitý facies kišcelu, egeru, egenbur-gu má monotónny a uniformný charakter pozostávajúci zo zmesi illitu a mont-morillonitu len s malou prímiesou kaolinitu. Väčšie zmeny v zdrojovej oblasti počas jeho usadzovania sú nepravdepodobné, pričom materské horniny by mohli zodpovedať ílovito-karbo-nátovým sedimentom vrchnej kriedy. Tento názor môže podporiť aj nález obliaka vrchnokriedového globotrunkánového slieňovca v zlepenoch egeru juhoslovenskej panvy zistený M. MARKOVOU (1967).

Na základe týchto údajov možno kaolinizované paleozoické fylity zachovávané pod sedimentmi egeru a redeponované kaolinitové íly bazálnych terciérnych súvrství kišcelu považovať za prejavy najstaršej, spoľahlivo doloženej fázy kaolinizácie v terciérnej ére. Prebiehala pred egerom, počas alebo pred oligocénom (kišcel) a zatiaľ niet žiadnych dôkazov, ktoré by počas nej potvrdili aj existenciu alického zvetrávania.

G. BÁRDOSSY (1982) usudzuje, že klíma sa v oligocéne oproti eocénu ochladila a stala sa suchšou, v čom vidí možnú príčinu prerušenia tvorby Al-lateritov a následne aj Ca-bauxitov v mediteránnej oblasti. V podloží stredoslovenských neovulkanitov štruktúrnym vrtom GK-IV pri Bzovíku sa v oligocéne zistilo evaporitové súvrstvie (kalcit, anhydrit, sadrovec), ktoré v súlade s palynologickou analýzou poukazuje na aridnú subtropickú klímu (M. MARKOVÁ et al. 1972).

Na základe týchto poznatkov usudzujeme, že redeponované produkty alického zvetrávania, známe v podobe bauxitových výskytov v rôznej geologickej pozícii na viacerých miestach vnútorných Západných Karpát, sa v pôvodných zdrojových oblastiach formovali predovšetkým v predterciérnej ére.

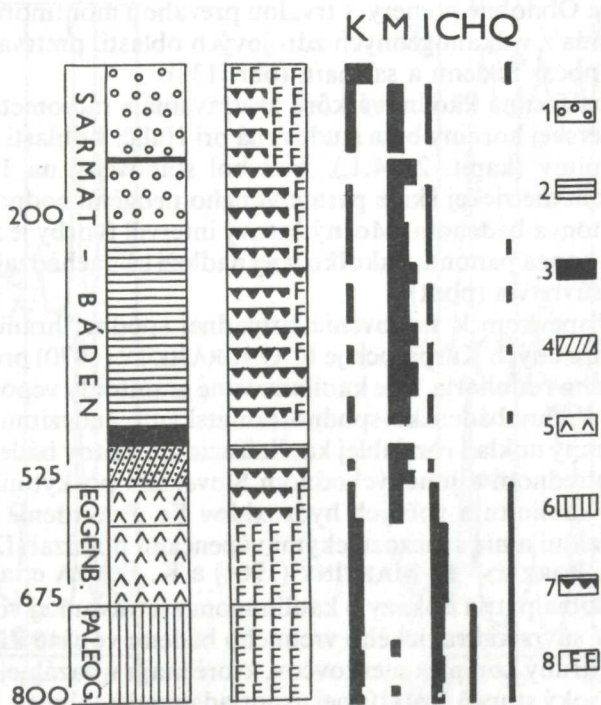
Na intenzitu a rozsah zvetrávacích procesov v tejto najstaršej etape kaolinizácie počas terciérnej éry môžeme usudzovať len podľa minerálneho zloženia, hrúbky a plošného rozsahu redeponovaných produktov kišcelu skálnických a blžských vrstiev vo vrtoch VV-1, HJ-1, LR-5 a FV-1 (obr. 106, 109, 110, 111, 112). Prímes illitu je popri kaolinite vždy prítomná. Pri zbežnom porovnaní s ílmi pontu poltárskeho súvrstvia na základe intenzít bazálnych reflexov sa obsah illitu zdá vyšší u kaolinitových ílov kišcelu. V súlade s tým kaolínové kôry zvetrávania majú v Lučenskej kotline potvrdený bilančný vývoj iba tam, kde nie sú prekryté sedimentmi egeru, a teda je predpoklad, že sa tvorili, respektíve dotvárali predovšetkým počas miocénu. Podobne hrúbka a rozsah zachovaných redeponovaných produktov na báze terciéru je doteraz nepomerne menšia ako v mladších kaolinitových súvrstviach.

Na druhej strane klimatické podmienky počas paleogénu boli podstatne priaznivejšie v porovnaní s neogénom (kapit. 3.3.). Preto významným činiteľom hypergénnej kaolinizácie je v Západných Karpatoch priaznivý tektonomorfológický vývoj (kapit. 3.4.). Uvedené okolnosti nasvedčujú, že na báze terciéru bol tento faktor v porovnaní s najvýznamnejšou miocénnou etapou menej priaznivý. Domnievame sa, v súlade s názormi vyššie citovaných autorov, že v paleogéne sa na podstatnej časti vynoreného územia, v ktorom možno hľadať zdrojovú oblasť kaolinitových ílov kišcelu (pozri schému na obr. 137), nachádzali z hľadiska kaolinizácie nevhodné sedimenty kriedy a len lokálne kryštálické bridlice. Táto okolnosť môže mať nepriaznivý dopad na rozsah a prognózný význam kaolinitových ílov zistených v juhoslovenskej panve na báze terciéru.

8.1.2.2. Miocén

Miocén poskytuje najviac možností registrovať rozmanité prejavy kaolínového zvetrávania v západokarpatskom regióne. V tomto období sa vo vnútorných

Západných Karpatoch vytvorili najvhodnejšie podmienky na zachovanie kaolínových kôr zvetrávania aj produktov ich redepozície. Výnimočné postavenie západokarpatskej oblasti voči ostatným klasickým kaolínovým oblastiam v strednej Európe spočíva najmä v tom, že hlavné etapy hypergénej kaolinizácie tu priebiehali až po štajerskej fáze vrásnenia — od bádenu do pontu. Údaje o priemernej ročnej teplote a zrážkach v tomto období síce poskytujú dostatok priestoru na ich priebeh, ale v porovnaní s hlavnou etapou kaolinizácie v Českom masíve (krieda-paleogén) bol klimatický faktor celkove podstatne menej priaznivý. Preto na tvorbu kaolínov a kaolinitových ílov v Západných Karpatoch mal osobitný vplyv morfotektonický faktor, ktorý aj v relatívne menej priaznivých klimatických podmienkach umožnil v niektorých jednotkách kaolínové zvetrávanie granitoidov, kryštalických bridlíc a neovulkanických formácií aj v regionálnejšom rozsahu. Tento základný predpoklad v predošlých etapách kaolinizácie, ale menovite počas paleogénu nebol splnený a z toho dôvodu sú v omnoho priaznivejších klimatických podmienkach jej prejavy menej významné.



Obr. 138 Schéma litologického vývoja, minerálneho zloženia a zdrojových oblastí ílov v Hornonitrianskej kotline (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1973, litologické členenie miocénu podľa V. KONEČNÉHO et al. 1983).

1 — lehotské súvrstvie (štrky, piesky, íly); 2 — košianske súvrstvie (íly); 3 — handlovské a novácke súvrstvie (uhoľné slaje); 4 — kamenské súvrstvie (tufity); 5 — ílovité aleurity a piesčité íly; 6 — ílovce; 7 — vulkanická zdrojová oblasť; 8 — nevulkanická zdrojová oblasť (kryštalínikum). K — kaolinit, M — montmorillonit, I — illit, CH — chlorit, Q — kremeň.

V ďalšom uvedieme v chronologickej postupnosti všetky známe prejavy hypergéennej kaolinizácie počas miocénu, čo umožní lepšie posúdiť potenciálny význam tejto etapy pre západokarpatský región.

Fosílné kôry kaolínového zvetrávania, ktoré by sa mohli na základe dokázaného veku materských hornín situovať do spodného miocénu, v Západných Karpatoch chýbajú. V tomto období je možné usudzovať o hypergéennej kaolinizácii len na základe prítomnosti kaolinitu v sedimentoch neogénnych panví.

V egenburgu sa takéto pomery zistili v Hornonitrianskej kotline pri Veľkej Čause. Kaolinit s illitom sú podstatne zastúpené v bazálnom kontinentálnom súvrství a v íloch šlirového pásma — obr. 138 (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1970, 1973). M. MARKOVÁ (1959) na základe asociácie ťažkých minerálov v oblasti Veľkej Čausy usudzuje, že počas egenburgu sa na tvorbe sedimentov uplatňujú podstatným podielom produkty zvetrávania kryštalických bridlic. Do úvahy najskôr prichádza jadrové pohorie Ziar, prípadne Suchý a Malá Magura. V najvyššej fácií egenburgu — v piesčitých vrstvách sa objavuje pyroklastický materiál a polohy ryodacitových tufov, čo má za následok zvýšený obsah montmorillonitu. Obdobné pomery, s trvalou prevahou montmorillonitu a produktov zvetrávania z vulkanogénnych zdrojových oblastí, pretrvávajú v študovanej oblasti aj počas bádenu a sarmatu (obr. 138).

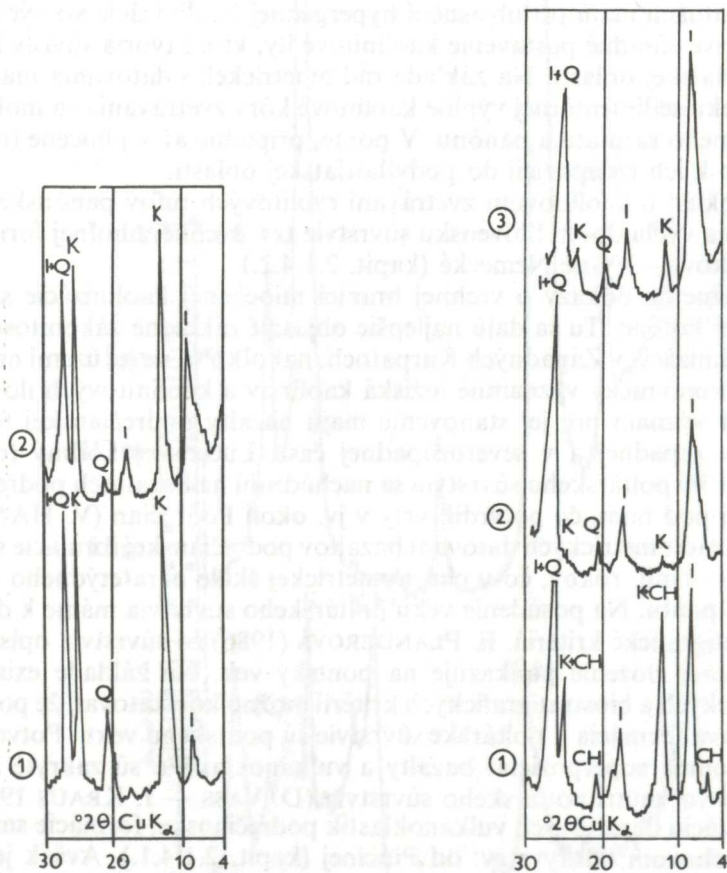
Prvá miocénna fosílna kaolínová kôra zvetrávania s rádiometricke datovaným vekom materskej horniny bola študovaná pri Haliči v oblasti stredoslovenských neovulkanitov (kapit. 2.1.4.1.). Vek bol stanovený na $17,3 \pm 0,8$ mil. rokov, čo v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá rozhraniu medzi karpatom a bádénom. Možný časový interval tvorby je značne široký a zasahuje až do konca panónu, nakoľko v jej nadloží sa nachádzajú kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia (pont).

Dôležitým príspevkom k stanoveniu prípadnej spodnej hranice miocénnej kaolinizácie v Západných Karpatoch je R. ONDRÁŠIKOV (1970) profil západnou časťou Slovenského rudohoria, kde kaolinizované granitoidy veporického masívu sú prekryté vrchnobádensko-spodnosarmatskými andezitmi Poľany (obr. 73). Ďalší významný doklad rozsiahlej kaolinizácie andezitov bádensko-sarmatského veku na strednom a juhovýchodnom Slovensku poskytujú nálezy terra rossy zloženej z kaolinitu a voľných hydroxidov Fe. Potvrdenie jej genetickej spojitosti s andezitmi a nie s mezozoickými vápencami dokázali D. ANDRUSOV et al. (1958), K. BORZA — E. MARTÍNY (1964) a K. BORZA et al. (1969).

Do tohto obdobia patria dôkazy o kaolínovom zvetrávaní aj vo východoslovenskej panve. V súvrství brakického vrchného bádenu vo vrte Žipov-1 (Žip-1) vystupuje 250 m hrubý komplex pieskovcov, ktoré majú v bazálnej časti arkózový charakter. Vysoký stupeň štruktúrnej usporiadanosti kaolinitu, dobré morfológické ohraničenie jeho častíc v porovnaní s ílmi, ktoré boli redeponované z flyšovej proveniencie, len malá prímies illitu, minerálna asociácia ťažkých minerálov a lokalizácia overeného súvrstvia v jz. časti panvy poukazujú takmer s istotou na produkty zvetrávania kyslých intruzívnych, resp. metamorfovaných hornín vystupujúcich v paleozoiku zemplínskeho ostrova (obr. 139, vz. 2, obr. 140, 119 a tab. XVI, obr. 1). Zdrojovú oblasť tohto typu signalizuje v inej časti

východoslovenskej panvy — v podvihorlatskej oblasti vrt Blatné Revištie-2 (BL-2), kde vystupujú v bazálnom súvrství spodného sarmatu polohy pieskocov uprostred prachovitých a slienitých ílov (obr. 139; vz. 1, tab. XVI, obr. 2).

Ďalšie vulkanosedimentárne komplexy andezitového a ryolitového zloženia postihnuté kaolínovým zvetrávaním je možné zaradiť do vrchného sarmatu a panónu. Patria sem v prvom rade pyroxenické andezity a pyroklastiká Vihorlatu, ktoré predstavujú materské horniny kaolinitových ílov podvihorlatskej oblasti (kapit. 2.1.4.2.). Niektoré vzorky z vrcholovej časti Vihorlatu majú podľa rádiometrického datovania vek $8,7 \pm 0,7$ mil. rokov, zodpovedajúci v chrono-



Obr. 139 Röntgenodifrakčné záznamy minerálnej asociácie K + I + Q vo východoslovenskej panve, ktorá indikuje zdrojovú oblasť intruzív a metamorfítov.

1 — vrt BL-2, hĺbka 1005 m; 2 — vrt Žip.-1, hĺbka 599 m; K — kaolinit, I — illit, Q — kremeň.

Obr. 140 Röntgenodifrakčné záznamy minerálnej asociácie I + K + Q ± CH vo východoslovenskej panve, ktorá indikuje zdrojovú oblasť vonkajšieho flyšového pásma.

1 — vrt Po-2, hĺbka 3551 m; 2 — vrt In-2, hĺbka 1598 m; 3 — vrt Po-1, hĺbka 1105 m. I — illit, K — kaolinit, CH — chlorit, Q — kremeň.

metrickej škále paratetýdneho neogénu panónu (D. VASS et al. 1978). Na základe komplexnej analýzy a ďalšej série rádiometrických datovaní M. KALIČIAK et al. (1984) situujú pyroxenické andezity Vihorlatu do vrchného sarmatu.

Pre stanovenie etáp kaolinizácie v miocéne Západných Karpát by mohlo mať značný význam spoľahlivé a jednoznačné objasnenie genézy halloyzitového ložiska pri Michalovciach (kapit. 4.5.). Ak by sa jeho vznik interpretoval účinkom hypergénnych procesov podľa predstavy J. SLÁVIKA (1962), potom by predstavovalo fosílnu kôru zvetrávania s možnosťou jej spoľahlivého datovania do vrchného sarmatu, nakoľko rozložené materské horniny stredného sarmatu sú prekryté sedimentmi pozdišovského súvrstvia panónskeho veku (obr. 40).

V tejto situácii majú pri objasnení hypergénnej kaolinizácie vo východoslovenskej panve zásadné postavenie kaolinitové íly, ktoré tvoria súvislý horizont v podvihorlatskej oblasti. Na základe rádiometrického datovania materských hornín a veku sedimentárnej výplne kaolínové kôry zvetrávania sa mohli tvoriť počas vrchného sarmatu a panónu. V ponte, prípadne až v pliocéne (ruman ?) dochádzalo k ich redepozícii do podvihorlatskej oblasti.

Ďalší doklad o kaolínovom zvetrávaní ryolitových tufov panónskeho veku poskytuje na východnom Slovensku súvrstvie tzv. vrchnej uhoľnej formácie na ložisku Sejkov — Vyšné Nemecké (kapit. 2.1.4.2.).

Najzávažnejšie dôkazy o vrchnej hranici miocénnej kaolinizácie sa získali v Lučenskej kotline. Tu sa dajú najlepšie objasniť základné zákonitosti hypergénnej kaolinizácie v Západných Karpatoch, nakoľko sa na jej území nachádzajú všetky ekonomicky významné ložiská kaolínov a kaolinitových ílov.

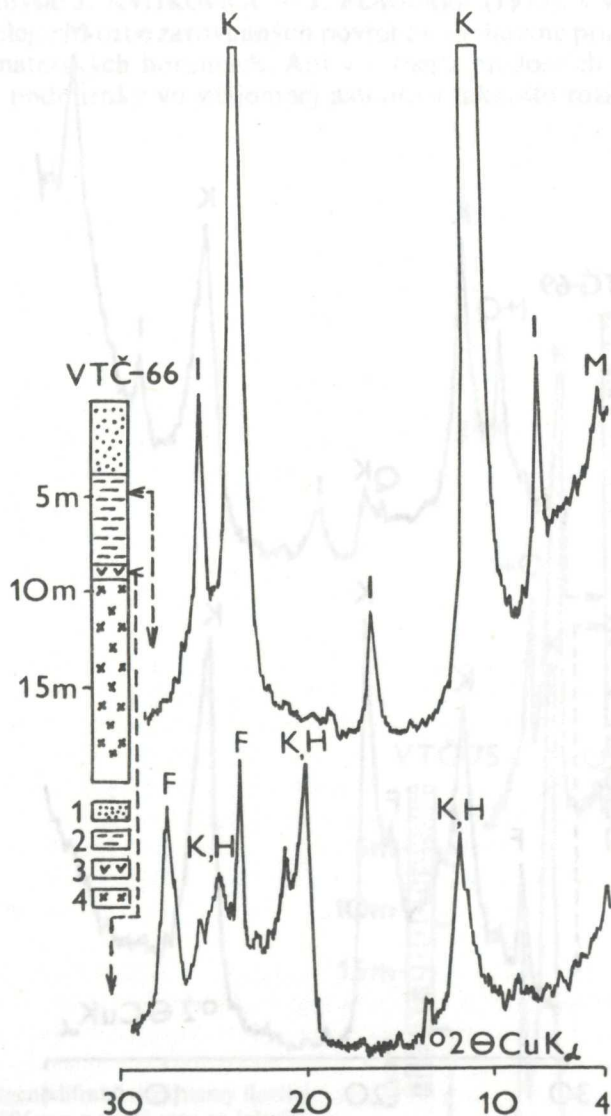
Kľúčový význam pre jej stanovenie majú bazalty podrečianskej formácie, rozšírené v západnej a v severozápadnej časti Lučenskej kotliny (obr. 29). Kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia sa nachádzajú na bazaltoch podrečianskej formácie aj pod nimi, čo potvrdili vrty v jv. okolí Podrečian (V. HANO 1977).

Väčšina rádiometrických datovaní bazaltov podrečianskej formácie spadá do intervalu 6—7 mil. rokov, čo v chronometrickej škále paratetýdneho neogénu zodpovedá pontu. Na posúdenie veku poltárskeho súvrstvia máme k dispozícii tiež biostratigrafické kritériá. E. PLANDEROVÁ (1986) zo súvrstvia opísala mikroflóru, ktorej zloženie poukazuje na pontský vek. Na základe existujúcich rádiometrických a biostratigrafických kritérií možno konštatovať, že podrečianska bazaltová formácia a poltárske súvrstvie sú pontského veku. Potvrďuje to aj ich vzájomná superpozícia: bazalty a vulkanoklastiká sú zakryté alebo sa nachádzajú vo vnútri poltárskeho súvrstvia (D. VASS — I. KRAUS 1985).

Kaolinizáciu bazaltových vulkanoklastík podrečianskej formácie sme potvrdili v porovňovom odkryve sv. od Pincinej (kapit. 2.1.4.1.). Avšak jedinečnú príležitosť sledovať kaolinizáciu bazaltov podrečianskej formácie poskytujú vrty geologického prieskumu overujúce kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia na lokalite Točnica—Podrečany. Umožňujú zistiť stupeň rozkladu bazaltov pontského veku a súčasne ich porovnať s kaolinizovanými paleozoickými sericitickými fylitmi, nakoľko sa tu bazalty aj fylity nachádzajú v podloží kaolinitových ílov poltárskeho súvrstvia (obr. 141, 142, 143).

Vykonaná analýza ukazuje, že v Západných Karpatoch jestvujú dôkazy

o existencii kaolínových kôr zvetrávania zachovaných na neovulkanických horninách rôzneho zloženia v spodnom bádene, v sarmate, v panóne a v ponte. Súčasne sa potvrdila prítomnosť kaolínovej kôry zvetrávania na granitoidoch veporického masívu v podloží neovulkanitov vrchného bádenu a paleozoických

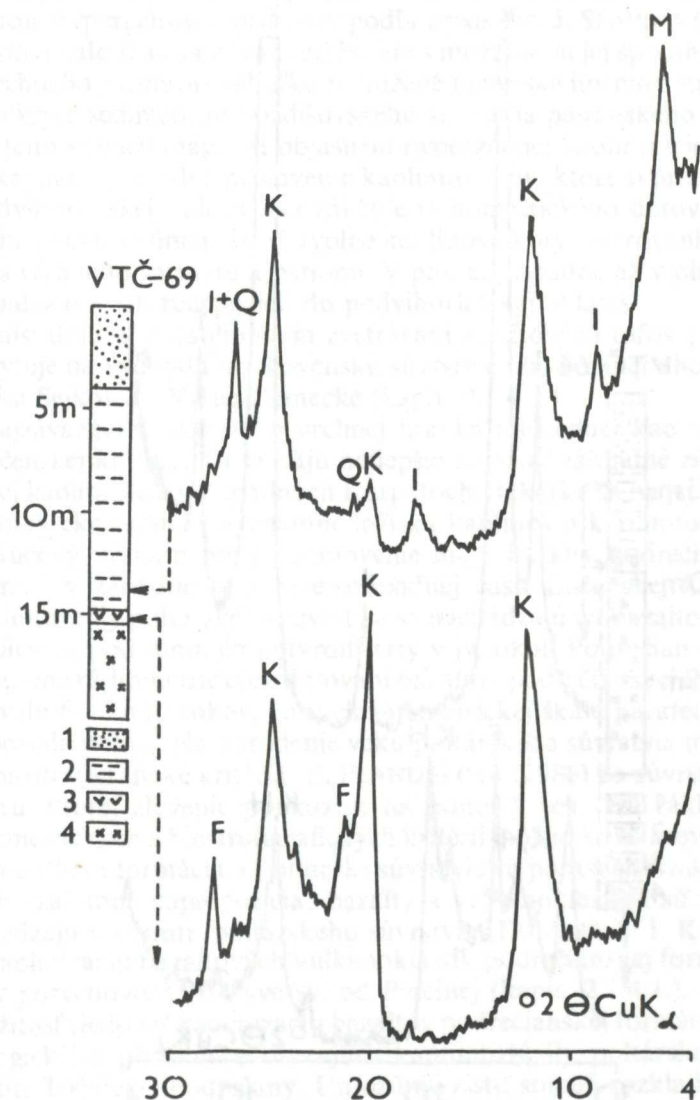


Obr. 141 Röntgenodifrakčné záznamy ílovej frakcie pod 0,005 mm a profil vrtu na lokalite Točnica —Podrečany v Lučenskej kotline.

1 — ornica a hlina; 2 — kaolinitový íl; 3 — kaolinizovaný bazalt; 4 — bazalt; 2—4 pont. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, H — halloyzit, F — živce.

metamorfitov gernerika v podloží sedimentov vrchného sarmatu, prípadne pontu (obr. 73).

Usudzujeme, že počas bádenu, sarmatu a panónu sa na granitoidoch a kryštalických bridliciach istej časti veporika a gernerika a niektorých jadrových pohorí tatrika (Žiar, Malá Magura, pravdepodobne aj Tribeč) vytvorili vhodné

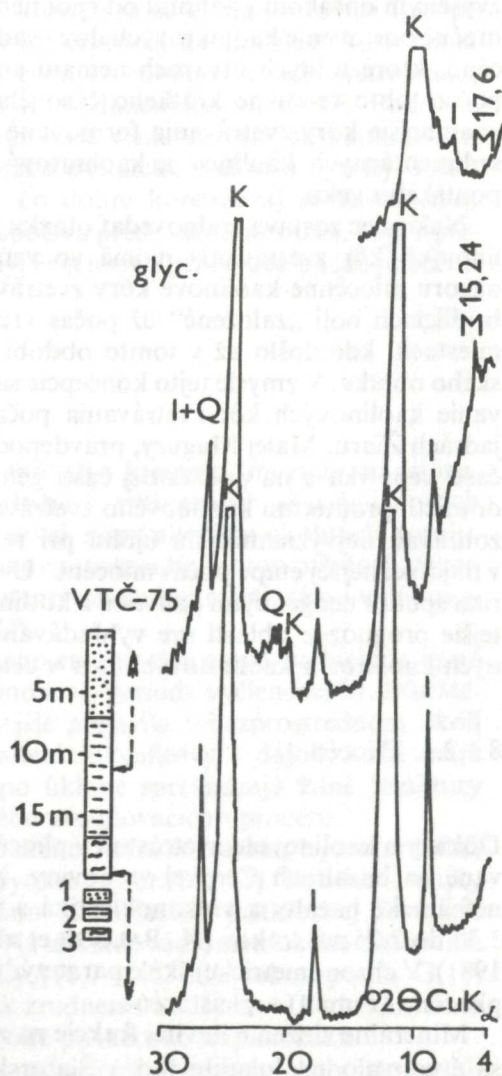


Obr. 142 Röntgenodifrakčné záznamy ílovitej frakcie pod 0,005 mm a profil vrtu na lokalite Točnica —Podrečany v Lučenskej kotline.

1 — ornica a hlina; 2 — kaolinitový íl; 3 — kaolinizovaný bazalt; 4 — bazalt; 2-4 pont. M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň, F — živce.

morfoštruktúrne podmienky pre formovanie a zachovanie kaolínových kôr zvetrávania. V tomto období sa podľa nášho názoru formovali a dotvárali všetky významné kaolínové kôry zvetrávania doteraz zaznamenané v západo-karpatskom regióne.

Toto obdobie zodpovedá prvému štádiu neotektonického vývoja Západných Karpát v zmysle J. KVITKOVIČA — J. PLANČÁRA (1975), v ktorom dochádza k najrozsiahlejšej tvorbe zarovnaných povrchov v relatívne priaznivej klíme a na vhodných materských horninách. Ani v jednej z predošlých etáp kaolinizácie neboli tieto podmienky vo vzájomnej jednote v takomto rozsahu splnené.



Obr. 143 Röntgenodifrakčné záznamy ilovitej frakcie pod 0,005 mm a profil vrtu na lokalite Točnica—Podrečany v Lučenskej kotline. 1 — ornica a hlina; 2 — kaolinitový íl; 3 — kaolinizovaný fylit, M — montmorillonit, I — illit, K — kaolinit, Q — kremeň.

Druhé štádium neotektonického vývoja sa začína v ponte a vyznačuje sa diferencovanými vertikálnymi pohybmi veľkej amplitúdy (E. MAZÚR 1964, 1965; M. LUKNIŠ 1964). V tomto období dochádza k najintenzívnejšej deštrukcii reliéfu, a tým aj kaolínových kôr zvetrávania formovaných v podstate od počiatku miocénu až do pontu. Jednoznačný dôkaz poskytujú všetky výskyty a ložiská sedimentárnych kaolínov a kaolinitových ílov, menovite poltárske súvrstvie v Lučenskej kotline a súvrstvie kaolinitových ílov v podvihorlatskej oblasti.

Vzájomné porovnanie všetkých zaznamenaných produktov redepozície kaolínového zvetrávania v podobe kaolinitových súvrství alebo sedimentov so zvýšeným obsahom kaolinitu od spodného triasu až do pontu potvrdzuje výnimočné postavenie kaolinitových ílov usadzovaných na rozhraní miocénu a pliocénu, ktoré v iných útvaroch nemajú analógiu. Sú spoľahlivým dôkazom, že počas tohto relatívne krátkeho časového úseku sa rýchlo deštruovali najvýznamnejšie kôry zvetrávania formované v miocénnej etape a stali sa zdrojom sedimentárnych kaolínov a kaolinitových sedimentárnych súvrství prevažne pontského veku.

Nakoniec zostáva zodpovedať otázku pôvodnej dislokácie miocénnych kaolínových kôr zvetrávania najmä vo vzťahu k paleogénnej ére. Podľa nášho názoru miocénne kaolínové kôry zvetrávania na granitoidoch a kryštálických bridliciach boli „založené“ už počas vrchnej kriedy, respektíve paleogénu na miestach, kde došlo už v tomto období k výzdvihu istej časti západokarpatského oblúka. V zmysle tejto koncepcie sa najvhodnejšie podmienky pre formovanie kaolínových kôr zvetrávania počas paleogénu a miocénu vytvorili na jadrách Žiaru, Malej Magury, pravdepodobne i Tribča, ale predovšetkým v jz. časti veporika a na podstatnej časti gemerika. To znamená, že oblasti, ktoré dotovali produktmi kaolínového zvetrávania sedimentárne panvy v paleogéne, zohrávali najvýznamnejšiu úlohu pri tvorbe kaolínových kôr zvetrávania aj v najdôležitejšej etape počas miocénu. Uvedené partie tatrika, veporika a gemerika spolu s neogénnymi panvami a kotlinami na periférii predstavujú najdôležitejšie prognózne oblasti pre vyhľadávanie zvetrávacích kaolínov, sedimentárnych kaolínov a kaolinitových ílov v celom západokarpatskom regióne.

8.1.2.3. Pliocén

Dôkazy o kaolínovom zvetrávaní v pliocéne poskytujú kôry zvetrávania zachované na bazaltoch Cerovej vrchoviny. Na ich zložení sa podieľajú prevažne nefelinické bazalty a vulkanoklastiká s rádiometricky stanoveným vekom od 1,35 do 2,75 mil. rokov (K. BALOGH et al. 1981, J. KANTOR — V. WIEGEROVÁ 1981). V chronometrickej škále paratetýdneho neogénu to zodpovedá vrchnému pliocénu (ruman) a pleistocénu.

Minerálne zloženie ílovej frakcie zo zvetralých bazaltov Cerovej vrchoviny sa študovalo na lokalite Šíd a Šiatorská Bukovinka, kde röntgenografická

analýza potvrdila prítomnosť kaolinitu s nedokonale usporiadanou štruktúrou. Podrobným rozborom kaolínových kôr zvetrávania na bazaltoch Cerovej vrchoviny v predošlých kapitolách sme dospeli k názoru, že možnosť ich vzniku bola determinovaná dvoma faktormi:

— vysokou hodnotou indexu relatívnej stability (I_{ko}) bázičných plagioklasov materských hornín v zmysle J. KONTU (1984₁);

— priaznivým priebehom procesov chemického zvetrávania na vhodných morfolofektonických štruktúrach, ktoré v tomto období predstavujú poriečne rovne v zmysle E. MAZÚRA (1964).

Jedine za týchto podmienok dochádzalo v Západných Karpatoch k tvorbe kaolínových kôr zvetrávania v období, v ktorom sa už klíma v strednej Európe všeobecne považuje za limitujúci faktor hypergéennej kaolinizácie. Táto etapa nemala už význam ani pre dotváranie miocénnych kaolínových kôr zvetrávania, nakoľko prebiehala po ich redepozícii do sedimentačných panví. Podobne možno z prognózneho hľadiska hodnotiť postavenie samotných kaolínových kôr zvetrávania na bazaltoch pre ich nízku chemickú zrelosť a vysoký obsah Fe_2O_3 a TiO_2 v produktoch rozkladu, čo dobre koreluje aj so zastúpením študovaných mikroprvkov. Ich význam spočíva predovšetkým v tom, že prispievajú k utvoreniu úplnejšej predstavy o hypergéenných procesoch počas pliocénu na území Západných Karpát.

8.2. Vek hydrotermálnej kaolinizácie

Najväčšiu pozornosť sme tejto otázke venovali v kremnickom rudnom rajóne. Na základe získaných poznatkov o distribúcii vyčlenených asociácií ílových minerálov kladieme vznik kaolinitu do prvej etapy alterácie okolitých hornín, kedy pôsobením hydrotermálnych roztokov s nízkou hodnotou pH dochádzalo v bezprostrednom okolí rudných žíl k intenzívnemu hydrolytickému vylúhovaníu v zmysle G. T. VOLOSTNYCHA (1972).

V centrálnej časti kremnického rudného rajónu táto etapa prebiehala tesne pred, alebo na začiatku I. kremennej prínosovej periódy vyčlenej M. BÖHMEROM (1966). Kaolinizácia sa najvýraznejšie prejavila v bezprostrednom okolí kremeňovo-Au nosných žíl, a tiež pri alterácii ryolitových dajok, ktoré majú malú hrúbku (10—100 m), smerne aj po úklone sprevádzajú žilné štruktúry a predstavujú úvodnú fázu drahokovného zrudňovacieho procesu.

V južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu hydrotermálna kaolinizácia postihla súčasne extrúzie ryolitov (obr. 22, 35). Ryolitové dajky a extrúzie kremnického rudného rajónu sú súčasťou jastrabskej formácie v zmysle V. KONEČNÉHO et al. (1983). Na základe rádiometrického datovania ryolitovej extrúzie od Starej Kremničky ($10,7 \pm 0,3$ mil. rokov podľa G. P. BAGDASARIANA et al. 1970) je možné vek zrudnenia a súčasne aj hydrotermálnu kaolinizáciu v kremnickom rudnom rajóne považovať za panónsku.

V rudnom rajóne Javoria, prípadne v rudnom rajóne štiavnického stratovol-

kánu hlavná etapa zrudňovacích procesov, počas ktorých dochádzalo k hydrotermálnej alterácii okolitých hornín a lokálne aj ku kaolinizácii, sa situuje prevažne do sarmatu (J. BURIAN et al. 1985).

Predstavitelia koncepcie o hydrotermálnom pôvode hallozytu na ložisku Michalovce — Biela hora kladú jeho vznik do dlhého časového intervalu od vrchného bádenu do pliocénu (V. ŽUREK 1985) alebo do obdobia vrchného sarmatu-panónu (M. KOŠÚTH 1981), čo možno považovať za pravdepodobnejšie.

Z uvedeného vyplýva, že v neovulkanických formáciách Západných Karpát má pre hydrotermálnu kaolinizáciu potencionálny význam predovšetkým ryolitový vulkanizmus sarmatsko-panónskeho veku.

9. Záver

Súborné spracovanie predkladanej problematiky predstavuje prvý analyticko-syntetický pohľad na proces tvorby kaolínov a kaolinitových ílov Západných Karpát.

Doteraz známe prejavy kaolinizácie predstavujú v Západných Karpatoch tri genetické typy: zvetrávacie, hydrotermálne a sedimentárne. Do samostatnej skupiny sa zaradili kaolinitové íly. Z petrologicko-genetického hľadiska je ich postavenie voči kaolínom zvetrávacieho a hydrotermálneho pôvodu jednoznačne vymedzené. Niekedy sa nedá viesť presná hranica medzi sedimentárnymi kaolínmi a kaolinitovými ílmi. Sedimentárne kaolíny predstavujú typ kaolinitových pieskov a štrkov, ktoré prekonalí krátky a rýchly transport z prevažne známych kaolínových kôr zvetrávania do sedimentačných panví. Kaolinitové íly sú spravidla transportované na dlhšiu vzdialenosť a často nie je možné spoľahlivo stanoviť ich zdrojovú oblasť a materské horniny. Zvetrávacie a sedimentárne kaolíny poskytujú základné informácie o materských horninách, klíme a charaktere reliéfu. Kaolinitové íly sú významné hlavne pre stanovenie časových etáp kaolinizácie a na posúdenie kaolínového zvetrávania z regionálneho hľadiska.

Záveru v predkladanej práci môžu byť uplatnené v spoločenskej praxi pri vyhľadávaní, prieskume a stanovení ich prognózných oblastí, ako aj pri ďalšom rozvoji geologických vied v nasledovných smeroch:

Kaolínové kôry zvetrávania

Ložiská kaolínu zvetrávacieho pôvodu sa v Západných Karpatoch v porovnaní s Českým masívom vyznačujú vo viacerých smeroch odlišným charakterom, čo vyplýva z rozdielnych materských hornín, tektonického vývoja a časových etáp, v ktorých prebiehalo ich formovanie.

Materské horniny

Kaolínové kôry zvetrávania granitoidov a metamorfitov predstavujú v Západných Karpatoch najdôležitejší a najperspektívnejší geneticko-ložiskový typ.

Na granitoidoch jadrových pohorí tatrika sa na základe vyčlenených minerálnych asociácií potvrdila existencia dvoch modelov zvetrávania:

— v prvom, ktorý je známy v Malých Karpatoch, je vo všetkých sledovaných profiloch in situ prítomná asociácia s illitom a montmorillonitom bez kaolinitu;

— v druhom, ktorý sa doložil v jadrovom pohorí Žiar, je prítomná asociácia ílových minerálov prechodného typu medzi bisializáciou a monosializáciou v zmysle G. PEDRA (1971). Je priamym dôkazom, že na granitoidoch tatrika sa formovali kaolínové kôry zvetrávania. Zachované reliktu predstavujú koreňové, chemicky málo zrelé zóny počiatočného rozkladu a mechanickej dezintegrácie.

Na granitoidoch veporika a gemerika sa formujú výlučne kaolínové kôry zvetrávania. Produkty kaolinizácie zachované na povrchu acidnejších variet veporického granitoidného plutónu majú vždy v celom profile zastúpenú asociáciu: kaolinit + illit, respektíve sludy, bez montmorillonitu. Výsledky röntgenodifrakčnej analýzy potvrdzujú, že od najranejších fáz zvetrávania plagioklasov sa tvoril kaolinit. V dôsledku nízkej aktivity K^+ pri počiatočnej fáze zvetrávania dochádzalo súčasne aj k tvorbe illitu. V daných podmienkach počas celého zvetrávacieho procesu sa ale nezaznamenala jeho trnasformácia na kaolinit.

Relikty zachované v podloží sedimentárnej výplne Slatinskej kotliny na bázičkjšom diferenciate veporického plutónu (biotitický tonalit) obsahujú v najspodnejších častiach prímies montmorillonitu. Kaolinit sa okrem bázičkjších plagioklasov (andezín) formuje v celom profile aj rozkladom biotitu. V najspodnejších partiách je biotit dokonca jediným minerálom, ktorý čiastočne podľahol zvetrávaniu (živce sú tu čerstvé). Kôry zvetrávania na gemerickom granite potvrdili, že K-živce nepodliehajú rozkladu na ílové minerály. Naproti tomu plagioklasy boli takmer úplne kaolinizované. Kaolinizácia granitoidov Západných Karpát prebiehala v porovnaní s Českým masívom za podstatne horších tektonomorfológických podmienok, čo sa okrem iného prejavuje v bilancii alkálií a alkalických zemín, menovite v nepatrnom odnose K_2O (porovnaj obr. 54 a obr. 98).

Na metamorfitech veporika a gemerika sa počas vývoja Západných Karpát vytvorili v porovnaní s ostatnými jednotkami najvhodnejšie podmienky pre vznik kaolínových kôr zvetrávania. V spodnej časti neobsahujú montmorillonit. Ak sa objaví chlorit, prípadne interstratifikovaný minerál typu IM, súvisí to so zmenou v zložení materských hornín. Pri zvetrávaní metamorfítov sa kaolinit tvoril okrem plagioklasov aj zo slúd a chloritov.

Predpokladáme, že z metamorfítov sericitické metakremence veporika vznikali metamorfózou vytriedených psamitických kremenných sedimentov s nízkou prímiesou ílovitej frakcie. Sericitické a chloritické fylity sa tvorili zo psamitických sedimentov, ktoré mali o niečo pestrejšie minerálne zloženie, ale predovšetkým obsahovali viac ílovitej frakcie. Ílové minerály prítomné v pôvodných sedimentoch podľahli vo fácií zelených bridlic premene na muskovit, respektíve sericit. Na základe podrobného optického a mineralogického štúdia, ako aj distribúcie SiO_2 , Al_2O_3 a K_2O sa potvrdilo, že prakticky celé množstvo kaolinitu

sa tvorilo transformáciou dioktaedrických slúd (muskovitu/sericitu, alebo illitu), prípadne málo zastúpeného chloritu. Kvantitatívny vzťah medzi zastúpením sericitu/muskovitu, prípadne illitu a na druhej strane kaolinitu vyjadruje intenzitu a rýchlosť transformácie dioktaedrických slúd na kaolinit. Z tohto hľadiska kaolinizácia nadobudla väčšiu intenzitu pri zvetrávaní sericitických metakremencov ako pri zvetrávaní sericitických fylitov. Zároveň sa potvrdilo, že intenzívny stupeň rozkladu nestabilných protosilikátov na kaolinit bude u sericitických metakremencov determinovaný vysokým obsahom kremeňa (J. KONTA 1982) a priebehom mechanickej deštrukcie pri tektonickom postihnutí.

Metamorphy gemerika predstavovali v predmetamorfnom období sedimentárno-vulkanické súvrstvie so zreteľnou prevahou sedimentárnych členov (fylity) nad vulkanickými (metaryolity). Na-slúda (brammalit) spoľahlivo indikuje kaolinizáciu metaryolitov, K-slúda (illit) kaolinizáciu fylitov. V metaryolitoch kaolinit vzniká rozkladom albitu a muskovitu/sericitu; vo fylitoch predovšetkým rozkladom chloritu. Brammalit sa začína formovať až pri pokročilejšej kaolinizácii metaryolitov a vzniká uvoľňovaním Na^+ počas rozkladu albitu na kaolinit. Pri intenzívnej kaolinizácii metaryolitov, kde je zo slúd prítomný len brammalit je evidentné, že reliktný muskovit/sericit alebo illit už podľahli úplnej transformácii na kaolinit. K-slúdy vo fylitoch sú rezistentné a prakticky nepodliehajú transformácii na kaolinit. Mineralogické štúdium produktov kaolínového zvetrávania neovulkanických hornín umožňuje rekonštruovať fyzikálno-chemické, klimatické a iné podmienky, za ktorých sa formovali, čo má osobitný význam pre poznanie paleoklimatického vývoja západokarpatskej oblasti, menovite počas neogénu. Podrobné poznanie minerálneho zloženia zvetralín na neovulkanitoch, ako aj znalosti o distribúcii niektorých prvkov v nich prítomných dovoľuje bližšie diferencovať tieto procesy, a najmä ich intenzitu. V porovnaní s granitoidmi a metamorfitmi poskytujú neovulkanity súčasne omnoho viac možností pre datovanie zvetrávacích procesov tým, že postihujú pestrejšiu škálu hornín rôzneho veku. Zvlášť významne sa to prejavuje pri kôrach zvetrávania formovaných na bazaltoch a bazaltových vulkanoklastikách, ktoré nemajú ekonomický význam, ale o to väčšiu dôležitosť získavajú pri určovaní spodnej hranice najmladšej fázy kaolinizácie obzvlášť za predpokladu, že sú vyvinuté na rádiometricky datovaných horninách. Takto sa potvrdila kaolinizácia bazaltov Cerovej vrchoviny s rádiometricky stanoveným vekom od 1,35 do 2,75 mil. rokov.

Klíma, charakter reliéfu a tektonika

Z rozboru klímy počas vzniku kaolínových kôr zvetrávania Západných Karpát vyplýva, že v neogéne dochádzalo oproti paleogénu k postupnému miernemu ochladzovaniu, ale celkove boli z klimatického hľadiska počas celého miocénu vytvorené vhodné podmienky pre kaolínové zvetrávanie. Najvýznamnejšie sedimentárne súvrstvia kaolinitových ílov sa v západokarpatskej oblasti potvrdili na báze oligocénu, na rozhraní sarmatu — panónu a v ponte. Napriek tomu, že

v oligocéne a v panóne, lokálne aj v ponte isté pramene poukazujú na prejavy aridizácie (M. MARKOVÁ et al. 1972, E. PLANDEROVÁ 1978), všetky uvádzané kaolinitové súvrstvia sú zákonite sprevádzané uhľotvornou sedimentáciou, čo poukazuje, že sa usadzovali v teplej a humídnej klíme.

Charakter reliéfu a tektonika sa vždy považujú za rozhodujúci činiteľ zvetrávacích procesov a osobitne sa vyzdvihuje jeho úloha pri lateritových alebo kaolínových kôrach zvetrávania. K ich najvýznamnejším predstaviteľom patria aj kaolínové kôry zvetrávania Českého masívu. V strednej Európe západokarpatský región potvrdzuje, že v tej istej ére a v podstate za tej istej klímy prebiehala hypergénná kaolinizácia aj v geosynklinálnej zóne najmä tam, kde sa vytvorili či už lokálne alebo krátkodobo priaznivé tektonicko-morfologické podmienky. Podľa nášho názoru veľký rozdiel v kvantite a v kvalite kaolínových kôr zvetrávania medzi platformami a geosynklinálami v mezo-kenozoickej ére nie je podmienený klímou, ale v prvom rade tektonikou a reliéfom.

Získané výsledky o geologicko-ložiskových pomeroch, minerálnom zložení a genéze kaolínových kôr zvetrávania na granitoidoch a metamorfitoch vnútorných Západných Karpát dovoľujú vysloviť jeden z kľúčových poznatkov predkladanej práce: zásadný vplyv na formovanie a zachovanie kaolínových kôr zvetrávania mal charakter reliéfu, determinovaný celkovým tektonickým vývojom. V prvom rade na to poukazuje rozdielne minerálne zloženie, hrúbka a plošný rozsah produktov zvetrávania zachovaných na granitoidoch jadrových pohorí tatrika na strane jednej a na granitoidoch a metamorfitoch veporika, respektíve gemerika na strane druhej. Na tomto princípe je možné pri formovaní kôr zvetrávania v jadrových pohoriach Západných Karpát predpokladať viaceré varianty:

a) málo členitý reliéf nevytvoril ani pri relatívne intenzívnom chemickom zvetrávaní vhodné podmienky pre kaolinizáciu (Malé Karpaty);

b) pôvodne vhodný reliéf a priaznivý tektonický vývoj umožnil vznik prevažne monosialickej kôry zvetrávania, ktorá bola následne z podstatnej časti deštruovaná, pričom sa zachovali len jej koreňové časti (Žiar);

c) pôvodne vhodný reliéf podmienil vznik prevažne monosialickej kôry zvetrávania, ale celkove menej priaznivý tektonický vývoj spôsobil jej úplnú deštrukciu (Tribeč, ale hlavne Malá Magura, prípadne Suchý);

d) pôvodne nevhodný reliéf a nepriaznivý tektonický vývoj dovoľujú predpokladať existenciu bisialickej kôry zvetrávania s následnou úplnou deštrukciou (pravdepodobne všetky ostatné jadrové pohoria).

Z prognózneho hľadiska si zasluhujú pozornosť jadrové pohoria a na ich periférii sa nachádzajúce neogénne kotliny, zodpovedajúce variantu b), c).

Najvýznamnejšie kôry zvetrávania na granitoidoch a metamorfitoch veporika a gemerika podľa geomorfologických kritérií predstavujú zachované relikt stredohorských, respektíve vysokohorských rovní (E. MAZÚR 1964). Najpriaznivejšie morfologicko-tektonické podmienky v celom západokarpatskom regióne sa vytvorili pri kaolínovom zvetrávaní metamorfítov obalovej série veporika a mladšieho paleozoika gemerika, južne od veporického masívu, v miestach násunu gemerika na veporikum pozdĺž ľubenícko-margecianskej línie (obr. 8)

a v bezprostrednom podloží sedimentov poltárskeho súvrstvia najmä tam, kde metamorfity gemerika po násune na obalovú sériu veporika neboli zakryté morskými sedimentmi egeru lučenského súvrstvia (obr. 47). Zachovali sa tu najrozsiahlejšie a najkvalitnejšie kaolínové kôry zvetrávania. Najrozsiahlejšie na sericitických metakremencoch a najkvalitnejšie na metaryolitoch.

Pri úvahách o geomorfologickom vývoji a zvetrávacích procesoch sa doteraz vychádzalo z predstavy o vykleňovaní Západných Karpát en block hlavne počas miocénu, ale zreteľnejšie sa tieto pohyby v rámci jednotlivých tektonických jednotiek vnútorných Západných Karpát nediferencovali. Vyššie uvedené poznatky o diferencovanom vývoji kaolínových kôr zvetrávania na granitoidoch a kryštalických bridliciach tatrika, respektíve veporika a gemerika sú v súlade s názorom o asymetrickom vykleňovaní západokarpatského oblúka, ktorý bol stanovený na základe fosilných stôp po spontánnom rozpade ^{238}U a indukovanom rozpade ^{235}U v apatite, ktoré sa zachovávajú pri teplote 100—140 °C (tab. 26). Podľa nich výzdvih granitoidov veporického plutónu možno situovať do vrchnej kriedy s priemerným vekom okolo 75 mil. rokov. Naproti tomu výzdvih granitoidov severnejšie sa nachádzajúcich jadrových pohorí tatrika (Malá Fatra, Veľká Fatra, Vysoké Tatry) sa pohybuje v rozmedzí 10—22 mil. rokov a prebiehal počas miocénu. Prechodné postavenie medzi nimi majú granitoidy Nizkých Tatier a Žiaru, s vekom okolo 50 mil. rokov, čo dokumentuje ich výzdvih v eocéne. To znamená, že externé, severnejšie časti Západných Karpát boli vyzdvihnuté podstatne neskôr ako ich vnútorná časť. Nízke Tatry a Žiar pravdepodobne spolu s Malou Maguroou a Suchým mali aj počas výzdvihu celého oblúka od juhu na sever prechodné postavenie. Hodnovernosť tohto poznatku zvýrazňujú pomery, aké sa zistili pri zvetrávaní granitoidov jadrových pohorí tatrika, kde sa jediný relikv kaolínovej kôry zvetrávania zistil na granitoidoch Žiaru.

Kaolínové kôry zvetrávania na neovulkanických horninách možno podľa geomorfologických kritérií v zmysle E. MAZÚRA (1964) zaradiť do skupiny stredohorských, ale hlavne poriečnych rovín. Prvé sa tvorili prevažne v staršom miocéne, vyznačujú sa vysokým stupňom chemickej a mineralogickej zrelosti, ale napriek tomu nedosahujú v profiloch in situ väčšiu hrúbku. Druhé sa tvorili v mladšom miocéne a dokonca aj v pliocéne už za podstatne nepriaznivejších klímatických podmienok. Poukazuje na to nízky stupeň ich chemickej a mineralogickej zrelosti, ale napriek tomu dosahujú v profiloch in situ relatívne väčšiu hrúbku.

Kaolíny hydrotermálneho pôvodu

V Západných Karpatoch sa jedine v neovulkanických pohoriach stredného a východného Slovenska ukazujú potenciálne možnosti výskytu kaolínových ložísk hydrotermálneho pôvodu. Pri koncipovaní jeho modelu na jz. okraji Kremnických vrchov sa vychádzalo z predstavy G. T. VOLOSTNYCHA (1972), v zmysle ktorej sa v hydrotermálne alterovaných horninách vyčleňujú dva typy metasomatickej zonálnosti:

1. synchronná; 2. topochrónna, ktorá sa ešte môže členiť na rudnú a porudnú (obr. 75). Na základe podrobných poznatkov o distribúcii jednotlivých asociácií ílových minerálov bolo ho možné aplikovať v kremnickom rudnom rajóne, ktorý sa podľa M. BÖHMERA (1966) člení na severné okrajové, centrálné a južné okrajové pásmo.

V prvej etape prebiehala alterácia okolitých hornín pôsobením hydrotermálnych roztokov s nízkou hodnotou pH, počas ktorej prednostne vznikali kaolinit. Ide o synchronnú etapu, ktorú v centrálnej časti kremnického rudného rajónu situujeme tesne pred, alebo na počiatok I. kremennej prínosovej periódy. Vo vzdialenejšej časti od hlavných rudolokalizujúcich štruktúr — v severnom okrajovom pásme nadobúdajú hydrotermálne roztoky prvej etapy cirkuláciou cez propylitizované andezity alkalický charakter, čím dochádza k ich premene na montmorillonit. Kaolinizáciu je možné v tomto pásme sledovať len v bezprostrednom okolí mineralizovaných rudných štruktúr. V južnom okrajovom pásme kremnického rudného rajónu dochádza v tejto etape ku kaolinizácii ryolitov a ryolitových tufov s minerálnou asociáciou, v ktorej sa popri dominujúcom kaolinite uplatňuje montmorillonit, lokálne halloyzit, so sprievodnou, veľmi intenzívnou silicifikáciou (asociácia $K \pm M, H, Q, Cr$).

V druhej etape topochrónnej rudnej metasomatózy nadobúdajú hydrotermálne roztoky v kremnickom rudnom rajóne alkalický charakter v dôsledku vysokého obsahu K^+ . Ide o proces vysokotermálnej K-metasomatózy, počas ktorej sa v centrálnom pásme vytvorili vhodné podmienky pre vznik hydromuskovitu polytypnej modifikácie $2M_1$. Úplná metasomatóza kaolinitu — reliktného minerálu synchronnej etapy hydromuskovitom, je doložená len v žilnom zlatonosnom kmeni (obr. 82). S rastúcou vzdialenosťou od kremeňovo-zlatonosných žíl sa obsah kaolinitu v alterovaných horninách podstatne zvyšuje (obr. 83, obr. 84). Vo vzdialenosti nad 5 m pristupuje chlorit a interstratifikovaný minerál IM s nízkym podielom montmorillonitových sietí (obr. 85). V severnom okrajovom pásme sa druhá etapa topochrónnej metasomatózy neprejavila, čo súvisí s absenciou K-metasomatózy, a tým aj s nebilančným vývojom kremeňovo-pyritovej mineralizácie. Špecifický vývoj má v južnom okrajovom pásme, kde ju počas nízkotermálnej K-metasomatózy indikujú početné telesá silicifikovaných ryolitov a silicitov, zložené z kremeňa, opálu, lussatitu a cristobalitu. Hydrotermálne roztoky tu boli v porovnaní s centrálnym pásmom viac alkalické a nižšie termálne. Prínosom K^+ dochádza k transformácii montmorillonitu na minerál s nepravidelne interstratifikovanou štruktúrou IM, v ktorom sa podiel illitových sietí pohybuje v rozmedzí 40—85 %. Kaolinit sa počas K-metasomatózy nemenil a predstavuje reliktný minerál, formujúci sa v predošlej etape.

V centrálnej vulkanickej zóne Javoria alterácia okolitých hornín podrobne sledovaná na lokalite Podpolom prebiehala len počas synchronnej etapy, v ktorej nadobudla charakter hydrotermálnej metasomatózy kyslého vylúhovania. Potvrdená zonálnosť bola od centra k periférii formovaná ascendentnými roztokmi v dôsledku postupného zvyšovania hodnoty pH a poklesu teploty. Kaolinit zreteľne zapadá do tejto schémy a jeho vznik nebol determinovaný sírnokyslým zvetrávaním.

Rozbor poznatkov o michalovskom halloyzite neumožňuje zaujať definitívne stanovisko k jeho genéze. Samotná šošovka na Bielej hore sa viaže na priebeh dislokácie v podloží, je v Západných Karpatoch ojedinelá a nemá z hľadiska koncentrácie halloyzitu žiadny ekvivalent v doteraz známych kaolínových kôrach zvetrávania. Preto sme zaradili toto unikátne nálezisko medzi ložiská hydrotermálne, s požiadavkou definitívne objasniť jeho genézu.

Kaolíny sedimentárneho pôvodu

Napriek tomu, že v strednej Európe sa v zmysle M. STÖRRA et al. (1977) považuje za kaolín len hornina reziduálneho pôvodu, v Západných Karpatoch je potrebné vyčleniť samostatný genetický typ sedimentárnych kaolínov. Patria k nim kaolinitové piesky a štrky, ktoré sa usadzujú po krátkom transporte z kaolínových kôr zvetrávania najčastejšie vo fluvioлимnických panvách. Pri vyčleňovaní sedimentárnych kaolínov narážame na problémy terminologické a genetické. Spočívajú v ťažkostiach viesť ostrú hranicu medzi sedimentárnym kaolínom a kaolinitovým ílom.

V podunajskej panve predstavujú študované vzorky prvé indicie piesčitých ílov s asociáciou kaolinitu a illitu. Umožňujú objasniť charakter zvetrávania granitoidov a kryštallických bridlic v Malých Karpatoch a Tribči.

V Hornonitrianskej a v Turčianskej kotline majú redeponované produkty kaolínových kôr zvetrávania už charakter sedimentárnych kaolínov (obr. 45, 46, 47). Indikujú intenzívne kaolínové zvetrávanie granitoidov, respektíve celého kryštallického jadra Malej Magury a Žiaru. Tvorili sa redepozíciou vrchnej časti primárnych kaolínov, nakoľko v nich prítomný kaolinit obsahuje len nepatrnú prímes illitu. Menšia časť kaolinitu v sedimentárnom kaolíne má autigénny pôvod (tab. XIII, obr. 1). Podstatná časť je allotigénna a formovala sa vo vrchnej časti kaolínovej kôry zvetrávania na granitoidoch Žiaru a Malej Magury.

Diagram prínosu — odnosu komponentov v sedimentárnych kaolínoch, ktoré pochádzajú z kaolínových kôr zvetrávania granitoidov jadrových pohorí, potvrdzuje približne rovnaký spôsob ich vzniku a príbuzné zloženie materských hornín. U väčšiny z nich dochádza k intenzívnemu odnosu CaO a Na₂O, naproti tomu sa nemení bilancia K₂O, čo zároveň platí aj pre in situ kaolinizované granitoidy veporika a gemerika (obr. 54).

Sedimentárne kaolíny Lučenskej a Košickej kotliny predstavujú produkty redepozície primárnych kaolínov vyvinutých na granitoidoch, respektíve metamorfitech veporika a gemerika. Sú najlepším dokladom toho, že sedimentárne kaolíny v Západných Karpatoch citlivo registrujú nielen prítomnosť zdrojových oblastí s kaolínovými kôrami zvetrávania, ale súčasne aj intenzitu a rozsah kaolinizácie v skúmanej oblasti. Zvetrávacie aj sedimentárne kaolíny zhodne potvrdzujú, že k najrozsiahlejším procesom kaolínového zvetrávania dochádzalo v Západných Karpatoch v jz. časti veporika a gemerika. Opodstatnenosť tohto názoru je doložená existenciou rozsiahleho súvrstvia sedimentárnych kaolínov v Lučenskej kotline.

Podrobným mineralogickým štúdiom sedimentárneho kaolínu na ložisku Vyšný Petrovec sa potvrdila prevaha kaolínu, ktorý vznikol redepozíciou z kaolinizovaných fylitov (chýba v ňom Na-sľuda) a kaolínový výplav nemá požadované vlastnosti pre jemnú keramiku. Sedimentárny kaolín, ktorý vznikol redepozíciou z kaolinizovaných metaryolitov (obsahuje Na-sľudu), má v niektorých smeroch priaznivejšie technologické vlastnosti, ale je zastúpený v podstatne menšom množstve a nedá sa ani selektívne ťažiť. V Košickej kotline sedimentárne kaolíny sú známe výlučne v tom úseku košického súvrstvia, ktoré sa nachádza bezprostredne na južnom okraji popročského granitového telesa (obr. 15).

Distribúcia mikroprvkov v kaolínach Západných Karpát

Na distribúciu mikroprvkov v kaolínach Západných Karpát má zásadný vplyv charakter materských hornín. Počas redepozície kaolínov z kôry zvetrávania do sedimentačných panví sa zvyšuje obsah B, V a znižuje obsah Zr. Kaolíny hydrotermálneho pôvodu sú oproti zvetrávacím viac alebo menej deficitné v zastúpení väčšiny sledovaných mikroprvkov, čo sa zvlášť výrazne prejavuje u Cu, Ni, Co, V, Cr, Ti, Zr a Ba. Hlavná príčina najskôr súvisí s intenzívnym odnosom sledovaných mikroprvkov počas hydrotermálnej alterácie okolitých hornín, menovite v etape synchrónnej metasomatózy v zmysle G. T. VOLOSTNYCHA (1972).

Väčšina zo sledovaných mikroprvkov pri kaolínovom zvetrávaní sa koncentruje v ílovitej frakcii, čo je zvlášť evidentné v prípade B, Cu, Sn, Ni a Co. Opačnú tendenciu prejavuje len Ba a Sr. V prípade Ba zohráva významnú úlohu jeho izomorfná substitúcia s K^+ v K-živcoch. Zistená tendencia potvrdzuje predpoklad o stabilite K-živcov pri povrchovom zvetrávaní granitoidov Západných Karpát. Distribúcia Ti v kaolinizovaných andezitoch (in situ) a v redeponovaných kaolinitových íloch má pre vzájomné porovnanie miocénnej etapy kaolinizácie na strednom a východnom Slovensku zásadný význam: relatívne nízky priemerný obsah Ti v kaolinizovaných andezitoch stredoslovenských neovulkanitov je prejavom intenzívnejšej kaolinizácie, ako aj celkove vyššej chemickej zrelosti sedimentov v tomto regióne. Kaolinizované bazalty sa v západokarpatskom regióne vyznačujú veľmi vysokým priemerným obsahom Ni, Co, Cr, V a Ti.

Prejavy hydrotermálnej kaolinizácie (kremnický rudný rajón a vulkanická zóna Javoria) nemajú výlučne kaolinitové zloženie. Vplyv materských hornín sa v nich najlepšie prejavuje pri V a Cr — čo sa dá dobre sledovať v centrálnom pásme kremnického rudného rajónu. V jeho južnom pásme smerom od vnútornej k vonkajšej zóne je evidentný vzrast koncentrácie Ti, Sn, Ni, Zr a Sr, respektíve pokles Cu a Ba.

V sedimentárnych kaolínach kontinentálneho pôvodu si zasluhuje pozornosť vysoký obsah B v Hornonitrianskej a v Turčianskej kotline, ktorý najskôr súvisí s jeho vysokým obsahom v primárne kaolinizovaných granitoidoch Ziaru. Na vysoký obsah Ni a Cr v sedimentárnych kaolínach Lučenskej kotliny, ale aj v kaolinitových íloch kišcelu a pontu Lučenskej a Ipeľskej kotliny môžu mať

vplyv ultrabáziká, ktoré sú v zdrojovej oblasti gemerika v súčasnosti známe pri Brezničke.

Kaolinitové íly Západných Karpát

V predterciérnych sedimentoch Západných Karpát je zastúpenie kaolinitu bezvýznamné. V terciérnej ére vyčleňujeme tri samostatné súvrstvia kaolinitových ílov: a) sedimenty kišcelu až egenburgu bazálnej časti terciéru Ipeľskej, Lučenskej a Rimavskej kotliny; b) sedimenty pontu poltárskeho súvrstvia Lučenskej a Rimavskej kotliny; c) sedimenty pontu, prípadne rumanu podvihorlatskej oblasti.

Kaolinitové íly kišcelu až egenburgu majú prevažne kontinentálny pôvod, sú súčasťou skálnických, blžských a senianských vrstiev, doteraz boli skúmané výlučne z vrtných jadier a definitívna predstava o ich hrúbke a priestorovom rozšírení nie je známa. Napriek tomu majú zásadný význam pre datovanie kaolínového zvetrávania a rekonštrukciu paleogeografického a geotektonického vývoja Západných Karpát. Ich prítomnosť verifikuje predstavu o existencii vynoreného chrbta, ktorý od paleogénu až do spodného miocénu prebiehal cez centrálnu časť vnútorných Západných Karpát.

Kaolinitové íly pontu poltárskeho súvrstvia zostávajú stále najvýznamnejším súvrstvom kaolinitových ílov terciérnej éry. Poltárske súvrstvie dosahuje hrúbku do 100 m a najväčšie zastúpenie má v ňom riečna fácía. Podstatne zastúpeným, v niektorých prípadoch jediným ílovým minerálom je kaolinit vykazujúci rôznu stupeň štruktúrnej usporiadanosti, ale celkove s prevahou variety s neusporiadanou štruktúrou. Z ostatných minerálov sú bežne prítomné v nepodstatnom množstve montmorillonit, illit a halloyzit, zriedkavejšie minerál s interstratifikovanou štruktúrou IM a celkom vzácne gibbsit a diaspor, mastenec a chlorit. Transport redeponovaného materiálu zo zdrojovej oblasti prebiehal zo severu (metamorfity a granitoidy), len lokálne aj zo SZ, prípadne SV (neovulkanity). Montmorillonit prítomný v kaolinitových íloch poltárskeho súvrstvia sa tvoril v pôvodných kôrach zvetrávania na metamorfitoch, respektíve granitoidoch gemerika a veporika; halloyzit prevažne na neovulkanitoch. Voľné oxid-hydroxidy Al nie sú prejavom intenzívneho zvetrávania v pôvodnej zdrojovej oblasti, ale skôr poukazujú na desilicifikáciu kaolinitu v prostredí s vysokým obsahom organických látok počas diagenézy.

Vo východoslovenskej panve sú kaolinitové íly obsahujúce tuftickú prímes a medzivrstvičky lignitu súčasťou najmladšieho sladkovodného súvrstvia v centrálnej časti podvihorlatskej oblasti, kde dosahujú hrúbku od 80 do 150 m, výnimočne až 220 m. Predbežne boli na základe superpozície zaradené do rumanu, ale rovnako je ich možné korelovať aj s pontom. Jediným podstatne zastúpeným ílovým minerálom je kaolinit s neusporiadanou štruktúrou. Vznikli redepozíciou kaolínových kôr zvetrávania formujúcich sa na pyroxenických andezitoch a vulkanoklastikách Vihorlatu. Zvetrávanie andezitov, respektíve bazaltov v porovnaní so zvetrávaním granitoidov, respektíve bridlic prispieva k formovaniu kaolinitu s výrazne neusporiadanou štruktúrou.

Distribúcia mikroprvkov v kaolinitových íloch Západných Karpát

Študované mikroprvky v íloch neogénnych panví Západných Karpát je možné zaradiť do dvoch viac-menej samostatných skupín: a) B, Ga a čiastočne Sr sú schopné indikovať charakter prostredia sedimentácie a faciálny vývoj sedimentačných panví, najmä s ohľadom na zmeny v salinite; b) V, Ni, Cr, Cu, Pb a Ti patria do tej skupiny mikroprvkov, ktorých distribúcia v ílových sedimentoch sa skôr mení v závislosti od charakteru hornín v zdrojových oblastiach (I.KRAUS 1975₁).

Kaolinitové íly poltárskeho súvrstvia a podvihorlatskej oblasti vykazujú priemerný obsah B (29,4, respektíve 39,5 g · t⁻¹), ktorý zodpovedá ich sladkovodnému pôvodu. Priemerný obsah B v kaolinitových íloch skálnického súvrstvia z bazálnej časti terciéru, ktoré by sa mali usadzovať rovnako v sladkovodnom prostredí, je niekoľkonásobne vyšší, čo jednoznačne zodpovedá ílom usadzovaným v morskom prostredí (230 g · t⁻¹).

Obidva horizonty kaolinitových ílov kišcelu a pontu, ktoré sa usadzovali v sedimentačnej panve na južnom okraji veporika a gemerika, pochádzajú zo zdrojovej oblasti budovanej metamorfity a granitoidmi. Na základe štatistických údajov o distribúcii niektorých sledovaných mikroprvkov (tab. 38, 39, 41) usudzujeme, že na tvorbe kaolinitových ílov skálnických vrstiev kišcelu sa vo väčšom rozsahu podieľali granitoidy a pri zvetrávaní kaolinitových ílov pontu poltárskeho súvrstvia nadobudli väčší význam kryštalické bridlice s možným podielom ultrabázik.

Vulkanogénna zdrojová oblasť kaolinitových ílov rumanu, respektíve pontu v podvihorlatskej oblasti poskytuje model, na ktorom je možné overiť zmeny v distribúcii mikroprvkov v primárne kaolinizovanej hornine a z nej redeponovaných kaolinitových ílov (tab. 39). V redeponovaných kaolinitových íloch v porovnaní s primárne kaolinizovanými pyroxenickými andezitmi sa zvyšuje obsah B, Pb, Ca, Sn, Zr a Sr. Opačný trend sa zaznamenal pri Ba a V. Korelačný vzťah medzi in situ kaolinizovanými pyroxenickými andezitmi a redeponovanými kaolinitovými ílmi sa zachoval len medzi V a Cr (obr. 130, 131). Pri všetkých ostatných sledovaných mikroprvkoch sa buď nevytvoril, alebo sa výrazne narušil, prípadne inak zmenil (tab. 42).

Vek kaolinizácie v Západných Karpatoch

Pri periodizácii kaolínového zvetrávania na území Západných Karpát berieme do úvahy všetky jeho prejavy, ktoré sa nachádzajú na pôvodnom mieste vzniku (kaolíny zvetrávacieho pôvodu), alebo tie, ktoré prekonali transport do sedimentačných panví — sedimentárne kaolíny, kaolinitové íly, ale aj ílovité bridlice a ílovité vápence, pokiaľ majú zvýšený obsah kaolinitu.

Celkove možno predpokladať kaolínové zvetrávanie v zdrojových oblastiach, ktoré dotovali sedimentačné panvy zvetralinovým materiálom v spodnom triase, v liase a vo vrchnej kriede. Doteraz sa nezískali dôkazy o výskytoch kaolínov, respektíve kaolinitových ílov v období, kedy sa súčasne predpokladá

aj tvorba bauxitov. Prechodný typ kôry zvetrávania medzi alickým a monosialickým štádiom sa dá predpokladať jedine v zdrojovej oblasti markušovského bauxitu. Analýzu na tomto princípe bude možné v budúcnosti uskutočniť aj v ďalších mezozoických ílovito-karbonátových komplexoch, nakoľko sa potvrdilo, že kaolinit je v diagenetickom štádiu v západokarpatskom mezozoiku stabilný a nemení sa na iné ílové (dickit, illit, chlorit) alebo ďalšie minerály (pyrofyilit).

V paleogéne sú už k dispozícii významné dôkazy o regionálnom kaolínovom zvetrávaní vnútorných Západných Karpát. Známe sú v bazálnom vývoji vnútrokarpatského paleogénu (lutét-priabón) v Hornonitrianskej kotline, ale predovšetkým v bazálnej časti terciéru Ipelskej, Lučenskej a Rimavskej kotliny. Možno tu hovoriť o najstaršej spoľahlivo doloženej fáze kaolinizácie v terciérnej ére, ktorá prebiehala pred egerom a počas, alebo pred oligocénom (kišcel). Zároveň potvrdzujú existenciu vynoreného chrbta, ktorý prebiehal v tejto ére centrálnou časťou vnútorných Západných Karpát.

Výnimočné postavenie západokarpatskej oblasti voči ostatným klasickým kaolínovým oblastiam v strednej Európe spočíva najmä v tom, že hlavné etapy hypergénnej kaolinizácie tu prebiehali až po štajerskej fáze vrásnenia — od bádenu do pontu. Údaje o priemernej ročnej teplote a zrážkach v tomto období síce poskytujú dostatok priestoru pre ich priebeh, ale v porovnaní s hlavnou etapou kaolinizácie v Českom masíve (krieda-paleogén) bol celkove klimatický faktor menej priaznivý. Preto v Západných Karpatoch mal osobitný vplyv morfológický faktor, ktorý aj za relatívne menej priaznivých klimatických podmienok umožnil v niektorých jednotkách kaolínové zvetrávanie granitoidov, kryštalických bridlíc a neovulkanických formácií. Tento základný predpoklad v predošlých etapách kaolinizácie, ale menovite počas paleogénu nebol splnený, a preto v omnoho priaznivejších klimatických podmienkach sú jej prejavy menej významné.

Fosílné kôry zvetrávania, ktoré by sa mohli situovať do spodného miocénu, v Západných Karpatoch chýbajú. V tomto období je možné usudzovať o hypergénnej kaolinizácii len na základe prítomnosti kaolinitu v sedimentoch neogénnych panví počas egenburgu. Existujú dôkazy o kaolínových kôrach zvetrávania zachovaných na neovulkanitoch spodného bádenu, sarmatu, panónu a pontu. V tomto období sa formovali a dotvárali všetky významné kaolínové kôry zvetrávania doteraz v západokarpatskom regióne zaznamenané. Toto obdobie zodpovedá prvému štádiu neotektonického vývoja Západných Karpát v zmysle J. KVIŤKOVIČA — J. PLANČÁRA (1975), v ktorom dochádza k najrozsiahlejšej tvorbe zarovnaných povrchov v relatívne priaznivej klíme a na vhodných materských horninách. Ani v jednej z predošlých etáp kaolinizácie neboli tieto podmienky vo vzájomnej jednote v takom rozsahu splnené. Druhé štádium neotektonického vývoja sa začína v ponte a vyznačuje sa diferencovanými pohybmi veľkej amplitúdy (E. MAZÚR 1964, M. LUKNIŠ 1964). V tomto období dochádza k najintenzívnejšej deštrukcii reliéfu, a tým aj kaolínových kôr zvetrávania formovaných v podstate od počiatku miocénu až do pontu.

Miocénne kaolínové kôry zvetrávania boli založené už počas vrchnej kriedy

a paleogénu na miestach, kde došlo k výzdvihu západokarpatského oblúka. To znamená, že oblasti, ktoré dotovali produktmi kaolínového zvetrávania sedimentačné panvy v paleogéne, zohrávali najvýznamnejšiu úlohu pri tvorbe kaolínových kôr zvetrávania aj počas miocénu. Najvhodnejšie podmienky pre formovanie kaolínových kôr zvetrávania počas paleogénu a miocénu sa vytvorili na jadrách Žiaru, Malej Magury, pravdepodobne i Tribča, ale predovšetkým v jz. časti veporika a na podstatnej časti gemerika. Uvedené partie, spolu s neogénnymi panvami a kotlinami na periférii, predstavujú najdôležitejšie prognózne oblasti pre vyhľadávanie zvetrávacích, sedimentárnych kaolínov a kaolinitových ílov v celom západokarpatskom regióne.

Pre stanovenie vrchnej hranice miocénnej etapy hypergéennej kaolinizácie majú kľúčový význam kaolinizované bazalty podrečianskej formácie, s rádiometricky datovaným vekom v rozmedzí 6—7 mil. rokov, ktoré sú v západnej časti Lučenskej kotliny dokázateľne súveké s poltárskym súvrstvom pontu (obr. 142).

Dôkazy o hypergéennej kaolinizácii v pliocéne poskytujú kaolínové kôry zvetrávania zachované na nefelinických bazanitoch Cerovej vrchoviny s rádiometricky stanoveným vekom od 1,35 do 2,75 mil. rokov, čo zodpovedá vrchnému pliocénu (ruman) a pleistocénu (obr. 31). Táto etapa nemala už význam ani pre dotváranie miocénnych kaolínových kôr zvetrávania, nakoľko prebiehala po ich redepozícii do sedimentačných panví a prispieva jedine k utvoreniu úplnejšej predstavy o charaktere hypergéenných procesov počas pliocénu na území Západných Karpát.

V kremnickom rudnom rajóne je možné na základe rádiometrického datovania ryolitových extrúzií vek zrudnenia a súčasne aj hydrotermálnu kaolinizáciu považovať za panónsku. Na základe celkovej analýzy hydrotermálnej alterácie v neovulkanitoch Západných Karpát sa dospelo k názoru, že pre hydrotermálnu kaolinizáciu má význam predovšetkým ryolitový vulkanizmus sarmatsko-panónskeho veku.

Literatúra

- ABONYI, A. — OČENÁŠ, D. — LUKAJ, M. 1973: Záverečná správa z etapy vyhľadávacieho prieskumu Podrečany—Rimavská baňa. Manuskript-Geofond, Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — ZORKOVSKÝ, V. 1949: Správa o výskume ohňovzdorných ílov na Slovensku. — Práce Št. geol. Úst., Soš. 20, Bratislava, 63—76.
- ANDRUSOV, D. 1950: Bauxitové ložiská pri Mojtiáne. — Sprievodca ku geologickej exkurzii sjazdu Čsl. spoločnosti pre min. a geol., sekcie Slovenskej prírod. spoloč., Bratislava, 1—2.
- ANDRUSOV, D. 1958: Geológia Československých Karpát. 1. — Veda, Bratislava, 1—304.
- ANDRUSOV, D. 1959: Paleogeografický vývin karpatskej geosynklinály s ohľadom na možnosť vzniku zachovania bauxitových ložísk. — Manuskript-Geofond Bratislava.
- ANDRUSOV, D. — KÖHLER, E. 1963: Nummulites faciés et développement pré-tectonique des Karpatés occidentales centrales Paléogène. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 14, 1, Bratislava, 175—192.
- ANDRUSOV, D. — BYSTRICKÝ, J. — FUSÁN, O. 1973: Outline of the Structure of the West Carpathians. — Guide-book for geol. exc. X. Carpath. Balk. Geol. Assoc., Bratislava, 5—44.
- ÁRENDÁRIK, J. 1972: Ověření technologických parametrů a použitelnosti s ohledem na možnost úpravy jílu z lokality Pukanec. — Manuskript-Geofond, Bratislava.

- BAGDASARIAN, G. P. — KONEČNÝ, V. — VASS, D. 1970: Príspevok absolútnych vekov k vývojovej schéme neogénneho vulkanizmu stredného Slovenska. — Geol. Práce, Spr. — 51, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 47—69.
- BALOGH, K. — MIHALIKOVÁ, A. — VASS, D. 1981: Radiometric dating of basalts in Southern and Central Slovakia. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 7, Bratislava 113—126.
- BÁRDOSSY, G. 1982: Karst bauxites. — Akad. Kiadó, Budapest, 1—441.
- BARNES, CH ed. 1970: Geochimija rudnych mestoroždenij. — Mir, Moskva, 1—542.
- BÁRTA, R. — ČÁP, M. — ŠATAVA, V. 1949: O metabentonitu a hallozytu na Slovensku. — Zpr. Úst. skláf. keram., 10, Vys. uč. techn., Praha, 1—13.
- BIELY, A. — SAMUEL, O. 1982: K otázke veku červených vajsokovských zlepcov v Lopejskej kotline. — Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 103—110.
- BÖHMER, M. 1966: Ložiskové a paragenetické pomery zlatonosných žíl v centrálnej časti kremnického rudného poľa. — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 11, Bratislava, 1—123.
- BÖHMER, M. — GERTHOFFEROVÁ, H. — KRAUS, I. 1969: To the problems of alternations of central Slovakian neovolcanites. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 1, Bratislava, 47—63.
- BOHOR, B. F. — HUGHES, P. E. 1971: Scanning electron microscopy of clays and clay minerals. — Clays and Clay Miner., 19, 1, New York, 49—54.
- BONORINO, F. G. 1959: Hydrothermal Alteration in the Front Range Mineral Belt, Colorado. — Bull. Geol. Soc. Amer., 70, Washington, 53—90.
- BORZA, K. — MARTÍNY, E. — POSPÍŠIL, A. 1959: Zpráva o výskume „červenozeme“ z oblasti Brezovského pohoria. — Geol. Práce, Spr., 15, Bratislava, 169—174.
- BORZA, K. — MARTÍNY, E. 1964: Kóry zvetrávania, ložiská bauxitu a „terra rossa“ v slovenských Karpatoch. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 15, 1, Bratislava, 9—26.
- BORZA, K. — MARTÍNY, E. — ČINČURA, J. 1969: Herkunft der Roterden der südwestlichen Slowakei. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 2, Bratislava, 351—359.
- BUDAY, T. 1962: Neogén Turčianskej kotliny. — Sbor. Ústf. Úst. geol., Odd. Geol. XXVII, Praha, 475—502.
- BURCHART, J. 1972: Fission-track age determinations of accessory apatite from the Tatra Mts., Poland. — Earth. planet. Sci. Lett., 15, Amsterdam, 418—422.
- BURIAN, J. — SLAVKAY, M. — ŠTOHL, J. — TÖZSÉR, J. 1958: Metalogenéza neovulkanitov Slovenska. — Alfa, Bratislava, 1—269.
- CAMBEL, B. 1956: Tektonity malokarpatských granitoidných hornín. — Geol. Sbor. Slov. Akad. Vied, 7, 1—2, Bratislava, 143—189.
- CAMBEL, B. — VALACH, J. 1956: Granitoidné horniny v Malých Karpatoch, ich geológia, petrografia a petrochémia. — Geol. Práce, Zoš. 42, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—229.
- CAMBEL, B. — MEDVEĎ, J. 1981: Contents of trace elements in granitoid rocks of the West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 1, Bratislava, 3—28.
- CIESARIK, M. — OČENÁŠ, D. 1964: Stará Kremnička — limnokvarcit. Záverečná správa a výpočet zásob. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- CIESARIK, M. 1973: Antimonit v limnokvarcitech pri Starej Kremničke. — Geol. Práce, Spr. 60, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 301—302.
- ČECHOVIČ, V. 1959: Geológia trefohorných vrstiev severného okraja Handlovskej uhoľnej panvy. — Geol. Práce, Zoš. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 5—58.
- ČEKIN, S. S. — SAMOTOIN, N. D. 1983: Osobnosti mechanizmu vyvetrivanja i kaolinizácii sloistych silikatov. — Kora Vyvetr. 18, Nauka, Moskva, 44—60.
- ČIČEL, B. 1958: Príspevok k mineralógii bauxitov z okolia Mojčína. — Geol. Práce, Spr. 14, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 44—55.
- ČIČEL, B. — VASS, D. 1964: Mineralogicko-chemické a geologické zhodnotenie terigénnej formácie na báze terciéru Ipeľskej panvy. — Geol. Práce, Spr. 33, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—138.
- ČIČEL, B. — MACHAJDÍK, D. 1981: Potassium nad Ammonium-Treated Montmorillonites. I. Interstratified Structures with Ethylene Glycol and Water. — Clays and Clay Miner., 29, 1, New York, 40—46.
- ČINČURA, J. 1970: Klimatické aspekty nivelizácie reliéfu slovenských Západných Karpát v neogéne. — Geogr. čas. Slov. Akad. Vied, 22, 2, Bratislava, 148—162.

- ČUCHRÁČ, M. 1960: Zpráva a výpočet zásob Michalovsko-halloyzit. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- ČURLÍK, J. 1980: Geochemické štúdium produktov zvetrávania v oblasti Západných Karpát. — Manuskript-archív Katedry geochémie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- ČURLÍK, J. — FORGÁČ, J. 1983: Prejavy sírnokyslého zvetrávania a jeho hĺbkové zmeny vo vulkanických horninách pohoria Vtáčnik. — Geol. Práce, Spr. 79, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 197—218.
- ČVERČKO, J. — RUDINEC, R. 1971: O geologických pomeroch neogénu z vrhu Ďurkov-1. — Geol. Práce, Spr. 55, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—116.
- DIANIŠKA, I. — MALACHOVSKÝ, P. — KOZÁČ, J. 1985: Nové poznatky o živcových surovinách Spišsko-gemerského rudohoria a možnosti ich využitia. — Miner. slov., 17, 6, Bratislava, 517—526.
- DOBRA, E. — RICHTER, Š. — VALKO, P. 1970: Záverečná správa a výpočet zásob. Košická kotlina, vyhľadávaci prieskum — keramické suroviny. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- DOBRA, E. — RICHTER, Š. 1971: Kaolín z oblastí Rudník—Jasov. — Miner. slov., 3, 9, Bratislava, 43—48.
- DOBRA, E. — KRAUS, I. 1972: Výskyt kaolínu v oblasti Vihorlatu. — Miner. slov., 4, 16, Bratislava, 315—319.
- DRIC, V. A. — SACHAROV, B. A. 1976: Rentgenostruktúrnyj analiz smešanoslojnyh mineralov. — Trudy, vyp. 295, Nauka, Moskva, 1—255.
- DRIC, V. A. — KOSOVSKAJA, A. G. 1984: Sloistyje silikaty v zemnoj kore. Soobščenia I. Klassifikacija grupy kaolinit-serpentina i tal'k-pirofillita. — Litol. polezn. Iskop., 6, Moskva, 3—23.
- DUFF, P. — HALLMAM, A. — WALTON, E. K. 1971: Cyclic sedimentation (preklad do ruštiny). — Moskva, 1—282.
- DURAY, M. 1977: Mineralogické a geochemické štúdium zvetralín kryštalinika Malých Karpát. — Manuskript-archív Katedry geochémie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- ĎURICA, D. — KALIČIAK, M. — KREUZER, H. — MÜLLER, P. — ORLICKÝ, O. — SLÁVIK, J. — TÖZSÉR, J. — VASS, D. 1978: Sequence of volcanic events in Eastern Slovakia in the light of recent radiometric age determination. — Věst. Ústř. Úst. geol., 53, Praha, 75—78.
- EBERL, D. — HOWER, J. 1977: The hydrothermal transformation of sodium and potassium smectite into mixed-layer clay. — Clays and Clay Miner., 25, 3, New York, 215—227.
- FEJDIOVÁ, O. 1977: Predtriasová kôra zvetrávania na lokalite Liptovská Lužná (Nízke Tatry). — Miner. slov., 9, 4, Bratislava, 299—302.
- FETH, J. H. — ROBERTSON, C. E. — POLZER, W. L. 1964: Source of mineral constituents in water from granite rocks, Sierra Nevada, California and Nevada. — US. Geol. Surv. Water Supply Pap. 1535—I., Washington, 1—76.
- FIALA, F. 1961: Záverečná zpráva: Geologicko-petrografický výskum centrálnej časti Kremnických hor za léta 1955—1960. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- FORGÁČ, J. 1958: K poznaniu premien neovulkanitov Slovenska. — Geol. Práce, Zoš. 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 109—122.
- FORGÁČ, J. 1965: Premeny hornín v neovulkanitoch Štiavnicko-hodrušského rudného obvodu. — Zpr. geol. Výzk. v r. 1964, 2, Bratislava, 125—126.
- FORGÁČ, J. 1970: Geochémia ryolitov Slovenska. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 12, Bratislava, 137—192.
- FORGÁČ, J. — KUPČO, G. 1974: Stopové prvky v neovulkanitoch Slovenska. — Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen. 1, Bratislava, 137—215.
- FORGÁČ, J. 1981: O dvoch typoch ryolitov v Žiarskej kotline. — Miner. slov., 13, 3, Bratislava, 249—262.
- FORGÁČ, J. 1983: Geochémia hydrotermálne premenených neovulkanických hornín na strednom Slovensku. — Manuskript-archív Geol. úst. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- FRAKES, L. A. — KEMP, E. M. 1972: Influence of continental positions on early tertiary climate. — Nature, 240, 5376, London, 97—100.
- FUSÁN, O. 1971: Geologická stavba podložia zakrytých oblastí južnej časti vnútorných Západných Karpát. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 15, Bratislava, 54—76.

- GALAN, E. — LA IGLESIA, A. 1977: A discussion about kaolin genesis and synthesis. — Proc. 8-th Kaolin Symp. and Meeting on alunite, Madrid—Rome, 1—16.
- GARRELS, R. M. — MACKENZIE, F. T. 1971: Evolution of sedimentary rocks. — W. W. Norton and Co., New York, 1—397.
- GASTOUCHE, M. C. — FRIPIAT, J. J. 1962: Acid dissolution techniques applied to the determination of the structure of clays controlled by physical methods. — Sci. Ceram., Vol. 122, London—New York, 122—139.
- GAŠPARIK, J. 1969: Genéza piesčitých sedimentov v Turčianskej kotline a ich využitie. — Geol. Práce, Spr. 50, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 171—178.
- GERTHOFFEROVÁ, H. 1969: Elektronový mikroskop a jeho uplatnenie pri mineralogickom výskume hornín. — Manuskript-archív Geol. úst. Univ. Comen., Bratislava.
- GERTHOFFEROVÁ, H. 1982: Identification von Halloysit in Kaolin aus Horná Prievrana (Lučenek Becken Westkarpaten). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 38, Bratislava, 175—189.
- GOZSÁN, F. 1973: Comparative palynology and the paleoclimate of bauxite formation. — Weslénytani Viták. Discuss. Paleont. 21, Budapest, 51—63.
- GORBAČEV, B. F. ed. 1974: Mestoroždenija kaolinov SSSR. — Nedra, Moskva, 1—246.
- GORBAČEV, B. F. 1977: Srovnateľná stabilita i uslovija obrazovanija kaolinita i galuazita. — Lit. polezn. Iskop., 6, Moskva, 105—113.
- GRECULA, P. 1982: Gemerikum-segment riftogénneho bazénu paleotetýdy. — Miner. slov. — monogr., 2, Alfa, Bratislava, 1—263.
- GREGOR, M. — HORVÁTH, I. — MIHÁLIK, A. 1970: The discovery of a new type kaolin in Czechoslovakia. — Acta Univ. Carol., Geol. 3, Praha, 187—201.
- GROSS, P. 1971: Geológia západnej časti Liptovskej kotliny. — Geol. Práce, Spr. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 159—168.
- GROSS, P. 1978: Paleogén pod stredoslovenskými neovulkanitmi. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 121—145.
- HALAHYOVÁ, G. — BORZA, K. — MARTINY, E. 1968: Príspevok k riešeniu genézy zrudnenia v Šankovciach (Spišsko-gemerské rudohorie). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., Geol. 13, Bratislava, 58—79.
- HANÁČEK, J. 1984: Bauxity Slovenska — štúdia. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HANO, V. 1966: Projekt geologicko-prieskumných prác Horná Prievrana a Ipeľská dolina II. Vyhľadávaci prieskum. — Manuskript-archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves.
- HANO, V. — HORVÁTH, I. — LUKAJ, M. 1970: Ipeľská dolina II — vyhľadávaci prieskum, keramické suroviny. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HANO, V. — HORVÁTH, I. — LUKAJ, M. 1971: Horná Prievrana — keramické suroviny, záverečná správa s výpočtom zásob z etapy vyhľadávacieho prieskumu. — Geofond, Bratislava.
- HANO, V. 1973: Vyšný Petrovec, predbežný prieskum — kaolinitové piesky. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HANO, V. 1977: Lučenská kotlina — kaolin, vyhľadávaci prieskum. — Manuskript-archív Geol. prieskum., Spišská Nová Ves.
- HANO, V. — JURÍŠ, F. — JEZŇÝ, M. — BONDARENKOVÁ, A. 1978: Záverečná správa a výpočet zásob — Zlámanec, kaolinizované kremence — vyhľadávaci prieskum. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HANO, V. — IVANČENKO, M. 1978: Poltár—Brieštie, kaolinizované fylity — vyhľadávaci prieskum. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HANO, V. — IVANČENKO, M. 1980: Lučenská kotlina — Tovík II, záverečná správa a výpočet zásob. — Manuskript-archív. Geol. priesk., Spišská Nová Ves.
- HANO, V. — IVANČENKO, M. — JANUŠ, T. — URBAN, K. 1981: Kúpna hora — kaolinizované grafické fylity — predbežný prieskum. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HARCEK, J. — HORVÁTH, I. 1965: Správa z vyhľadávacieho prieskumu Podvihorlatie — halloyzit. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- HARMAN, M. 1964: Halloyzit aus Pukanec und seine Genese. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 15, 2, Bratislava, 275—284.
- HARMAN, M. 1969: Die selektive Löslichkeit als neue Methode zur Identifizierung des allophanes unter dem Elektronmikroskop. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 20, 1, Bratislava, 153—162.

- HARMAN, M. — DERCO, J. 1976: Zur problematik der Tonminerale in Granitoiden tektoniten der Kleinen Karpaten. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 27, 1, Bratislava, 165—182.
- HARMAN, M. 1982: Secondary alterations of plagioclases of granitoid rocks of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, Bratislava, 635—650.
- HEY, M. H. 1954: A new review of the chlorites. — *Min. Mag.*, 30, London, 277—292.
- HINCKLEY, D. N. 1963: Variability in „crystalinity“ values among the kaolin deposit of the coastal plain Georgia and South Carolina. — *Clays and Clay Miner., Proc. 11-th Nat. Conf.*, New York.
- HIRST, D. M. 1962: The geochemistry of modern sediments from the Gulf of Paria. Part II: The location and distribution of trace elements. — *Geochim. cosmochim. Acta*, 26, Oxford, 1147—2187.
- HODERMANSKÁ, A. — VARGA, I. — MIHALIČ, A. 1984: Záverečná správa Rožňava—Košice, keramické suroviny vyhľadávaci prieskum — štúdia. — *Manuskript-archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves.*
- HORVÁTH, I. 1969: Kaolín Horná Prievara — výskum jeho chemického a mineralogického zloženia a technologických vlastností. — *Manuskript-Geofond, Bratislava.*
- HOVORKA, D. 1960: Poznámky o kremitých porfyritych severnej časti Považského Inovca. — *Geol. Práce, Spr. 18, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 65—69.
- HOVORKA, D. 1968: Akcesorické minerály niektorých typov granitoidov Malej Magury, Malej Fatry a Tribča. — *Acta geol. geogr. Univ. Comen.*, Geol. 13, Bratislava, 165—186.
- HOVORKA, D. 1975: The litology and chemical composition of the metasediments of the Jastrabá Group (West Carpathians). — *Krystalinikum*, 11, Praha, 87—99.
- HUANG, W. H. 1974: Stabilities of kaolinite and halloysite in relation to weathering of feldspars and nepheline in aqueous solution. — *Amer. Mineralogist.*, 59, Washington, 365—371.
- IANOVICI, V. — NEACSU, G. — NEACSU, V. 1984: Interstratified clay minerals in the Harghita Mountains, Romania. — *An. Inst. Geol. Geof.*, 64, Bucharest, 61—66.
- JASMUND, K. — LINDER, B. 1972: Experiments on the fixation of boron by clays minerals. — *Internat. Clay Conf.*, 1, Madrid, 43—52.
- JIRÍČEK, R. 1972: Problém hranice sarmat-panón ve vídeňské, podunajské a východoslovenské pánvi. — *Miner. slov.*, 14, 4, Bratislava, 39—81.
- KAHAN, Š. 1978: Štruktúrno-geologický vývoj kryštalinika v Strážovských vrchoch (Suchý a Malá Magura). — *Manuskript-archív Katedry geol. a paleont. Prír. fak. Univ. Comen.*, Bratislava.
- KALIČIAK, M. — BURDA, P. — ĎUĎA, R. — OČENÁŠ, D. 1977: Íly v hydrotermálnych zónach neovulkanitov pri Zlatej Bani. — *Miner. slov.*, 9, 1, Bratislava, 67—78.
- KALIČIAK, M. — KONEČNÝ, V. — LEXA, J. 1984: Štruktúrno-vulkanogénna schéma Vihorlatu a Popričného v mierke 1:50 000. — *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.*
- KAMENICKÝ, J. — KAMENICKÝ, L. 1955: Gemeridné granity a zrudnenie Spišsko-gemerského rudohoria. — *Geol. Práce, Zoš. 41, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava*, 5—57.
- KAMENICKÝ, L. 1982: Distribution of ZK samples in granitoid plutons and massifs of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, Bratislava, 545—567.
- KANTOR, J. — WIEGEROVÁ, V. 1981: Radiometric ages of some basalts of Slovakia by $^{40}\text{Ar}/^{40}\text{K}$ method. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 32, 1, Bratislava, 29—34.
- KARÓLUS, K. 1970: Chemizmus eruptívnych fáz slovenských neovulkanitov. — *Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty*, 12, Bratislava, 85—136.
- KELLER, W. D. 1957: The principles of weathering. — Revised Edition, Lucas Brothers Publ., Columbia, Missouri, 1—111.
- KELLER, W. D. — HANSON, R. F. — HUANG, W. H. — CERVANTES, A. 1971: Sequential active alteration of rhyolitic volcanic rock to endellite and a precursor phase of it at a Hot spring in Michoacan, México. — *Clays and Clay Miner.*, 19, 2, New York, 121—127.
- KELLER, W. D. — HANSON, R. F. 1975: Dissimilar fabrics by scan electron microscopy of sedimentary versus hydrothermal kaolins in Mexico. — *Clays and Clay Miner.*, 23, 3, New York, 201—204.
- KELLER, W. D. 1976₁: Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-I. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 3, New York, 107—113.
- KELLER, W. D. 1976₂: Scan electron micorgraphs of kaolin collected from diverse environments of origin-II. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 3, New York, 114—117.

- KELLER, W. D. 1976₃: Scan electron micrographs of kaolin collected from diverse origin-III. Influence of parent material on flint clays and flint-like clays. — *Clays and Clay Miner.*, 24, 5, New York, 262—264.
- KELLER, W. D. 1977: Scan electron micrographs of kaolins collected from diverse environments of origin-IV. Georgia kaolin and kaolinizing source rocks. — *Clays and Clay Miner.*, 25, 5, New York, 311—345.
- KELLER, W. D. 1978₁: Kaolinization of feldspar as displayed in scanning electron micrographs. — *Geology*, 6, 3, Chicago, 184—188.
- KELLER, W. D. 1978₂: Classification of kaolins exemplified by their textures in scan electron micrographs. — *Clays and Clay Miner.*, 26, 1, New York, 1—20.
- KELLER, W. D. 1978₃: Diaspore recrystallized at low temperature. — *Amer. Mineralogist*, 63, Washington, 326—329.
- KÖHLER, E. 1975: Stratigrafia a paleogeografia eocénu Liptovskej kotliny. — *Manuskript-Geofond*, Bratislava.
- KONEČNÝ, V. — LEXA, J. — PLANDEROVÁ, E. 1983: Stratigrafické členenie neovulkanitov stredného Slovenska. — *Západ. Karpaty, Sér. Geol.*, 9, Bratislava, 1—203.
- KONTA, J. 1954: Petrografické a chemické štúdium bauxitu od Markušovců (východní Slovensko). — *Rozpr. Čs. Akad. Věd, Ř. mat. přír. Věd.* 64, 4, Praha, 11—64.
- KONTA, J. 1957: Jílové minerály Československa. — *Čs. Akad. Věd*, Praha, 1—319.
- KONTA, J. 1968: Petrologie cementárskych surovín Slovenska ve vzťahu k termické stabilitě granúl. — *Sbor. geol. Věd, Technol. Geochem.*, 8, Praha, 7—91.
- KONTA, J. 1972: Kvantitatívny systém reziduálnych hornín, sedimentů a vulkanoklastických usazenín. — *Univ. Karlova, Praha*, 1—375.
- KONTA, J. 1982: Keramické a sklářské suroviny. — *Univ. Karlova, Praha*, 1—364.
- KONTA, J. 1984₁: A new way to express the relative stability of silicates during weathering in aqueous environment. — 9-th Conf. Clay Miner. Petrol., Zvolen, Geol. Univ. Karlova, Praha, 11—22.
- KONTA, J. 1984₂: Clay substance in the geological history of the earth. — *Acta Univ. Carol., Geol.* 1, Praha, 19—54.
- KOSSOVSKAJA, A. G. — ŠUTOV, V. D. 1971: Problemy epigeneza. In: *Epigenez i jeho mineralnyje indikatory*. — *Nauka, Moskva*, 9—34.
- KOŠŮTH, M. 1981: Geologicko-mineralogické pomery na ložisku halloyzitu pri Michalovciach. — *Manuskript-Geofond*, Bratislava.
- KOZÁČ, J. 1982: Laboratórny výskum úpravy a využitia draselných metasomatitov (kalitrachytov). — *Aplikovaný výskum — záverečná správa*. *Manuskript-archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves*.
- KRAJČOVIČOVÁ, D. 1980: Mineralogicko-geochemické štúdium kôr zvetrávania z oblasti Vihorlatu a Popriečneho. — *Manuskript-archív Katedry geochemie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava*.
- KRÁL, J. 1977: Fission track ages of apatites from some granitoid rocks in West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 28, 2, Bratislava, 269—276.
- KRÁL, J. 1982: Dating of young tectonic movements and distribution of uranium in apatite of granitoid and metamorphosed crystalline rocks of the West Carpathians. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 5, Bratislava, 663—664.
- KRÁL, J. 1983: Exotický balvan v Krivej — zvyšok oravskej kordiléry? — *Miner. slov.*, 15, 1, Bratislava, 59—65.
- KRAUS, I. — GERTHOFFEROVÁ, H. — KRIZÁNI, I. 1966: The occurrence of halloysite in deposits of the Poltár formation. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 17, 1, Bratislava, 117—130.
- KRAUS, I. 1967₁: Mineralogicko-genetické pomery ílových sedimentov vo vnútorných kotlinách stredného Slovenska a v poltárskej formácii. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava*.
- KRAUS, I. 1967₂: Petrograficko-mineralogické pomery a genéza ílových sedimentov Žiarskej kotliny. — *Geol. Práce, Spr.* 43, *Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava, 25—52.
- KRAUS, I. 1968₁: Mineralogical-genetical study of clay sediments of the Poltár Formations. (southern Slovakia). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 19, 2, Bratislava, 389—406.
- KRAUS, I. 1968₂: Súčasný názory na chovanie sa ílových minerálov v procese sedimentácie. — *Acta geogr. geogr. Univ. Comen., Geol.* 13, Bratislava, 259—270.

- KRAUS, I. — PULEC, M. 1968: Mineralogicko-petrografické pomery ílov vo východnej časti Slatinskej kotliny. — *Geol. Práce, Spr.* 46, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—138.
- KRAUS, I. 1969₁: Mineralogický rozbor ílov Slatinskej kotliny. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. 1969₂: Mineralogický rozbor ílov — oblasť Rudník. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. 1970: Mineralogické zloženie a genéza ílových sedimentov v neogénnych uhoľných panvách na strednom Slovensku. — *Zbor. Geol. Vied, Západ. Karpaty* 13, Bratislava, 89—108.
- KRAUS, I. — HORVÁTH, I. — DOBRA, E. 1971: Ložiská ílových surovín na Slovensku. — *Miner. slov.*, 3, 12—13, Bratislava, 525—550.
- KRAUS, I. — HORVÁTH, I. — ŠAMAJOVÁ, E. — GERTHOFFEROVÁ, H. 1972: Study of intercalation abilities of kaolinite group minerals. — *Zbor. Geol. carpath.*, 23, 2, Bratislava, 281—295.
- KRAUS, I. — HORVÁTH, I. 1972: To the problem of „fire-clay mineral“. — *Proc. Int. Clay Conf., Kaolin Symp.*, Madrid, 3—15.
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. 1973: Význam ílových minerálov pre stanovenie zdrojových oblastí v neogénnych panvách Západných Karpát. — *Geol. Práce, Spr.* 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 101—122.
- KRAUS, I. 1975₁: Distribúcia mikroprvkov v íloch neogénnych panví Západných Karpát. — *Náuka o Zemi, Geol.* 9, Veda, Bratislava, 1—167.
- KRAUS, I. 1975₂: Možnosti mineralogicko-geochemického štúdia ílových sedimentov v neogénnych panvách Západných Karpát pri riešení ich genézy. — 6-th Conf. Clay Miner. Petrol., Praha — Kutná Hora 1973, Geol. Univ. Karlova, Praha, 229—243.
- KRAUS, I. — ĎURKOVIC, T. 1975: Possible determination of areas on the grounds of trace elements in clay sediments. — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 26, 1, Bratislava, 127—140.
- KRAUS, I. — HANO, V. 1976: Genetická klasifikácia a vek ložísk minerálov kaolinitovej skupiny v Západných Karpatoch. — *Miner. slov.*, 8, 5, Bratislava, 431—446.
- KRAUS, I. — ZUBEREC, J. 1976: Bentonites and kaolins at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts., in the neovolcanic region of central Slovakia. — 7-th Conf. Clay Miner. Petrol., Karlovy Vary, Geol., Univ. Karlova, Praha, 439—449.
- KRAUS, I. 1977: K niektorým otázkam geochemie bentonitu a kaolínu v Západných Karpatoch. — *Miner. slov.*, 9, 1, Bratislava, 21—32.
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. 1978: Ílové minerály v sedimentoch východoslovenskej panvy. — *Západ. Karpaty, Sér. Mineral. Petrogr. Geochém. Metalogen.* 5, Bratislava, 29—82.
- KRAUS, I. — HORVÁTH, I. 1978: Mineralogy and age of Slovakian Kaolins. — *Schr. geol. Wiss.*, 11, Berlin, 125—136.
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. — ZUBEREC, J. 1979: Mineral composition altered products of rhyolite volcanism at the SW margin of the Kremnické pohorie Mts. — 8-th Conf. Clay Miner. Petrol., Teplice, Geol., Univ. Karlova, Praha, 137—144.
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. — GERTHOFFEROVÁ, H. — LAJČÁKOVÁ, A. 1980: Minerálne zloženie a genéza ílových surovín, zeolitu a perlitov. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. 1982: Minerálne zloženie ílov Točnica-juh. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. — ŠAMAJOVÁ, E. — ZUBEREC, J. 1982₁: Minerálne zloženie a genéza ložísk ílových surovín, na jz. okraji Kremnických vrchov. — *Miner. slov.*, 14, 5, Bratislava, 403—420.
- KRAUS, I. — ČÍCEL, B. — ŠAMAJOVÁ, E. — MACHAJDÍK, D. 1982₂: Origin and distribution of clays resulting from alteration of rhyolite volcanic rocks in central Slovakia (Czechoslovakia). — *Geol. Zbor. Geol. carpath.*, 33, 3, Bratislava, 269—275.
- KRAUS, I. 1984: Mineralogický výskum ložíška Jelšov ý potok-sever. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. 1984₂: Minerálne zloženie ílov Točnica—Podrečany. — *Manuskript-archív Katedry ložísk. geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.*
- KRAUS, I. 1988: Etapy kaolinového zvetrávania Západných Karpát. — *Acta Geol. at Geogr. Univ. Com., Geol.*, Bratislava (in press).

- KUKLA, J. 1959: Geologické poměry karlovarských kaolinů. — Acta Univ. Carol., Geol. 1, 2, Praha, 141—170.
- KUKOVSKIJ, E. G. 1966: Osobnosť storočija i fiziko-chimičeskie svojstva glinistych mineralov. — Naukova dumka, Kijev, 1—131.
- KUŠÍK, R. 1967: Sedimentárne oolitické železné rudy rétu a spodného liasu križňanského príkrovu. — Nauka o Zemi, Geol. 4, Veda, Bratislava, 1—77.
- KUTHAN, M. ed. 1963: Vysvetlivky k prehľadnej geologickej mape M-34-3. Zvolen. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- KUŽELNYJ, N. M. — KUŽEENAJA, Z. B. 1980: O sovremennom sernokyslom vyvetrivanii na jugovostoke sibirskoj platformy. In: Minerogenija zony gipergenez. — Nauka, Moskva, 197—200.
- KUŽVART, M. 1965: Geologické poměry moravsko-slezských kaolinů. — Sbor. geol. Věd. Ložisk. geol. 6, Praha, 87—146.
- KUŽVART, M. — KONTA, J. 1968: Kaolin and laterite weathering crusts in Europe. — Acta Univ. Carol., Geol. 1—2, Praha, 1—19.
- KUŽVART, M. 1969: Faktory kaolinizace. — Čas. Miner. Geol., 14, 1, Praha, 91—99.
- KUŽVART, M. 1977: Aspects of kaolin genesis. — Proc. 8-th Int. Kaolin Symp. and Meeting on Alunite. Madrid—Rome, 1—12.
- KVITKOVIČ, J. — HARMAN, M. 1962: Niekoľko poznámok o výskyte kôry zvetrávania a jej vzťahu k reliéfu v podhorí sopečného oblúka Vihorlat—Popriečny. — Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 14, 3, Bratislava, 213—228.
- KVITKOVIČ, J. — PLANČÁR, J. 1975: Analýza morfoštruktúr z hľadiska súčasných pohybových tendencií vo vzťahu k hlbinej geologickej stavbe Západných Karpát. — Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 27, 4, Bratislava, 309—325.
- LAVRENČUK, V. N. 1966: Nekotoryje voprosy geochimii galija v boksitach. In: Genezis Boksitov. — Nauka, Moskva, 57—82.
- LEBEDINSKIJ, V. I. — TARASENKO, V. S. 1973: O gidrotermal'nych glinach i kore vyvetrivanija Vygorlat—Gutinskoj grjady (Zakarpatje). — Dokl. Akad. Nauk SSSR 209, 3, Moskva, 683—686.
- LEHOTAYOVÁ, R. 1959: Mikrobiostratigrafický výskum terciéru severnej časti Handlovskej panvy. — Geol. Práce, Zoš. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—120.
- LEXA, J. 1971: Formy ryolitových telies v okolí Žiaru n. Hronom. — Geol. Práce, Spr. 56, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 67—80.
- LOUGHNAN, F. C. 1969: Chemical weathering of the silicates minerals. — Amer. Elsevier Publ., Comp., Inc., New York, 1—153.
- LOVERING, T. S. 1949: Rock alteration as a Guide to Ore-East Tintic Distribut. — Utah. Econ. Geol. Monogr. I., Blacksbury.
- LUKNIŠ, M. 1964: Pozostatky starších povrchov zarovňávania reliéfu v československých Karpatoch. — Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied 16, 3, Bratislava, 289—298.
- MACEK, J. 1982: Petrography of the West Carpathians granitoids — ZK samples. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 33, 5, Bratislava, 623—630.
- MACEK, J. — CAMBEL, B. — KAMENICKÝ, L. — PETRÍK, I. 1982: Documentation and basic characteristics of granitoid rock samples of the West Carpathians. — Geol. Zbor. carpath., 33, 5, Bratislava, 601—621.
- MAC EVAN, D. M. 1956: Fourier transform methods for studying scattering from lamellar system. I. A. Direct Method for analysing interstratified mixtures. — Kolloidzshr., 149, 96—108.
- MAHEL, M. 1953: Príspevok k poznaniu poltárskej formácie. — Geol. Práce, Spr. 1, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 89—121.
- MAHEL, M. ed., 1967: Regionální geologie ČSSR, II, 1, Západní Karpaty, Academia Praha, 1—495.
- MALACHOVSKÝ, P. 1983: Spišsko-gemerské rudohorie — vysokotermálna mineralizácia. — Manuskript-archív Geol. priesk., Spišská Nová Ves.
- MARKOVÁ, M. 1959: Petrografia sedimentárnych hornín severného okolia handlovskej uhoľnej panvy. — Geol. Práce, Zoš. 53, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 131—144.
- MARKOVÁ, M. 1967: Litológia neogénnych sedimentov južného Slovenska. — Západ. Karpaty, Sér. Geol., 8, Bratislava, 79—108.

- MARKOVÁ, M. 1970: Mineralógia a petrografia argilitizovaných pyroklastik z okolia Levíc. — Zbor. geol. Vied, Západ. Karpaty, 13, Bratislava, 57—87.
- MARKOVÁ, M. — PLANDEROVÁ, E. — POLÁK, M. 1972: Oligocene evaporites in Central West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 23, 2, Bratislava, 263—280.
- MARKOVÁ, M. 1978: K otázkam genézy lussatitu. — Miner. slov., 10, 1, Bratislava, 37—46.
- MARKOVÁ, M. — ŠTOHL, J. 1978: Niektoré poznatky o solfatarovej formácii v oblasti Kalinka —Víglašská Huta (stredoslovenské neovulkanity) — Západ. Karpaty, Sér. Miner. Petrogr. Geochem. Metalogen. 5, Bratislava, 109—144.
- MARKOVÁ, M. 1980: Mineralogicko-petrografický a geochemický výskum terciérnych sedimentov Lučenskej kotliny. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MARSCHALCO, R. 1968: Facies distributions, paleocurrents and paleotectonics of the Paleogene flysh of Central West Carpathians. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 19, 1, Bratislava, 69—94.
- MARUMO, K. — MATSUHISA, Y. — NAGASAWA, K. 1982: Hydrogen and oxygen isotopic composition of kaolin minerals in Japan. — Proc. 7-th Int. Clay Conf., Bologna and Pavia, 315—320.
- MAZÚR, E. 1964: Intermountain basins a characteristic element in the relief of Slovakia. — Geogr. Čas. Slov. Akad. Vied, 16, 2, Bratislava, 105—126.
- MAZÚR, E. 1965: Major features of the West Carpathians in Slovakia as a result of young tectonic movements. In: Geomorphological Problems of Carpathians. — Bratislava, 9—53.
- MELIORIS, L. 1977: Hydrochémiá podzemnej vody kryštalických hornín Západných Tatier. — Miner. slov., 9, 5, Bratislava, 367—373.
- MELIORIS, L. 1980: Hydrogeológia kryštalínika Západných Karpát. — Manuskript-archív Katedry hydrogeológie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- MICHALÍK, J. — SÝKORA, M. 1979: Profil fatranskými a kopienickými vrstvami v dolinke Ráztoky v Nolčovskej doline Veľkej Fatry (najvyšší trias až spodná jura križňanského príkrovu). — Kmetianum 5, Martin, 113—133.
- MIHALÍKOVÁ, A. 1966: Petrografická a petrochemická charakteristika bazaltov juhovýchodného Slovenska. — Sbor. geol. Vied, Západ. Karpaty 5, Bratislava, 151—190.
- MIKO, O. 1966: Petrografia a ťažké minerály hornín kryštalínika Žiaru. — Manuskript-archív Katedry mineralógie a petrológie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- MILLOT, G. 1964: Géologie des Argiles. — Masson et Cie, Paris, 1—499.
- MINATO, H. — AOKI, M. 1979: Rate of transformation of halloysite to metahalloysite under hydrothermal conditions. — Proc. Int. Clay Conf., 1978, Oxford, 619—627.
- MIŠÍK, M. 1956: Sedimentárno-petrografické štúdium poltárskej formácie. — Geol. Práce, Zoš. 43, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 91—139.
- MIŠÍK, M. — ČÍČEL, B. — MARKOVÁ, M. 1958: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza pukaneckých ílov. — Geol. Práce, Zoš. 49, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 123—148.
- MIŠÍK, M. — ČÍČEL, B. — MARKOVÁ, M. 1959: Mineralogicko-petrografický rozbor a genéza ílov pukaneckej lignitovej panvičky. — Acta Univ. Carol., Geol. 1—2, Praha, 101—109.
- MIŠÍK, M. — RAKÚS, M. 1964: Bemerkungen zu räumlichen Beziehungen des Lias und zur Paleogeographie des Mesozoikum unter Grossen Fatra. — Západ. Karpaty, Sér. Geol. 1, Bratislava, 159—199.
- MIŠÍK, M. 1966: Mikrofacies of the mesozoic and tertiary limestone of the West Carpathians. — Veda, Bratislava, 1—269.
- MIŠÍK, M. 1978: Kontinentálne, brakické a hypersalinické fácie v mezozoiku centrálnych Západných Karpát a otázka vynorených oblastí. — In: Paleogeografický vývoj Západných Karpát, Bratislava, 35—48.
- MIŠÍK, M. — JABLONSKÝ, J. 1978: Spodnotriasové kremence a zlepence Malých Karpát (rozbor valúnov, smery transportu, genéza). — Acta geol. geogr. Univ. Comen., geol. 33, Bratislava, 36.
- MIŠÍK, M. ed. 1985: Záverečná správa o plnení čiastkovej úlohy II-4-4/1-3 za roky 1981—1985. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- MURRAY, H. M. — HARVEY, C. — SMITH, J. M. 1977: Mineralogy and geology of Maungapareua halloysite deposit in New Zealand. — Clays and Clay Miner., 25, 1, New York, 1—5.
- MURREL CH. CH. — DZENSSEN, D. 1984: Vozможnosť ispozovaniya izotopov kisloroda v kačestve indikatorov genezisa kaolina. — 27-j Meždunarod. geol. kongr. Moskva, Nemet. polez. iskop., 15, Moskva, 123—130.

- NAGY, E. 1958: Mátróaljai felső pannóniai kő barnaköszén palynológiai vizsgálata. — Földt. Közl. Evk., 47, 1, Budapest, 1—135.
- NEACSU, G. — NEACSU, V. 1980: Fireclay and kaolin deposits in Romania. — Acta Min. Petrogr., 24, Suppl. Proc. 10-th Int. Kaolin Symp., Szeged, 39—45.
- NEMECZ, E. — VARJÚ, G. — BARNA, J. 1963: Allevardite from Királyhegy, Tokaj Mountain, Hungary. — Proc. Int. Clay Conf., Stockholm, 2, 51—67.
- NEMECZ, E. — VARJÚ, G. 1970: Sárospatak (hidrotermális illit/montmorillonit) kémiai és szerkezeti sajátosságai. — Földt. Közl., 100, Budapest, 11—22.
- NEMECZ, E. 1981: Clay minerals. — Akad. Kiadó, Budapest, 1—547.
- NEUŽIL, J. 1984: Geochemistry of weathering processes. — Acta Univ. Carol., Geol. 1, Praha.
- OČENÁŠ, D. — KRAUS, I. — KOZÁČ, J. — DERCO, J. 1984: Mineral composition of kaolinic sands and process of kaolinization at the Lučenská kotlina basin. — 9-th Conf. Clay Miner. Petrol., Zvolen 1982, Geol., Univ. Karlova, Praha, 193—199.
- ONČÁKOVÁ, P. 1954: Petrografia a petrochémia gemeridných žúl. — Geol. Práce, Zoš. 39, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—39.
- ONDRÁŠIK, R. 1970: Inžiniersko-geologický výskum v kôre zvetrávania na Slovensku. — Manuskript-archív Geol. Úst. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- ORLICKÝ, O. — PAGÁČ, I. — SLÁVIK, J. 1970: Paleomagnetism of volcanic rocks in Vihorlat Mts. and its geological interpretation. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 21, 1, Bratislava, 153—156.
- ORLOV, A. 1937: První výskyt bauxitu v Československu. — Rozpr. II. tř., Čes. Akad. 47, 13, Praha.
- PATTERSON, S. H. — MURRAY, H. H. 1984: Kaolin, Refractory Clay, Ball Clay and Halloysite in North America, Hawaii and the Caribbean Region. — Geol. Surv. Prof. Pap. 1306, Washington, 1—56.
- PEDRO, G. 1971: Experimentálne výsledky výskumu geochimického vyvetrvania krystalických porod. — Mir, Moskva, 1—251.
- PETROV, V. P. — CHURKHOV, F. V. 1977: Kaolin deposits in the USSR. Proc. — 8-th Int. Kaolin Symp. and Meeting on Alunite, Madrid—Rome, 1—15.
- PLANDEROVÁ, E. 1975: Data on climatic changes in the neogene of the Central Paratethys on the basis of palynology. — 6-th Congr. Reg. Commit. Mediter. Neogene Stratigr., Bratislava, 386.
- PLANDEROVÁ, E. 1978: Microflorizone in Neogene of Central Paratethys. Západ. Karpaty, sér. geol. 3, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 7—34.
- PLANDEROVÁ, E. 1986: Biostratigrafické zhodnotenie sedimentov poltárskeho súvrstvia. — Geol. Práce, Spr. 84, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 113—119.
- PLŠKO, E. — KUBOVÁ, J. — MEDVEĎ, J. — POLAKOVIČOVÁ, J. — STREŠKO, V. 1975: Metódy separácie minerálov a chemických analýz hornín, minerálov a surovín. — Manuskript-archív Geol. úst. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- POLÁŠEK, S. 1960: Pukanec — žiaruvzdorné íly, vyhľadávací prieskum. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- POLÁŠEK, S. 1961: K otázke genézy ílovitých hornín pukaneckej hneďouhoľnej panvičky. — Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied, 12, 2, Bratislava, 191—202.
- PRIECHODSKÁ, Z. 1967: Dielčia záverečná správa za list Zlaté Moravce 1:50 000. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- PRISTAŠ, J. 1983: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, list 36—443 (Poltár-3) a západná časť listu 36—444 (Poltár-4) za rok 1983. — Manuskript-archív. Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- RADZO, V. 1972: Štúdium hydrotermálnych a hypergénnych premien hornín v oblasti rudných žíl Banská Hodruša. — Geol. Práce, Spr. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 39—68.
- RANGE, K. J. — RANGE, A. — WEISS, A. 1969: Fire clay type kaolinite or fire clay mineral? Experimental classification of kaolinic-halloysite minerals. — Proc. Int. Clay, Vol. 1, Tokyo, 3—13.
- RONOV, A. B. 1983: Chimičeskij sostav osadočnych porod važnejšich strukturnych zon kontinentov i puti jego evolucii. — In: Geochimija platformnych i geosinklinalnych osadočnych porod i rud. Nauka Moskva, 7—18.
- ROZLOZSNIK, P. 1912: Die montangeologischen Verhältnisse von Aranyida. — Mitt. Jb. Ung. geol. Anst., Budapest, 1—262.

- ROZLOZSNÍK, P. 1935: Die geologischen Verhältnisse der Gegend von Dobšina. — Geol. Hung., Sér. Geol. fasc. 5, Budapest, 1—118.
- RUDINEC, R. 1969: Výsledky nového štruktúrneho vrtu v západnej časti podvihorlatskej depresie. — Geol. Práce, Spr. 48, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 135—142.
- RUDINEC, R. 1973: Neogénna výplň a predneogénne podložie juhovýchodnej časti podvihorlatskej oblasti (vrt Vysoká-1). — Geol. Práce, Spr. 61, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 211—218.
- RUDINEC, R. 1980: Možnosti výskytu ropy a plynu v predneogénnom podloží východoslovenskej neogénnej panvy. — Miner. slov., 12, 6, Bratislava, 507—531.
- RUSKO, J. A. 1976: Kaolinizácia i kaoliny Ukrajinského štátu. — Naukova dumka, Kijev, 1—157.
- SAVIN, S. M. — EPSTEIN, S. 1970: The oxygen and hydrogen isotope geochemistry of clay minerals. — Geochim. cosmochim. Acta, 34, Oxford, 25—42.
- SELIVERSTOV, J. P. 1983: Geomorfogenez i koroobrazovanie. In: Uslovija formirovanija kor vyvetrivanija i ich mineralnych mestorozdenij. — Nauka, Moskva, 51—57.
- SENEŠ, J. 1960: Základné črty paleogénu Podunajskej nížiny. — Geol. Práce, Zoš. 59, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 3—45.
- SHEPPARD, S. M. F. — NIELSEN, R. L. — TAYLOR, H. P. Jr. 1960: Oxygen and hydrogen isotope ratios of clay minerals from porphyry copper deposits. — Econom. Geol. 64, 7, New Haven, 755—777.
- SCHOEN, R. — WHITE, D. E. — HEMLEY, J. J. 1974: Argillization by descending acid Steamboat Springs, Nevada. — Clays and Clay Miner., 22, 1, New York, 1—22.
- SINGER, A. 1980: The paleoclimatic interpretation of clay minerals in soil and weathering profiles. — Earth Sci. Rev., 15, 4, Amsterdam, 303—326.
- SITÁR, V. 1970: Fosílna flóra sarmatských sedimentov v okolí Močiara na strednom Slovensku. — Manuskript-archív Katedry geológie a paleontológie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1962: Geológia a genéza niektorých pelitov v neogéne východného Slovenska. — Geol. Práce, Zoš. 63, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 221—232.
- SLÁVIK, J. 1969: Záverečná správa Vihorlat—Popriečny, vyhľadávací prieskum. — Manuskript-archív Geofond, Bratislava.
- SLÁVIK, J. 1973: Vulkanizmus, tektonika a nerastné suroviny neogénu východného Slovenska a pozícia tejto oblasti v Neoeurópe. — Manuskript-Geofond, Bratislava.
- STOCH, L. — SIKORA, W. 1976: Transformations of micas in the process of kaolinization of granites and gneisses. — Clays and Clay Miner., 24, 4, New York, 156—162.
- STÖRR, M. — KÖSTER, H. M. — KUŽVART, M. — SZPILA, K. — WIEDEN, P. 1977: Kaolin deposits od Central Europe. — Proc. 8-th Int. Kaolin Symp. and Meeting on Alunite, Madrid—Rome 1—21.
- STÖRR, M. — KUŽVART, M. — NEUŽIL, J. 1978: Age and genesis of the weathering crust of the Bohemian Massif. — Schr. Geol. Wiss. 11, Berlin, 265—281.
- STÖRR, M. 1985: Age correlation of the kaolins of Europe. — 5-th Meeting of the European groups, Prague 1983, Univ. Karlova, Praha, 291.
- STRACHOV, N. M. 1962₁: Osnovy teorii litogeneza. Tom I. Typy litogeneza i ich razmeščenije na poverchnosti Zemli. — Akad. Nauk SSSR, Moskva, 1—209.
- STRACHOV, N. M. 1962₂: Osnovy teorii litogeneza. Tom II. Zakonomernosti sostava i razmeščenija gumidnych otloženij. — Akad. Nauk, Moskva, 1—573.
- STUBICAN, V. — ROY, R. 1962: Boron substitution in synthetic micas and clays. — Amer. Mineralogist, 47, Washington, 1166—1173.
- SUK, M. 1982: Petrology of metamorphic rocks. — Academia Praha, 1—322.
- ŠINDELÁŘ, J. — KRAUS, I. 1976: New data on the clays from the Cheb (Bohemia) and Poltár (Slovakia) areas. — 7-th Conf. Clay Miner. Petrol., Karlovy Vary, Geol., Univ. Karlova, Praha, 327—337.
- ŠOVČIKOVÁ, E. 1981: Zloženie ílových minerálov v mezozoiku krížňanskej jednotky v oblasti Hornej Mičinej. — Manuskript-archív Katedry ložísk, geol. Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- ŠTOHL, J. — KONEČNÝ, V. — MIHALIKOVÁ, A. — ŽÁKOVÁ, E. — ROJKOVIČOVÁ, E. 1981: Metalogenetický výskum Javoria. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- ŠTUBŇA, S. 1982: Nález antimonitu v bentonitoch ložiska Jelšový potok I. — Geol. Práce, Spr. 77, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 165—158.

- ŠUTOV, V. D. — ALEKSANDROVA, V. A. — LOSIEVSKAJA, S. A. 1966: Genetičeskaja interpretacija polimorfizma mineralov kaolinotovoj grupy v osadočnych porodach. — In: Fiz. met. issled. miner. osadoč. Porod, Nauka, Moskva, 109—122.
- ŠVARCEV, S. L. 1975: O nekotorych voprosach evolucii obmena i sostava podzemnyh infiltracionnyh vod v aljmosilikatnyh porodach. — Geochimija, 6, Moskva, 906—916.
- ŠVARCEV, S. L. 1977: Faktory kontrolirujuščie geochimičeskiju napravlennoštv vyvetrivanija gornych porod. — In: Kora vyvetrivanija i gipergennoe rudoobrazovanija. Nauka, Moskva, 133—139.
- THOMPSON, G. A. — WHITE, D. E. 1964: Regional geology of the Steamboat Springs area, Washoe County, Nevada. — US. Geol. Surv. Prof. Pap. 458-A, Washington, 1—52.
- VARGA, I. 1978: Palaeoalpine geodynamics of the Western Carpathians. — Miner. slov., 10, 5, Bratislava, 385—441.
- VASS, D. 1967: Vek a petrografické zloženie neogénnej výplne komárovskej depresie (jz. časť Košickej kotliny). — Zbor. Východosl. Múzea, Sér. A. Košice, 87—95.
- VASS, D. — TÖZSÉR, J. — BAGDASARJAN, G. P. — KALICIAK, M. — ORLICKÝ, O. — ĎURICA, D. 1978: Chronológia vulkanických udalostí na východnom Slovensku vo svetle izotopických a paleomagnetických výskumov. — Geol. Práce, Spr. 71, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 77—88.
- VASS, D. 1981: Alpínske molasy Západných Karpát. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. 1982: Vysvetlivky ku geologickým mapám 1:25 000, list 36—442 (Poltár-2). — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. — ELEČKO, M. — MARKOVÁ, M. 1983: Indície keramického ílu v Rimavskej kotline. — Miner. slov., 15, 6, Bratislava, 531—550.
- VASS, D. 1985: Prognózný ložiskový výskum uhlia a lignitu v Lučenskej kotline. — Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava.
- VASS, D. — ČVERČKO, J. 1985: Litostratigrafické jednotky neogénu Východoslovenskej nížiny. — Geol. Práce, Spr. 82, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 111—126.
- VASS, D. — KRAUS, I. 1985: Dvojaký vek bazaltov na južnom Slovensku a ich vzťah k poltárskemu súvrstviu. — Miner. slov., 17, 5, Bratislava, 435—440.
- VASS, D. — BAJANÍK, Š. — ONDREJIČKOVÁ, A. — KANTOROVÁ, V. — LEHOTAYOVÁ, R. — SNOPKOVÁ, P. — MARKOVÁ, M. — IVANOV, M. — HUSÁK, L. — VOZÁROVÁ, A. 1986: Štruktúrny vrt FV-1 Blhovce. (In press).
- VESELSKÝ, J. 1970: Geochémia a mineralógia akcesorických minerálov granitoidných hornín Malých Karpát. — Manuskript-archív Katedry geochémie Prír. fak. Univ. Comen., Bratislava.
- VIKULOVA, M. F. — ZVJAGIN, B. B. 1965: Vlijanie uslovij obrazovanij glinistych porod na razvitie i izmenenije strukturnych osobenostej glinistych mineralov. — Sov. Geol., 5, Moskva, 24—37.
- VIKULOVA, M. F. ed. 1973: Faciálne typy glinistych porod. — Nedra, Moskva, 1—287.
- VOLOSTNYCH, G. T. 1972: Argillizacija i orudenenije. — Nedra, Moskva, 1—240.
- VOZÁROVÁ, A. — VOZÁR, J. 1982: Nové litostratigrafické jednotky v južnej časti veporika. — Geol. Práce, Spr. 78, Geol. Úst. D. Štúra, Bratislava, 169—194.
- VRANA, K. 1981: To the question of origine and stability of secondary minerals in the weathering zone of Malé Karpaty granitoides. — Geol. Zbor. Geol. carpath., 32, 3, Bratislava, 353—364.
- VTĚLENSKÝ, J. — ŠEBA, P. 1972: Atypisches Kaolin von der Lagerstätte Žiar—Podháj in der Slowakei. — 5-th Conf. Clay Miner. Petrol., 1970, Geol., Univ. Karlova, Praha, 155—160.
- WAGNER, G. A. — REIMER, G. M. 1972: Fission track tectonic: The tectonic interpretation of apatite fission track ages. — East planet. Sci. Left., 14, Amsterdam, 263—268.
- WEAVER, C. E. 1958: The effect and geologic significance of potassium „fixation“ by expandable clay minerals derived from muscovite, biotite, chlorite and volcanic material. — Amer. Mineralogist 43, 9-10, Washington, 839—861.
- WHITE, D. E. — THOMPSON, G. A. — SANDBERG, C. H. 1964: Rocks, structure and geologic history of Steamboat Springs thermal area, Washoe County, Nevada. — US. Geol. Surv. Prof. Pap. 458-B, Washington, 1—63.
- WHITEBREAD, D. H. 1976: Alteration and geochemistry of tertiary volcanic rocks in parts of the Virginia City Quadrangle, Nevada. — US. Geol. Surv. Prof. Pap. 936, Washington, 1—43.

- WILSON, M. J. — BAIN, D. C. — MACHARDY, W. J. 1971: Clay mineral formation in a deeply weathered boulder conglomerate in North-East Scotland. — *Clays and Clay Miner.*, 19, 6, New York, 345—352.
- WORRAL, W. E. 1959: The rational analysis of fire clays. — *Trans. Brit. Ceram. Soc.* 58, Stoke-on-Trent, 145—157.
- ZORKOVSKÝ, B. 1952: Slovenské bóksity a ich géneza. — *Geol. Zbor. Slov. Akad. Vied*, 3, 1—2, Bratislava, 89—100.
- ZUBEREC, J. — SÝKORA, J. 1980: Záverečná správa a výpočet zásob. Žiarska kotlina-keramické suroviny, vyhľadávací prieskum. — *Manuskript-archív Geofond*, Bratislava.
- ZUBEREC, J. 1983: Geologicko-ložiskové pomery ílových surovín, perlitov a limnokvarcitov Kremnických a Štiavnických vrchov. — *Manuskript-archív Katedry ložisk. geol. Prír. fak. Univ. Komen.*, Bratislava.
- ZUBEREC, J. 1985: Lučenec—Poltár, zhodnotenie prognóz keramických surovín. — *Manuskript-Geofond*, Bratislava.
- ŽÁKOVÁ, E. 1982: Mineralógia premenených hornín centrálnej zóny Javoria — oblasť Podpolom. — *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- ŽÁKOVÁ, E. 1984: Geochemický výskum zvetralín Javoria a Poľany. — *Manuskript-archív Geol. Úst. D. Štúra*, Bratislava.
- ŽUREK, V. 1958: Biela hora pri Michalovciach — hallozyt, podrobný prieskum. — *Manuskript-Geofond*, Bratislava.

Ivan Kraus

Kaolins and Kaolinite Clays of the Western Carpathians

Summary

A comprehensive account of the given problem represents the first synthetic outlook on the formation process of kaolins and kaolinite clays of the Western Carpathians based on the regional-geological aspect. The analysis summarizing the knowledge about the geological structure, depositional setting and mineral composition of all known evidences, occurrences and deposits of kaolins (Chapter 2) is followed by a synthesis which comprises the facts about the processes of their origin (Chapters 3, 4, 5, 6). The topic of kaolinite clays has been tackled in the same way (Chapter 7). Figure 1 presents synoptical localization of the studied occurrences and deposits of kaolins and kaolinite clays of the Western Carpathians.

1. Methods and procedure

The field research combined with the laboratory one provided a helpful tool to study the given topic. The focus in the field research was on pursuing the changes in the intensity of decomposition of primary minerals. The distribution of the mineral associations distinguished with the aid of the X-ray analysis was recorded in geological maps from selected areas on a scale 1:5 000. The records from oriented preparations were evaluated and almost all of them were carried out on Micrometa II. In some cases the semiquantitative X-ray diffraction analysis was applied according to the method referred to by I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ (1978). The structural configuration of kaolinite was in specific

cases determined by solvating the samples with potassium acetate and hydrazine, employing the method published in KRAUS et al. (1972). All microphotographs by means of the transmission electron microscope (TEM) were made on the device Tesla BS 242 E. All microphotographs with the aid of the scanning electron microscope (SEM) were carried out from fracture surfaces of the samples in natural state after metal coating with carbon on JEOL JSM-35. Microelements were determined by the quantitative spectrochemical analysis from separated fraction below 0.002 mm applying the method published in E. PLŠKO et al. (1975) and I. KRAUS (1975).

2. Kaolins of the Western Carpathians: classification

All hitherto known manifestations of kaolinization in the Western Carpathians are represented by the following three genetic types: the weathering, hydrothermal and sedimentary. The kaolinite clays were assigned to a separate group. From the petrological-genetic aspect, their position towards the kaolins of the weathering and hydrothermal origins is unambiguously distinguished. Sometimes it is difficult to set an exact boundary between the sedimentary kaolins and kaolinite clays. Sedimentary kaolins represent a type of kaolinite sands and gravels, which underwent short and mostly rapid transport from kaolin weathering crusts for the most part known into sedimentation basins. The kaolinite clays are usually transported over greater distances and hence it is often difficult to determine reliably their source area and the parent rocks. The weathering and sedimentary kaolins offer essential information about the parent rocks, climate and character of topography. The kaolinite clays are significant mainly to state the time stages of the kaolinization and to consider the kaolin weathering from the regional aspect.

3. Kaolin weathering crust

Contrary to classical deposits in the Bohemian Massif, the kaolins of weathering origin in the Western Carpathians are noted for distinct character in several aspects as ensued from different parent rocks, climate, morphological-tectonic development and time stages which witnessed to kaolinization.

3.1. Parent rocks

The presence of kaolin weathering crusts was stated in all the following units of the Inner Western Carpathians: in the core mountains of the Tatricum, Veporicum, Gemicum and neovolcanic formations where they arose on granitoids, metamorphites and neovolcanites.

3.1.1. Granitoids of the Tatricum

Results obtained from the study of the weathering products preserved on granitoids of the core mountains of the Western Carpathians allow to present their characteristic as follows:

a) They represent the horizon of the initial weathering, or the horizon of weak weathering respectively, according to the classification proposed by R. ONDRÁŠIK (1970), or the zone of initial weathering and mechanical desintegration in the sense of J. A. RUSKO (1976). In the Malé Karpaty Mts. they are represented by almost 15 m thick rock mantles developed on different types of rocks. Results of their mineralogical study according to M. DURAY (1977) and J. ČURLÍK (1980) are given in Table 15.

In the core mountains Žiar, at the locality NW of the village Budiš, the weathering crust displays identical development as in the Malé Karpaty Mts. (Fig. 3). However, on eluvial granite sands and gravels in the studied bore-holes to the depth 30 m kaolinite is present in the whole profile (Fig. 5).

b) On the basis of the mineral association of weathered granitoids, the existence of two models of weathering may be supposed in the core mountains of the Tatricum.

In the first model, known from the Malé Karpaty Mts. in all studied profiles preserved in situ, the association with illite and montmorillonite without kaolinite is present (Fig. 2). In our view, such association of clay minerals has been formed in the whole profile at a very weak drainage and removal of alkalis from the environment of decomposition.

In the second model of the weathering, documented in the core mountains Žiar, the association of clay minerals of transitional type between bisialization and monosialization in the sense of G. PEDRO (1971), is present (Fig. 5). It is confirmed that kaolin weathering crusts have formed on granitoids of the Tatricum. Preserved relics represent the lowermost zones of the initial decomposition and mechanical desintegration (Table 5, Fig. 54).

c) The minerals of granitoid rocks of the core mountains can be on the basis of the stability during the weathering divided into the following three groups:

— Plagioclases (seldom albite, most frequently oligoclase, or oligoclase-andesine respectively) are to different degree affected by secondary alterations. According to modal composition, their content in parent rocks varies from 34 to 56 % (Tables 2, 3). They represent the main component in the formation of clay minerals.

— K-feldspars (18 — 31 %) and muscovite (2 — 6 %) represent in the given stage of the weathering stable minerals which have been spared from the affect by hydrolytic decomposition.

— Biotite (1 — 11 %) remains unchanged, or it is subjected to baueritization; its alteration into chlorite may be observed in mylonite zones of the Bratislava and Modra massifs (Fig. 2).

3.1.2. Granitoids of the Veporicum and Gemericum

Plagioclases, K-feldspars and micas participate in the kaolinization of granitoids of the Veporicum and Gemericum. The presence of plagioclases in granitoids of the Veporicum is expressed in Table 17. At the locality Váfkovo, kaolinite has been formed since the early weathering phases of plagioclases (albite-oligoclase) (Fig. 6, samples 1, 2). They appear as imperfectly shaped crystals of vermicular shape (Table VIII, Figs. 3, 4). Ensuing from the low K^+ activity in the initial phase of the weathering, illite was formed. Its presence in vertical direction is stable, which means that its transformation into kaolinite has not taken place during the whole weathering.

Kaolin weathering crusts preserved in SW part of the Veporic pluton were formed on more basic differentiate corresponding most probably to tonalite (Table 6, samples 4, 5). From plagioclases andesine is present in them (An_{36-44}). Montmorillonite appears in

them in the lowermost parts (Fig. 7, samples 2, 3). Montmorillonite does not originate in the upper part, but neither the transformation of illite into kaolinite takes place yet (Fig. 7, sample 4).

Decomposition of K-feldspars into clay minerals was examined in the Gemicum at the Poproč granite body, where in eluvial kaolinized sands orthoclase from the alkaline feldspars is expressively dominant over albite (Table 7). In the decomposition products, kaolinite and illite are present from clay minerals (Fig. 16). Separated, fresh feldspars in eluvial sands belong to K-feldspars (Fig. 55). This piece of information is also corresponded by the chemical analyses and modal composition of fresh granites of the Poproč body and eluvial kaolinized granitic sands of fraction below 0.004 mm (Table 7). Insubstantial changes in the content of K_2O also on other preserved weathering crusts of granitoids of the Veporicum and Gemicum confirm that kaolinite formed on them by the weathering of only plagioclases and biotite and not K-feldspars (Fig. 54).

Biotite plays in the formation of kaolinite an important role in more basic differentiates of granitoid rocks. In the weathering crust at Lieskovec identified by bore-hole KJ-21 kaolinite is formed from biotite in the lowermost parts, in which feldspars are still fresh (Fig. 56).

In general, kaolinization of the Western Carpathian granitoids proceeded in comparison with the Bohemian Massif under substantially worse tectono-morphological conditions, which is besides other phenomena expressed by the balance of alkalies and alkaline earth soils, namely by a slight removal of K_2O (cf. Fig. 54 and Fig. 98).

3.1.3. Metamorphites of the Veporicum and Gemicum

Compared to other units, the most favourable conditions for the origin of kaolin weathering crusts were constituted on this type of rocks in certain parts of the Veporicum and Gemicum during the development of the Western Carpathians. They do not display a perspicuously developed vertical mineral zoning and montmorillonite is absent in the lower part. They represent the weathering crusts of illite-montmorillonite type in the sense of J. A. RUSKO (1976).

Sericitic metaquartzites with the positions of sericitic and sericitic-chloritic phyllites are a part of the Veporicum envelope series most probably of Lower Triassic age. Sericitic metaquartzites originated by the metamorphoses of well-sorted psammitic quartzly sediments with small admixture of clay fraction. Sericitic and chloritic phyllites formed from psammitic sediments with more variegated mineral composition, yet above all with higher content of clay fraction.

Kaolin weathering crusts preserved in the southern and southwestern parts of the Veporicum envelope series on sericitic metaquartzites are noted for relatively high thickness. Clay minerals constitute a part of intergranular space of clastic quartz and are concentrated on schistosity planes (Table IX, Figs. 1, 2). They do not display preserved pseudomorphoses of clay matter after unstable protominerals. With increasing depth it is not possible to follow marked changes between the ratio of kaolinite and illite and in the decomposition degree of parent rocks.

With the exception of chloritic phyllites, practically the whole amount of kaolinite originated by the transformation of dioctahedral micas (muscovite, sericite, or illite) at the weathering of metamorphites of the Veporicum envelope series. This is supported by the results of partial chemical analyses of sericitic metaquartzites as well as sericitic phyllites. In the latter ones it is not possible to follow the obvious tendency of Al_2O_3 decrease with the increasing depth (Table 20). Both types of parent rocks are characteris-

tic of statistically highly significant degree of negative correlation between SiO_2 and Al_2O_3 and significant degree of positive correlation between Al_2O_3 and K_2O (Figs. 57, 58, 59). The quantitative relation between the presence of sericite/muscovite, or illite respectively and on the other hand kaolinite, expresses the intensity and speed of the transformation of dioctahedral micas into kaolinite. From this aspect kaolinization gained higher intensity at the weathering of sericitic metaquartzites, than at that of sericitic phyllites. At the same time it was confirmed that the intensive degree of decomposition of unstable protosilicates into kaolinite will be in the case of sericitic metaquartzites determined by high content of quartz in the sense of J. KONTA (1982) and the course of mechanic destruction at the tectonic affection.

Metamorphites of the Gemericum represent different varieties of phyllites, which show a marked dominance over metarhyolites and metarhyolite volcanoclastics. At the kaolin deposit Horná Prievrana the influence of petrographic composition of parent rocks on the mineral composition of kaolin and its technological properties is evident. The course of kaolinization of metarhyolites and sericitic-chloritic phyllites displays considerable differences, which is testified by the distribution of Na_2O , K_2O , MgO , as well as the supply and removal of components from the fresh to entirely kaolinized rock (Figs. 62, 63, 64, 65). Kaolinite originates by decomposition of albite in partly kaolinized metarhyolite. Micas belong to muscovite, sericite or illite (Fig. 60, sample 2). In entirely kaolinized metarhyolite, micas belong now to two main types. The first type is represented by K-micas (muscovite, sericite, illite), the second type comprises authigenic Na-mica (brammallite), which originates by Na^+ release during the decomposition of albite into kaolinite. In the majority of cases, the coexistence of K-mica and Na-mica was assessed at the kaolinization of metarhyolite (Figs. 18, 60, sample 2). In some parts of the deposit there is only Na-mica present which allows to assume that relict muscovite and sericite, or illite were altered throughout into kaolinite (Fig. 19). Brammallite signalizes the phase of more advanced kaolinization of metarhyolites.

Fresh sericitic-chloritic phyllite is constituted from chlorite, muscovite, sericite, quartz and albite, the latter appearing as accessory (Fig. 61, Table IX, Fig. 4). In partly kaolinized sericitic-chloritic phyllite an obvious dominance of kaolinite over chlorite has already been stated (Fig. 61, samples 1, 2). Substantial part of kaolinite is formed from chlorite at the weathering of sericitic-chloritic phyllites.

3.1.4. Neovolcanic rocks

On neovolcanic rocks (rhyolites, andesites, basalts and their volcanoclastics), kaolinite with frequent admixture of montmorillonite, halloysite, sometimes also allophane originated mainly by the weathering of feldspars, volcanic glass, sporadically also biotite. Mineralogical study of their decomposition products allows to reconstruct the physical-mechanical, climatic and other conditions under which they have been formed namely during Neogene. The genesis of some of them has not been unambiguously explained as yet. There appear concepts defending the weathering, or hydrothermal alteration, or the combination of both.

In central Slovakian neovolcanites at the locality Podháj at Žiar nad Hronom the degree of decomposition of rhyolite decreases with increasing depth and approximately from 21 m there appears the admixture of montmorillonite besides kaolinite (Fig. 24, Table 22). At the decomposition of pyroxenic-amphibolic andesites in the central Slovakian neovolcanites at the deposit Pukanec the presence of two kaolinite generations was confirmed — the micro- and macrocrystalline (Table III, Fig. 2, Figs. 3, 4). Apart from

these, allophane, dehydrated halloysite and locally montmorillonite are seen to occur (Table III, Figs. 3, 4; Table X, Figs. 3, 4; Table XI, Figs. 1, 2, 3, 4; Table XII, Figs. 1, 2). In the east Slovakian neovolcanites kaolin weathering crusts on pyroxenic andesites and andesite tuffs are known from the southern foot of the Vihorlat Mts. and western foot of Popriečny between Poruba pod Vihorlatom and Petrovec. Substantially present mineral is kaolinite with very disordered structure, high admixture of cristobalite and only sporadically occurring dehydrated halloysite (Fig. 34.).

Compared with granitoids and metamorphites, neovolcanites offer more possibilities for dating the weathering processes, since they cover more variegated range of rocks of different age. It is manifested in the case of weathering crusts formed on andesites, basalts and their tuffs. They do not display economical significance, yet they are important to determine the lower and upper boundaries of the main and youngest stages of kaolinization mainly if developed on radiometrically dated rocks. In this way in the central Slovakia kaolinization of agglomerate andesite tuffs of the Lysec Formation with radiometrically dated age 17.3 ± 0.8 m.y. (Fig. 28, Table IV, Fig. 1), basalts of the Podrečany Formation 4.90 — 7.67 m.y. (Fig. 30, Table IV, Fig. 3) and basalts of the Cerová vrchovina Mts. from 1.35 to 2.75 m.y. (Fig. 31, Table IV, Fig. 4) was ascertained.

3.2. Climate

Most suitable conditions for the origin of kaolin may be expected at precipitation around 1000 — 1500 mm per year and a temperature of 16 — 18 °C (I. BARSHAD 1966, B. F. GORBACHEV ed., 1974, M. KUŽVART 1977).

The Western Carpathians hold on eminent position towards other kaolin localities in Central Europe since the main stage of supergene kaolinization followed after the Styrian folding phase, approximately from Badenian to Pontian. The most detailed data on the paleoclimatic development of the Western Carpathian area during this time span are mainly based on the changes of the composition of spore-pollen assemblages (Fig. 71). Data on the average annual temperature and precipitation of this time period offer sufficient space for their course, yet the climatic factor was generally less favourable when compared with the main kaolinization stage in the Bohemian Massif (Upper Cretaceous — Lower Miocene).

In Lower and Middle Sarmatian there is the possibility for mutual confrontation of data on climatic development also with the aid of macrofloristic studies. V. SITÁR states in the inner depressions of the central Slovakian neovolcanites warm and relatively damp climate, which shares many common features with Sarmatian flora at the southern margin of the Tokajské vrchy Mts., or the Balaton area respectively. The average annual temperature ranges in this period from 15 to 17 °C and the average atmospheric precipitations vary within the range 1000 — 1500 mm per year.

3.3. Topography and tectonics

The character of topography and tectonics exerts a decisive influence upon laterite or kaolin weathering crusts. Ideal conditions for the chemical weathering are yielded by peneplained, but at time mildly unequal relief of plateaux.

Specific analysis of relief in weathering crusts of laterite and kaolin types shows that the important role is played by the degree of relief uplift.

The Al-lateritization proceeded optimally, unless the value of relative relief uplift (h,

on Fig. 72) is not higher than total thickness of laterite profile. The concept of especially favourable conditions which were created on platform formations of Europe for the origin of kaolin weathering crusts during the Mesozoic-Cenozoic era can be regarded as confirmed and generally accepted. Many of the crusts are characteristic not only of great thickness and high maturity degree, but also large bulk extent. Kaolin weathering crusts of the Bohemian Massif are ranged among their most significant representatives. In Central Europe the Western Carpathian region confirms that in the same era and in fact under the same climatic conditions the supergene kaolinization proceeded also in geosynclinal zone mainly there where locally, or shortly favourable tectono-morphological conditions were created. In our view, great difference in both quantity and quality of kaolin weathering crusts between the platforms and geosynclines during Mesozoic-Cenozoic era is not connected with climate, but primarily with tectonics and topography. This hypothesis can be well documented in Central Europe on the example of kaolin weathering crusts of the Bohemian Massif and the Western Carpathians.

3.4. Character of topography in the Western Carpathians

The best possibilities to study the inherited forms of the Western Carpathian relief are yielded by Neogene, whereas the pre-Neogene development of relief is accessible to direct reconstruction only in erosion-delimited southern margin of basal conglomerates of Eocene along the northern margin of the Slovenské rudohorie Mts. The present knowledge about the mineral composition and the extent of kaolin weathering crusts enables to consider their significance in the reconstruction of the relief and morphological development in a novel way than until now, constituting one of the crucial issues presented in this work. It follows from it that kaolin weathering crusts on granitoids and metamorphites of the Veporicum and Gemericum are distinguished from those of the Tatricum granitoids by higher degree of chemical and mineralogical maturity, attaining higher thickness and bulk extent which means that they formed under different tectonic regime covering substantially longer time interval.

3.4.1. The core mountains of the Tatricum

Despite considerable thicknesses and relatively high alteration grade of parent rocks, the crusts of weathering in the Malé Karpaty Mts. do not contain kaolinite. They were most probably formed on the intensely peneplained unequal relief with slow drainage of infiltrating waters. This conditioned weak removal of alkalis and alkaline earth soils and also favourable conditions for the origin of illite, only locally montmorillonite and chlorite (Fig. 2). Originally, on granitoids of Žiar the kaolin weathering crust with the leading position of kaolinite was developed. Preserved relics represent its lower, root part (Fig. 5). The upper part was redeposited into the adjacent Turčianska kotlina depression and most probably also to the Hornonitrianska kotlina depression. Preserved relics of primary weathering crust on the Žiar granitoids testify to its different tectonic development in comparison with other core mountains of the Tatricum. Characterful tectonic development in the weathering of core mountains granitoids was recorded also at the Tribeč Mts., but mainly at the Malá Magura Mts., or the Suchý Mts. respectively. Sedimentary kaolins redeposited from the source area of the Tribeč granitoids (the locality Jedľové Kostofany, Fig. 44), but mainly sedimentary kaolins in direct neighbourhood of the Malá Magura granitoids (localities Bojnice and Kanianka — Figs. 45, 46)

witness to the original presence of kaolin weathering crusts also on these core mountains. Preserved weathering crusts were not identified on granitoids of other core mountains of the Tatricum. Slight amounts of illite, more rarely montmorillonite and chlorite were found in the products of recent and subrecent weathering of plagioclases (M. HARMAN 1982).

On the basis of distinct character of relief and tectonic development it is possible to suggest several variants in the formation of weathering crusts in the core mountains of the Western Carpathians:

a) Slightly unequal relief even at relatively intense chemical weathering did not stimulate favourable conditions for kaolinization (the Malé Karpaty Mts.).

b) The originally favourable relief and positive tectonic development gave rise to the origin of mostly monosialic crust of weathering, which was later practically destroyed and only its root parts were preserved (the Žiar Mts.).

c) Originally suitable relief enabled the origin of mostly monosialic crust of weathering, but on the whole less favourable tectonic development caused its total destruction (the Tribeč Mts., but mainly the Malá Magura or Suchý Mts. respectively).

d) The originally unsuitable relief and unfavourable tectonic development allow to assume only the existence of bisialic crust of weathering and its successive total destruction (most probably all other core mountains).

From the prognostic aspect, the core mountains and the Neogene depressions emplaced at their peripheries are worthy of attention which correspond to the second and third variants.

3.4.2. The Veporicum and Gemicum

According to geomorphological criteria proposed by E. MAZÚR (1964), the most significant crusts of weathering on granitoids and metamorphites of the Veporicum and Gemicum represent preserved relics of midmountain and Alpine penplains (plateau).

On the Veporicum granitoid massif there are on several places well preserved crusts of weathering (M. LUKNIŠ 1964, R. ONDŘÁŠIK 1970). One of them is the fossil weathering crust preserved on the surface of the Veporicum granitoid in the underlier of andesites and andesite volcanoclastics of the Pořana stratovolcano in the western part of the Slovenské rudohorie Mts. at Detsianska Huta (Fig. 73). Mineralogical examination confirmed that on all of them the leading position is held by kaolinite although their substantial part was totally destroyed. That means that in comparison with weathering crusts on granitoids of the Tatricum core mountains they were formed under different tectonic regime during which favourable relief arose for regional kaolinization there.

The most favourable morphological-tectonic conditions in the whole Western Carpathian region were created in kaolin weathering of metamorphites of the Veporicum envelope series and Late Paleozoic of the Gemicum S of the Veporicum granitoid massif along the Margecany—Lubeník lineament (Fig. 8). The most extensive kaolin weathering crusts have been preserved there on sericitic metaquartzites and the best-quality ones on metarhyolites. This was associated with the overthrust of the Gemicum on Veporicum during the Subhercynian phase in Upper Cretaceous. At the deposit Horná Priebraná in the contact zone it is possible to follow several slices of the Gemicum metamorphites shifted on metamorphites of the Veporicum envelope series (Fig. 8). The greatest depth range of kaolin weathering was manifested in slices where fractures were extended. More direct influence upon the course of kaolinization is ascribed to the Styrian phase culminating at the boundary between Badenian and Sarmatian. This was

of germanotype character and in a positive way affected the preparation of rocks by disjunctive structures for the influence of supergene processes. Horsts were formed, being subjected to the most intensive kaolinization with successive rapid destruction and short transport by flash flood waters into near-by depressions. An evidence is provided by a sequence of kaolinite sands (sedimentary kaolins) at the deposit Vyšný Petrovec and Tovík (Figs. 8, 17). Kaolin weathering crusts in the vicinity of the Margecany—Lubeník lineament and in the underlier of sediments of the Poltár Sequence have been best formed in those places where metamorphites of the Gemericum after the overthrust on the envelope series of the Veporicum were not covered with marine sediments of Egerian of the Lučenec Sequence (Fig. 48).

3.4.3. Neovolcanites

Kaolin weathering crusts on neovolcanic rocks may be ranged to the group of midmountainous but mainly riverain peneplains according to geomorphological criteria referred to by E. MAZÚR (1964). Most frequently they were formed and remained preserved on andesite tuffs and basalts, only sporadically on rhyolite tuffs. Those which represent preserved relics of the weathering of midmountainous peneplains were formed mostly in Upper Miocene under relatively favourable climatic conditions. They are noted for relatively high degree of the chemical and mineralogical maturity. In spite of that they do not reach greater thicknesses and occur only in sporadically preserved relics in the underlier of younger sediments (Pukanec, Brusník, Halič). Kaolin weathering crusts representing riverain peneplains were formed in Late Miocene and in Pliocene under less favourable climatic conditions. It is testified by their low degree of the chemical and mineralogical maturity. In spite of that their thickness may exceed the crusts of weathering of midmountainous peneplains which have been totally destroyed.

3.4.4. Determination of relief at the kaolinization of granitoids by means of fission-track age of apatites

The influence of tectonics and relief on weathering has been studied so far with respect to the concept of the Western Carpathians wedging out en block during Miocene. These movements were not differentiated more clearly in individual tectonic units of the Inner Western Carpathians. Systematic study of kaolin weathering crusts on granitoids and crystalline schists of the Tatricum and on the other hand of the Veporicum and Gemericum points to a principal difference between them in the thickness, bulk extent and mineral composition. Varied length of the time interval of the weathering processes is considered a decisive factor. Compared with the weathering crusts of the Tatricum granitoids, the kaolin weathering crusts on granites and metamorphites of the Veporicum and Gemericum are distinguished by higher degree of the chemical and mineralogical maturity. That means they were formed over a substantially longer time interval.

The first results of fission-track age of apatites published by J. KRÁL (1977) indicate an important difference in the tectonic history (uplift) between granitoids of the Veporicum and those of the Tatricum core mountains (Table 26). The age of uplift stated on the basis of apatite fission-track age on the granitoids of the Veporicum pluton may be situated into the Upper Cretaceous (the average age around 75 m.y). In contrast, the uplift of granitoids comprised in the core mountains emplaced more to the north (the Malá Fatra, Veľká Fatra, Vysoké Tatry Mts.) varies within the range 10 — 20 m.y and

proceeded during Miocene. Transitional position is held by the granitoids of the Nízke Tatry and Žiar Mts. with the age of around 50 m.y., which is documented by their uplift in Eocene. This conclusion is in agreement with the concept of asymmetric uplift of the Carpathian arc. Its external parts, more to the north, were uplifted much later than the central part of the Veporicum (J. KRÁL 1982). The Nízke Tatry and Žiar Mts. were of transitional position during the uplift of the whole arc from the south to the north. In the Inner Western Carpathians kaolin weathering crusts were best formed and preserved on granitoids, or metamorphites of the Veporicum and Gemericum respectively, due to a favourable relief, which is associated with the tectonic development and long time span suitable for the course of weathering processes. This concept is trustworthy also because it is supported by the conditions evidenced during the weathering of granitoids of the Tatricum. The only relic of kaolin weathering crust was found on the Žiar granitoids, where the uplift time span on the basis of fission — track age of apatites considerably differs from other core mountains of the northern line and attains on average the values around 50 m.y. (Table 26).

4. Hydrothermal kaolins

In the Western Carpathians only the neovolcanic formations of central and east Slovakia seem to be the potential occurrences of kaolin deposits of hydrothermal origin.

4.1. The Kremnica ore field

In the sense of G. T. VOLOSTNYCH (1972), two types of metasomatic zoning were distinguished at the south-western margin of the Kremnické vrchy Mts. in hydrothermally altered rocks: a) synchronous, b) topochronous, which may further be divided into the ore and post-ore (Fig. 75). On the basis of detailed knowledge about the distribution of individual associations of clay minerals it was possible to apply it in the Kremnica ore field, which in the view of M. BÖHMER (1966) is divided into the northern marginal, central and southern marginal belts.

The northern marginal belt and the central one are developed amidst rocks of andesite volcanism; the southern marginal belt in the middle of rhyolites and rhyolite tuffs. In this sense the depositional area of hydrothermal kaolinization Dolná Ves — Bartošova Lehôtka (Chapter 2.2.1.) is a part of the Kremnica ore field. The scheme of geological structure of the Kremnica ore field and its relation to the ore mineralization and to hydrothermal alteration of surrounding rocks are expressed on Figs. 80, 81.

In the central belt of the Kremnica ore field the clay minerals were studied in gold-bearing quartz and in hydrothermally altered andesites approximately to the distance 10 m from the quartz — gold-bearing veins. The synchronous stage proceeded here shortly before, or at the beginning of the 1st quartz supply period with exclusive presence of kaolinite. In the direction from the vein, chlorite and montmorillonite were formed gradually with the change of pH hydrothermal solutions. The character of alterations which lead to the formation of clay minerals in the northern marginal belt of the Kremnica ore field in more distant part from ore structures was examined in amphibolic-pyroxenic and pyroxenic andesites in bore-holes KR-1 and KR-2 (Fig. 81). Montmorillonite is the most widespread clay mineral of the synchronous stage (Fig. 87). Kaolinization may be in this belt observed only in direct environment of mineralized ore

structures (Fig. 87, samples 5, 6). In the southern marginal belt of the Kremnica ore field the synchronous stage has somewhat different character in some directions when compared to the central belt. It is mainly associated with the alteration of the upper parts of rhyolite extrusions, less frequently rhyolite tuffs. Kaolinite is dominant, montmorillonite, locally halloysite are present (Figs. 35, 36).

In toposynchronous stage in the central belt of the Kremnica ore field during the high-thermal K-metasomatism there have been generated suitable conditions for the origin of hydromuscovite of a polytype modification $2M_1$. Total metasomatism of kaolinite — relict mineral of synchronous stage by hydromuscovite is ascertained only in veiny gold-bearing quartz (Fig. 82). With the increasing distance from quartz — gold-bearing veins the content of this „relict“ kaolinite in altered rocks substantially increases and at the same time on distance over 5 m there appear chlorite and mixed-layer mineral of the type illite — montmorillonite. It is possible then to distinguish the following zones in the central belt of the Kremnica ore field:

- the inner zone confined to the veins of gold-bearing quartz in which from clay minerals hydromuscovite of polytype modification $2M_1$ is present
- the central zone evolved symmetrically in the overlier and underlier of the inner zone with the mineral association hydromuscovite and kaolinite
- the outer zone evolved symmetrically in the overlier and underlier of the central zone with the mineral association kaolinite + mixed-layer mineral illite-montmorillonite + chlorite

The toposynchronous stage has not been manifested in the northern marginal zone. It is associated with the absence of K-metasomatism and in this way probably also with non-balance development of the quartz-pyrite mineralization.

Specific character is displayed by the toposynchronous stage in the southern marginal belt of the Kremnica ore field. It is genetically connected with the K-metasomatism of rhyolites and rhyolite tuffs. In comparison with the central belt of the Kremnica ore field, hydrothermal solutions were here more alkaline and lower thermal. The supply of K^+ by means of hydrothermal solutions of the toposynchronous stage caused extensive changes in some of the clay minerals. The transformation of montmorillonite into the mineral with random mixed-layer structure of the type illite-montmorillonite takes place, in which the share of illite nets varies within the range 40 — 85%. Kaolinite remained unchanged during the low-thermal K-metasomatism and represents a relict mineral of the synchronous stage. The mineral association mixed-layer mineral illite-montmorillonite \pm kaolinite and quartz (IM \pm K, Q) then reliably indicates the extent of toposynchronous stage. In places where it is not any more developed, there are mineral associations with montmorillonite or kaolinite.

4.2. Ore field Javorie — locality Podpolom

In the central volcanic zone of Javorie, which is a part of the central Slovakian neovolcanites, J. ŠTOHL et al. (1981) stated at the locality Podpolom in the surroundings of the centre the horizontal and vertical zonings (Fig. 91). The alteration of the surrounding rocks was examined by E. ŽÁKOVÁ (1982) in bore-holes KŠ-19, KŠ-16, KŠ-18 and KŠ-20. Re-evaluation of their mineral composition confirmed that the zoning is from the centre to the periphery formed by the circulation of ascendent hydrothermal solutions through the surrounding rocks as a consequence of gradual pH increase and decrease of temperature (Figs. 91, 92, 93, 94, 95). Kaolinite clearly fits into this scheme and its origin was not determined by acid leaching of rocks or by sulpho-acid weathering. Contrary to the

Kremnica ore field, the alteration of the surrounding rocks proceeded only in synchronous stage in the central volcanic zone of Javorie. It gained the typical character of hydrothermal metasomatism of acid leaching with gradual decrease of temperature and alkalinity rise.

4.3. East Slovakian neovolcanites

The problems of hydrothermal alteration in east Slovakian neovolcanites have not been studied separately. They come into prominence when tackling the genesis of halloysite deposit Michalovce — Biela hora. Halloysite lense is here associated with the course of dislocation in its basement, while it has no equivalent in so far known kaolin weathering crusts of the Western Carpathians. For that reason we do not think it is acceptable to adopt the concept of its supergene origin as evidenced. At the same time, this led to a decision to ascribe this unique occurrence of halloysite on a European scale to hydrothermal deposits.

5. Sedimentary kaolins

In the case of sedimentary kaolins we are faced with the problem of boundary between sedimentary kaolin and kaolinite clays. In Central European kaolin area in the sense of M. STÖRR et al., (1977) only the rock occurring at the original place of origin is considered to be kaolin. In the majority of other countries, kaolin deposits are divided according to the origin into the weathering, hydrothermal and sedimentary (B. F. GORBACHEV ed. 1974, E. GALÁN — A. LA IGLESIA 1977, W. D. KELLER 1978, S. H. PATTERSON — H. H. MURRAY 1984). The main problem with the classification ensues that also such deposits which in Central European sense belong rather to kaolinite clays are often ascribed to sedimentary kaolins.

A distinguished group of sedimentary kaolins in the Western Carpathians represents for the most part a type of kaolinite sands and gravels, which underwent short yet rapid transport from the kaolin weathering crusts mostly to the continental basins. They have a narrow spatial relation to parent rocks and signalize the areas in which kaolin weathering crusts have originally formed. They correspond to a subtype B (transported, mostly with preserved primary structure) and subtype C.1. (weakly coherent kaolinite sands and clays) in the genetic classification put forth by M. KUŽVART (1977). In the Western Carpathians they do not display significant economical potential. Yet they are important in searching covered kaolin weathering crusts and for the reconstruction of the conditions under which they were formed.

5.1. The Danube basin

So far it is not possible to speak about sedimentary kaolins in the Danube basin. The studied samples represent the first ever indications of sandy clays with the kaolinite and illite association at all. They are situated at the periphery of the Malé Karpaty and Tribeč Mts. (Figs. 43, 44). Their more detailed investigation will elucidate the character of the weathering of granitoids and crystalline schists within the mentioned mountain ranges.

5.2. The Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions

Redeposited products of kaolin weathering crusts at the studied localities in the Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions correspond to sedimentary kaolins (Figs. 45, 46, 47). They are constituted from kaolinite, illite represents in some cases only negligible admixture, or it is missing totally. They indicate kaolin weathering crusts of granitoids, or the whole crystalline core of the Žiar and Malá Magura Mts. respectively.

The character of primary kaolins may be best reconstructed in the area of the villages Budiš and Rudno at the contact between granitoids of the Žiar Mts. and Neogene sediments of the Martin Beds of the Turčianska kotlina depression (Figs. 4, 5, 47). According to this, sedimentary kaolins formed by redeposition of the upper part of primary kaolins, since they have high content of kaolinite and slight illite admixture. They were deposited after short transport in limnic environment. Perfectly preserved forms of vermicular kaolinite point to its authigenic origin during the sedimentation or in diagenetic stage (Table XIII, Fig. 1). Substantial part is formed by well-shaped particles of platy shape which are most probably of allothigenic origin and were formed in the upper part of kaolin weathering crust. The products of primary kaolinization at the locality Kanianka in the Hornonitrianska kotlina depression, where parent rocks are represented by granitoids of the Malá Magura Mts., were not deposited in an aqueous environment after short transport. Authigenic origin of kaolinite was not recorded there (Table XIII, Fig. 4).

Besides mineral composition, the intensity of weathering processes in the source area may be considered from the chemical composition of sedimentary kaolins (Table 12). Supply-removal diagram of the components in sedimentary kaolins which spring from weathering crusts of granitoids of the core mountains testifies to their approximately identical mode of origin and similar composition of parent rocks. In the majority of them the intense removal of CaO and Na₂O takes place, in contrast, the balance of K₂O does not change, which is at the same time also valid for in situ kaolinized granitoids of the Veporicum and Gemericum (Figs. 54, 98).

5.3. The Lučenská and Košická kotlina depressions

Not only do the sedimentary kaolins of the Western Carpathians sensitively indicate the presence of the source areas with kaolin weathering crusts, but at the same time also the intensity and extent of the kaolinization. The best evidence is provided by sedimentary kaolins of the Lučenská and Košická kotlina depressions. They confirm direct dependence between the extent of the existing or assumed kaolin weathered matter and evidenced products of their redeposition.

The weathering, as well as sedimentary kaolins identically confirm that the most extensive kaolin weathering of the Western Carpathians took place in SW part of the Veporicum and Gemericum. The given view is supported by the existence of an extensive sequence of sedimentary kaolins at the deposit Vyšný Petrovec in the Lučenská kotlina depression (Fig. 48).

Mineralogical-chemical examinations of kaolinite sands from Vyšný Petrovec enabled in a similar way as at the deposit of primary kaolin from Horná Priebraná to distinguish two types with distinct mineral association and technological properties. Sedimentary kaolin is dominating, originated by kaolinization of different varieties of phyllites and is formed by kaolinite, K-micas and fine-grained quartz (Fig. 49, sample 1). It is emplaced

in the upper part of the productive sequence. High content of K-micas (35 %) in fraction below 0,04 mm limits the possibilities of utilizing the kaolin outflow in ceramic industry (Table 13). Sedimentary kaolin, originated by redeposition from kaolinized metarhyolites, contains Na-mica. In some aspects it has more favourable technological properties, yet it is present in substantially lower amount, mostly in the lower part of the deposit and its selective exploitation is not possible (Fig. 49, sample 2). Varied mineral association of kaolinite sands of the first and second types exerts influence upon their chemical composition in fraction below 0.04 mm (Table 13). Substantial difference is mainly in the Na₂O content. The studies of textures of sedimentary kaolin at the deposit Vyšný Petrovec revealed the presence of vermicular type crystals, which indicate some possibilities of authigenic origin (Table XIV., Figs. 3, 4).

In the Košická kotlina depression sedimentary kaolins are known exclusively from the section of the Košice sequence between the villages Poproč, Rudník and Nováčany, which are situated at the southern margin of the Poproč granite body (Fig. 15). The lithological development, granulometric, mineral and chemical compositions allow its correlation with kaolinite sands of the Lučenská kotlina depression (Figs. 49, 50, 51, Table 14). On the Poproč granite body there were identified primary crusts of kaolin weathering in the form of kaolinized eluvial granite sands. It is a question whether in some parts of the sedimentation cycles of the Košice sequence kaolinized metarhyolites and phyllites of the Gelnica Group were not redeposited. Hitherto knowledge about the mineral composition of sedimentary kaolins of the Košická kotlina depression does not enable to differentiate mutually the product of the kaolinization of granites and metamorphites of the Gemericum Paleozoic.

6. Distribution of microelements in kaolins

In clays of the Neogene basins in the Western Carpathians, more systematic attention has been devoted to the distribution of microelements when establishing their source areas and the character of the sedimentation environment (I. KRAUS 1975.). Newly obtained data provide the possibility to compare distribution of observed microelements in individual genetic types of kaolins (Table 30). It was confirmed that in the majority of cases they have lognormal distribution with left-hand asymmetric distribution (Figs. 100, 101). Differences in their distribution and change in correlation relations are determined by the character of parent rocks and the mode of their origin. The redeposition of kaolins from the crusts of weathering into the sedimentation basins (the weathering versus sedimentary) witnesses to the rise of B, V contents and decrease of Zr. Contrary to the weathering kaolins, the hydrothermal are deficient in Cu, Ni, Co, V, Cr, Ti, Zr and Ba as a consequence of the removal of microelements during the alteration of surrounding rocks.

Distribution of microelements of weathering kaolins on granitoids, metamorphites and neovolcanites is determined by their original content in parent rocks (Table 31, 32). Majority of them is in the kaolin weathering concentrated in clay fraction. They are as follows: B, Cu, Sn, Ni, and Co. An adverse tendency was recorded in Ba and Sr which namely in the case of Ba confirms the assumption about the stability of K-feldspars in the weathering of the Western Carpathian granitoids. Kaolinized andesites and from them redeposited kaolinite clays in central Slovakia show considerably lower Ti content than kaolinized andesites and from them redeposited kaolinite clays in east Slovakia

(Tables 32, 38). This marked difference is an expression of more intensive weathering and greater chemical maturity of clay sediments in the central Slovakian area over the Miocene stage of the kaolinization. Kaolinized basalts of the Cerová vrchovina Mts. are noted for very high average contents of Ni, Co, V, Cr (Table 32).

Kaolins of hydrothermal origin studied in altered belts of the Kremnica ore field and in the volcanic zone of Javorie display exclusively kaolinite composition. The influence of parent rocks is in them best manifested in Cr and V — which can be well observed in the central belt of the Kremnica ore field. In its southern belt in the direction from the inner to the outer zone, the rise of Ti, Sn, Ni, Zr and Sr, or decrease of Cu and Ba concentrations respectively, are evident (Table 33, Fig. 104). At the same time, significant differentiation of B and Ga in both distinguished belts takes place as a consequence of mineral composition (Table 34, Fig. 89). The trends of the increase, or decrease are dependent on their varied migration ability during the activity of hydrothermal solutions on the surrounding rocks. In the direction from the inner to the outer zone, especially evident is the rise of the Ti, Sn, Ni, Zr, Sr concentrations, or decrease of Cu and Ba respectively (Table 34).

In sedimentary kaolins of continental origin high content of B is worth of attention in the Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions, which is most probably connected with its high content in the Žiar granitoids (Table 35). High content of Ni and Cr in sedimentary kaolins of the Lučenská kotlina depression, as well as in kaolinite clays of Kiscellian and Pontian of the Lučenská kotlina depression may be affected by ultrabasics which in the source area of the Gemericum are at present known to occur at Breznička (Tables 35, 38).

7. Kaolinite clays

In our view the kaolinite clays were transported over longer distance and therefore it is often not possible to determine reliably their source area and parent rocks. They are rather significant to consider the kaolinization from wider aspect, being of special help for determining time stages of the kaolinization.

The presence of kaolinite is negligible in pre-Tertiary sediments of the Western Carpathians. In Tertiary three independent sequences of kaolinite clays were distinguished as follows: a) in the basal part of Tertiary of the Ipelská, Lučenská, Rimavská kotlina depressions and Cerová vrchovina Mts. (Kiscellian-Eggenburgian), b) in the Poltár Formation of the Lučenská and Rimavská kotlina depressions (Pontian), c) in Subvhorlat area of the East Slovakian basin (Pontian, or Rumanian respectively).

7.1. Basal Tertiary sequence of the Ipelská, Lučenská, Rimavská kotlina depressions and Cerová vrchovina Mts.

Kaolinite clays of Kiscellian to Eggenburgian in this area are a part of the Skálnik, Blh and Sefany Beds. So far they have been investigated from drill cores only which yield the opportunity to put forth the first concept of their thickness, bulk extent and mineral composition (Figs. 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112). They were sedimented in continental environment with the exception of some occurrences of the Blh Beds with marine fauna. They represent the oldest, reliably evidenced sequence of kaolinite clays in sedimentary units of the Western Carpathian Tertiary. Their presence verifies the concept

of the origin of uplifted back, which proceeded through the central part of the Inner Western Carpathians from Paleogene to Lower Miocene. It covered SW part of the Malé Karpaty, Slovenské rudohorie Mts. and northern part of the East Slovakian basin. Parent rocks comprised granitoids and crystalline schists.

7.2. The Poltár Sequence of the Lučenská kotlina depression

Pontian clays of the Poltár Sequence remain the most significant complex of kaolinite clays in the Western Carpathians. They either outcrop on the surface or are covered with Quaternary (Fig. 29). The Poltár Sequence in the Lučenská kotlina depression is emplaced on pre-Tertiary, usually kaolinized metamorphites of the Veporicum and Gemericum, or on the Lučenec Sequence (Egerian) respectively, or locally on Badenian andesite agglomerate tuffs, or on the Podrečany basalt formation respectively. It attains the thickness up to 100 m and riverain facies are the most abundant.

Kaolinite appears to be substantially present, in some cases being the only clay mineral of the Poltár Sequence (Fig. 43, Table XV, Fig. 1). The X-ray diffraction patterns of disoriented preparations display in comparison with well ordered kaolinite extremely low values of the so-called crystallinity index according to D. N. HINCKLEY (1963) (Table 36). The presence of kaolinite with varied degree of structural ordering was confirmed by intercalation (Table 37, Fig. 114). Compelling argument in favour of this view is represented by the results of acid solubility (Figs. 115, 116). From other clay minerals, montmorillonite and illite occur in the Poltár Sequence (Fig. 117), and also mineral with mixed-layer structure illite-montmorillonite (J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976) as well as halloysite (Table XV, Figs. 3, 4) are present. Oxide-hydroxide Al — gibbsite and diaspore have special position in clays of the Poltár Sequence (I. KRAUS — 1968₁, J. ŠINDELÁŘ — I. KRAUS 1976). At the deposit of clays near Breznička the presence of diaspore in association with chlorite and talc was discovered (Fig. 118).

Transport of redeposited material from source areas during the sedimentation of clays in the Poltár Sequence proceeded from the north (metamorphites and granitoids), only locally from NW, or NE respectively (neovolcanites). Montmorillonite present in kaolinite clays of the Poltár Sequence was formed in original crusts of weathering on metamorphites, or granitoids of the Veporicum and Gemericum. Halloysite mostly on neovolcanites. Free oxides hydroxide Al are not the expressions of intensive weathering in original source area, but they rather point to desilicification of kaolinite in the environment with high content of organic matter during diagenesis.

7.3. The Subvihorlat area in the East Slovakian basin

In the East Slovakian basin kaolinite clays containing tuffitic admixture and interlayers of lignite are a part of the youngest freshwater sequence in the central part of the Subvihorlat area where they attain the thickness from 80 to 150 m, exceptionally even 220 m (Fig. 120). On the basis of superposition, their preliminary ascription is to Rumanian, but in the same way they may also be correlated with Pontian. The only, substantially present clay mineral is kaolinite with disordered structure. It has characteristic diffusion and asymmetric reflex with value d_{001} in the area 7.20 — 7.35 Å (Fig. 121). On electron microphotographs it is characteristic of fine-dispersion development (Table XV., Fig. 2). This is expressed by total inability of the intercalation with potassium acetate and hydrazine as well as more rapid destruction in dissolving in 10 % HCl in

comparison with kaolinite from the Poltár Sequence (Figs. 114, 115, Table 37). The sequence of kaolinite clays which was in the East Slovakian basin identified in the Subvihorlat area, was formed by redeposition of kaolin weathering crusts being formed on pyroxenic andesites and volcanoclastics of the Vihorlat Mts. This is also pointed by identical X-ray diffraction patterns of samples of in situ kaolinized pyroxenic andesites and sedimentary kaolinite clays (Fig. 123). It turns out that the weathering of the products of andesite, or basalt volcanism respectively, contributes finally to the formation of kaolinite with highly disordered structure.

7.4. Distribution of microelements in kaolinite clays

The studied microelements in kaolinite clays of Neogene basins of the Western Carpathians may be ranged into two independent groups: a) B, Ca and partly Sr are able to indicate the character of the sedimentation environment and facial development of sedimentation basins, mainly with respect to the changes in salinity, b) V, Ni, Cr, Cu, Pb and Ti belong to this group of microelements, whose distribution in clay sediments changes rather with the character of rocks in source area (I. KRAUS 1975₁).

Kaolinite clays of the Poltár Formation and Subvihorlat area display the average content of B 29.4, or 39.5 g.t⁻¹ respectively, which corresponds to their freshwater origin. The average B content in kaolinite clays of the Skálnik Beds from the basal part of Tertiary of the South Slovakiann depression corresponds to clays deposited in marine environment (230 g.t⁻¹). Statistical data on the distribution of microelements of the second group allow to suppose that granitoids in larger extent were responsible for the formation of kaolinite clays of the Skálnik Beds of Kiscellian and for the weathering of Pontian kaolinite clays of the Poltár Sequence the crystalline schists with possible share of basic rocks (Table 38).

In the Subvihorlat area in redeposited kaolinite clays of Rumanian, respectively Pontian, the contents of B, Pb, Ga, Sn, Zr and Sr are rising in comparison to primary kaolinized pyroxenic andesites. An adverse trend was recorded in Ba and V (Table 39). We have succeeded in documenting considerable changes in the presence of certain microelements during the transport, sedimentation and diagenesis of kaolinite clays redeposited from kaolin weathering crusts of the Vihorlat Mts. into the Subvihorlat area by breaking substantially the pursued correlation relations. The correlation relation between in situ kaolinized pyroxenic andesites and redeposited kaolinite clays remained only between V and Cr (Fig. 129). In all other studied microelements either it was not generated or it was considerably broken, or it changed in some other way (Table 41).

8. Age of kaolin weathering

To divide kaolin weathering on the territory of the Western Carpathians into periods, the weathering kaolins, sedimentary kaolins, kaolinite clays, but also clayey schists and clayey limestones unless having increased kaolinite content, are taken into consideration. They may be observed in pre-Tertiary and Tertiary eras.

8.1. Pre-Tertiary

Relics of fossil weathering crusts have not been discovered in the Western Carpathian units older than Permian. The knowledge about clay minerals in clayey-carbonate rocks

of the Mesozoic is of principle significance for the establishment of the kaolin weathering stages in the Western Carpathians. So far only certain sequences in the Lower and Upper Triassic, Lias (Rhaetian), at the boundary between Upper Jurassic and Lower Cretaceous and in the Upper Cretaceous have been investigated. In Lower Triassic, an association of the clay minerals with the dominance of kaolinite in Werfenian schists of the Gemericum Meliata Group at Šankovce has been confirmed (G. HALAHYJOVÁ et al. 1968). They represent hitherto oldest known sedimentary unit in the Western Carpathians with elevated content of kaolinite. In all other investigated sequences, with the exception of Rhaetian of the Križná nappe in the Vysoké Tatry Mts., the prevalence of illite and total absence or only slight amount of kaolinite were evidenced (Figs. 132, 133, 134). Hitherto best evidenced proof for the kaolin weathering in this time span is represented by sandy limestones, quartzites and claystones of Rhaetian of the Križná nappe in the Vysoké Tatry Mts. with considerably present kaolinite in clay fraction (Fig. 135). It is confirmed by two significant circumstances.

The sedimentation space of the Križná nappe in the Vysoké Tatry Mts. was during Rhaetian supplied with the products of kaolin weathering, which were formed in near-by source area on granitoids, or crystalline schists respectively.

The boundary between the Triassic and Jurassic was in the Western Carpathians accompanied by the core mountains emerging approximately at the same places as later on, yet on smaller extent. This provides an evidence for the elevation tendencies of the cores to have been transmitted from the Mesozoic to Paleogene (M. MIŠÍK — M. RAKÚS 1964, M. MIŠÍK 1966) and from Paleogene to Neogene (I. KRAUS 1988).

In pre-Tertiary there do not exist evidences so far for the kaolin occurrences, or kaolinite clays in the time span when simultaneously the formation of bauxites is supposed. The analysis based on this principle may be used in the future for other Mesozoic clayey-carbonate complexes since it was confirmed that kaolinite is stable in diagenetic stage in the Western Carpathian Mesozoic and does not change into other clay (dickite, illite, chlorite) or other minerals (pyrophyllite).

8.2. Tertiary

The Western Carpathian area displays a specific feature of the kaolin wathering having been proceeding mainly in Tertiary, having been much more significant than generally acknowledged up to this time. The first evidences of regional kaolin weathering in Tertiary are represented by sediments of Lutetian and Priabonian in the Hornonitrianska kotlina depression (Fig. 136). By far larger bulk extent and significance are displayed by kaolinite clays of the basal part of Tertiary of the South Slovakian depression belonging to Kiscellian to Eggenburgian (Figs. 106, 107, 108, 109, 110, 111, 112). This may be treated as the oldest and reliably evidenced kaolinization stage in Tertiary, which proceeded before Egerian and during or before Oligocene (Kiscellian).

Fossil crusts of kaolin weathering, which could be on the basis of evidenced age of parent rocks situated into Lower Miocene, are missing in the Western Carpathians. In this time span it is possible to assume the supergene kaolinization only on the basis of kaolinite presence in sediments of the Neogene basins (Fig. 138). The main stage of supergene kaolinization followed after the Styrian folding phase from Badenian to Pontian. Climate for kaolin weathering was suitable in this stage, yet when compared with Oligocene, less favourable (Figs. 68, 70, 71).

Decisive role was played by favourable morphological and tectonic conditions (J. KVITKOVIČ — J. PLANČÁR 1975, E. MAZÚR 1964, M. LUKNIŠ 1966). The first stage during

Badenian, Sarmatian and Pannonian witnessed to the most extensive formation of peneplains when in still relatively favourable climate and on suitable parent rocks all significant kaolin weathering crusts have formed. In the second stage during Pontain relief and at the same time kaolin weathering crusts suffered the most intense destruction as a consequence of vertical movements of great amplitude. Unambiguous evidence is offered by the Poltár Formation of the Lučenská kotlina depression and the sequence of kaolinite clays in the Subvihorlat area in the East Slovakian basin.

The lower boundary of the Miocene stage of kaolinization may be situated into Lower Badenian on the basis of detailed analysis of a larger number of kaolin weathering crusts in the central Slovakian neovolcanites and in the East Slovakian basin. One of them is the fossil weathering crust on andesites of agglomerate tuffs at Stará Halič with radiometrically dated age of parent rock 17.3 ± 0.8 m.y. (Fig. 28).

The upper boundary of the Miocene stage of kaolinization was stated on the basis of kaolin weathering crust preserved on basalts of the Podrečany Formation of thickness up to 1 m (Figs. 141, 142). Radiometrically determined age of basalts of the Podrečany Formation falls into the interval 6—7 m.y.

Evidences for kaolin weathering in Pliocene are yielded by the crusts of weathering preserved on nephelinic basanites of the Cerová vrchovina Mts. with radiometrically stated age from 1.35 to 2.75 m.y. (Fig. 31). This stage is not significant any more for the formation of Miocene kaolin weathering crusts, since it proceeded after their redeposition into sedimentation basins. Neither it displays economical significance, since kaolinized nephelinic basanites contain high content of Fe_2O_3 and TiO_2 . Kaolinization of nephelinic basanites is connected with high value of relative stability index in the sense of J. KONTA (1984) in all minerals constituting their composition.

Captions of Figures

Fig. 1 Localization of the studied occurrences and deposits of kaolins and kaolinite clays of the Western Carpathians.

Genetic type: 1 — weathering kaolin; 2 — hydrothermal kaolin; 3 — sedimentary kaolin; 4 — kaolinite clay. Time of origin: 5 — pre-Tertiary era; 6 — Paleogene; 7 — Miocene; 8 — Pliocene; 9 — metamorphites of Precambrian; 10 — non-metamorphosed rocks of Paleozoic; 11 — metamorphites of Paleozoic; 12 — granitoids of Paleozoic; 13 — sediments of Mesozoic and Paleogene; 14 — granitoids of Mesozoic; 15 — sediments of Neogene; 16 — neovolcanites.

Fig. 2 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm of the weathering crusts on granitoids of the Malé Karpaty Mts.

1 — two-mica granodiorite of the Bratislava massif — the castle rock, clay matter after plagioclases; 2 — the same as sample 1, clay matter after biotite. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Ch — chlorite, Q — quartz, F — feldspars, glyc.-sample solvated with glycerol.

Fig. 3 X-ray diffraction pattern of clay fraction below 0.002 mm of the weathered aplitic-pegmatite granite from the core mountains Žiar, NW of the village Budiš.

M — montmorillonite, I — illite, Ch — chlorite, F — feldspars, glyc.-sample solvated with glycerol.

Fig. 4 Geological section of the area Rudno — Budiš in the Turčianska kotlina depression adapted according to J. GAŠPARIK (1969).

1 — granite; 2 — cluvial granite sands and gravels; 3 — kaolinite sands (sedimentary kaolin); 4 — sands in which the mineral composition of clay fraction was not verified; 6 — bore-hole; 7 — dislocations.

Fig. 5 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm of eluvial granite sands and gravels at the NE margin of the core mountains Žiar in bore-hole BR-8.

1 — depth 29—30 m; 2 — depth 27—28 m; 3 — depth 23—24 m; 4 — depth 19—20 m; 5 — depth 15—16 m; 6 — depth 11—12 m; 7 — depth 7—8 m; 8 — depth 3—4 m; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, F — feldspars. A—sample in natural stage, B—sample solvated with glycerol.

Fig. 6 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from weathered biotitic granodiorite.

1 — Váľkovo, 4 m from the surface; 2 — Váľkovo, 2.5 m from the surface; 3 — České Brezovo (more basic type). M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite. Sa — gypsum, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 7 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from the weathered granodiorite of the Lieskovec island;

1 — surface quarry; 2 — bore-hole SK-22, depth 59 m; 3 — bore-hole KJ-21, depth 230.5 m; 4 — bore-hole KJ-21, depth 224 m; M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, H — halloysite, Q — quartz, F — feldspars, Ca — calcite, glyc.-Sample solvated with glycerol.

Fig. 8 Exposed geological map between Kalinovo and Poltár, adapted according to J. ZUBEREC (1985).

1 — kaolinite sands of the Vyšný Petrovec type, Sarmatian (?); 2 — calcareous siltstones of the Lučenec Sequence, Egerian; 3 — metarhyolites; 4 — serpentinites; 5 — sericitic-chloritic phyllites; 6 — graphitic phyllites; 3—6 Carboniferous and Permian of the Gemericum; 7 — metasediments; 8 — sericitic metaquartzites of the Zlámanec type; 9 — metagreywackes and metaarcoses; 7—9 Permian and Lower Triassic of the envelope series of the Veporicum; 10 — the Margecany—Lubenik lineament; 11 — faults verified; 12 — faults supposed; 13 — quarry.

Fig. 9 X-ray diffraction pattern of clay fraction below 0.002 m separated from chloritic phyllite at the locality Kalinovo—Zlámanec.

Ch — chlorite, K — kaolinite, Q — quartz, glyc. — sample solvated with glycerol.

Fig. 10 X-ray diffraction patterns of clay fraction separated from sericitic metaquartzite at the locality Kalinovo—Zlámanec.

1 — fraction below 0.002 mm; 2 — fraction below 0.005 mm; 3 — fraction below 0.04 mm; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 11 X-ray diffraction patterns of clay fraction separated from sericitic phyllite at the locality Kalinovo—Zlámanec.

1 — fraction below 0.002 mm; 2 — fraction below 0.05 mm; 3 — fraction below 0.04 mm; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 12 X-ray diffraction patterns of clay fraction separated from weathered rocks at the locality Dobroč.

1 — sericitic metaquartzite, fraction below 0.002 mm; 2 — sericitic phyllite, fraction below 0.005 mm. I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 13 X-ray diffraction pattern of clay fraction separated from weathered polymict sandstones of Lower Triassic at the locality Brusník.

I — illite, K — kaolinite, Ch — chlorite, Q — quartz.

Fig. 14 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from sericitic metaquartzites at the locality Pliešovce.

I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 15 Schematic geological map of the Poproč granite according to P. Malachovský in I. DIANIŠKA et al. (1985).

1 — granite; 2 — volcanic-sedimentary complex of Early Paleozoic; 3 — the Košice Formation; 4 — zones of intensive weathering of granites; 5 — faults; 6 — occurrences of sedimentary kaolins; 7 — occurrence of kaolinized granite eluvial sand.

Fig. 16 X-ray diffraction patterns of kaolinized granite eluvial sands at the locality Poproč.

1 — fraction below 0.002 mm; 2 — fraction below 0.005 mm; 3 — fraction below 0.04 mm. I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 17 Geological profile of kaolin deposit at Horná Prievrana according to V. HANO (in V. HANO et al. 1971).

1 — sandy loam, Quaternary; 2 — clay, sandy clay, sand of the Poltár Formation, Pontian; 3 — kaolinite sand (sedimentary kaolin); 4 — in situ kaolin; 5—4 Upper Sarmatian-Pannonian; 5 — metarhyolite; 3—4 Upper Sarmatian — Pannonian; 6 — sericitic-chloritic phyllite; 5—6 Late Paleozoic; 7 — bore-holes.

Fig. 18 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from metamorphites at the deposit Horná Prievrana.

1 — kaolin from metarhyolites; 2 — kaolin from sericitic-chloritic phyllites; 3 — weathered sericitic-graphitic phyllite. K — kaolinite, I — illite, Br — brammallite, Q — quartz.

Fig. 19 X-ray diffraction patterns of kaoline from metarhyolite at the deposit Horná Prievrana.

1 — fraction below 0.001 mm; 2 — fraction 0.001—0.002 mm; 3 — fraction 0.002—0.005 mm, Br — Brammallite, K — kaolinite, F — feldspars.

Fig. 20 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from weathered sericitic-chloritic phyllites at the deposit Horná Prievrana;

1 — quarry Horná Prievrana; 2 — Horná Prievrana, bore-hole HPV-148, depth 21 m. K — kaolinite, I — illite, IM — mixed-layer mineral, Q — quartz, glyc. — sample solvated with glycerol.

Fig. 21 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm separated from the Gemericum phyllites.

1 — Kupná Hora bore-hole PKV-104, depth 4.5 m; 2 — Kupná Hora bore-hole PKV-104, depth 9.5 m; 3 — Kupná Hora bore-hole PKV-137, depth 40.5 m; 4 — Kupná Hora bore-hole PKV-123, depth 16.5 m; 5 — Halier, road cut; K — kaolinite, Ch — chlorite, I — illite, M — montmorillonite, Q — quartz.

Fig. 22 The map of mineral associations of clay mineral raw materials and zeolites at the SW margin of the Kremnické vrchy Mts.. Drafted by I. KRAUS in I. KRAUS et al. (1980).

1 — coarse waste and gravel; 2 — clay and tuffite; 3 — limnoquartzite; 4 — monomineral bentonite; 5 — bentonite with the admixture of kaolinite and cristobalite; 6 — kaolinized tuff; 7 — kaolinized rhyolite; 8 — kaolinite-montmorillonite clay; 9 — mixed-layer mineral illite-montmorillonite from rhyolite tuffs; 10 — mixed-layer mineral illite-montmorillonite from rhyolites; 11 — zeolite tuff; 12 — non-decomposed felsitic rhyolite; 13 — non-decomposed rhyolite tuff; 14 — delimitation of deposits; 15 — assumed faults; 1 — Quaternary; 2—13 Upper Sarmatian-Lower Pannonian of the Jastrabá Formation according to V. KONEČNÝ et al. (1983).

Fig. 23 Geological profile of the kaolin occurrence at Podháj near Žiar n. Hronom according to J. ZUBEREC (1983).

1 — coarse waste; 2 — limnoquartzite; 3 — tuffite; 4 — kaolinite-montmorillonite clay; 5 — rhyolite partly decomposed tuff; 6 — rhyolite mostly non-decomposed tuff; 7 — kaolin; 8 — microgranitic mostly non-decomposed rhyolite; 9 — plagioclase mostly non-decomposed rhyolite. 1 — Quaternary; 2—9 Upper Sarmatian-Lower Pannonian of the Jastrabá Formation according to V. KONEČNÝ et al. (1983); 10 — bore-holes.

Fig. 24 X-ray diffraction patterns of kaoline fraction below 0.002 mm in bore-hole ŽP-5 at the locality Podháj near Žiar n. Hronom.

1 — depth 25.5 m; 2 — depth 18.2 — 19.0 m; 3 — depth 12 m. M — motmorillonite, K — kaolinite, Q — quartz, Cr — cristobalite, F — feldspars, Sa — gypsum. glyc. — sample solvated with glycerol.

Fig. 25 Geological profile of the deposit Pukanec according to S. POLÁŠEK (1960).

1 — coarse waste and loam, Quaternary; 2 — andesite gravels; 3 — overlying clayey-tuffitic sequence; 4 — lignite; 2—5 Upper Sarmatian-Lower Pannonian; 6 — underlying kaolinized volcanic complex; 7 — andesite tuffs; 8 — pyroxenic and amphibolite-biotitic andesites; 6—8 Upper Badenian-Lower Sarmatian; 9 — bore-holes.

Fig. 26. X-ray diffraction patterns of kaolinized andesite tuffs of fraction below 0.002 mm at Pukanec in bore-hole VPC-80.

1 — depth 79.2 m; 2 — depth 83 m; 3 — depth 86 m; 4 — depth 98 m. K — kaolinite, H — halloysite, Q — quartz, Cr — cristobalite.

Fig. 27 X-ray diffraction patterns of kaolinized andesite agglomerate tuffs of fraction below 0.002 mm at the locality Brusník.

1 — lower part of weathering crust; 2 — upper part of weathering crust; 3 — redeposited clay. M — montmorillonite, K — kaolinite, H — halloysite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 28 X-ray diffraction patterns of kaolinized andesite agglomerate tuffs of fraction below 0.002 mm at the locality Halič in bore-hole THV-18.

1 — depth 25.4 m; 2 — depth 22.4 m. K — kaolinite, H — halloysite.

Fig. 29 Extent of Pontian in the Lučenská and Rimavská kotlina depressions.

1 — basalt formation of the Cerová vrchovina Mts., Pliocene-Pleistocene; 2 — the Poltár Formation, Pontian; 3 — the Podrečany basalt formation, Pontian; 4 — pre-Pontian Tertiary rocks; 5 — pre-Tertiary rocks; 6 — faults.

Fig. 30 X-ray diffraction patterns of kaolinized basalt tuffs of fraction below 0.002 mm at the locality Pinciná.

1 — lower part of the quarry wall; 2 — middle part of the quarry wall; upper part of the quarry wall. K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 31 X-ray diffraction patterns of kaolinized nephelinic basanites of fraction below 0.002 mm of the Cerová vrchovina Mts. at the locality Šíd.

1 — clay ball of pale-grey in kaolinized nephelinic basanite; 2 — kaolinized nephelinic basanite; 3 — the same as sample 2. K — kaolinite, Cr — cristobalite.

Fig. 32 Profile of the weathering crust on nephelinic basanite of the Cerová vrchovina Mts. at Šiatorská Bukovina according to J. ČURLÍK (1980).

1 — humic horizon; 2 — ruptured blocks of ferruginous crust; 3 — clay residuum; 4 — desintegrated nephelinic basanite; 5 — weakly weathered to fresh nephelinic basanite.

Fig. 33 X-ray diffraction pattern of fraction below 0.002 mm of rhyolite pumiceous tuffs Sejkov — Vyšné Nemecké, bore-hole U-8, depth 117.5 m. K — kaolinite.

Fig. 34 X-ray diffraction patterns of fraction below 0.002 mm of kaolinized tuffs of the Vihorlat Mts. at the locality Poruba pod Vihorlatom.

1 — bore-hole PV-7, depth 16.3 m; 2 — bore-hole PV-7, depth 8.6 m; K — kaolinite, H — halloysite, Cr — cristobalite.

Fig. 35 The presence of minerals in fraction below 0.005 mm on the basis of the semiquantitative X-ray analysis in kaolinized rhyolite in bore-holes ŽKV-61 and ŽKV-85 at the locality Bartošova Lehôtka — Okolo salaša.

1 — kaolinite; 2 — montmorillonite; 3 — cristobalite; 4 — feldspars; 5 — quartz; 6 — sampling place of analyzed sample.

Fig. 36 The presence of minerals in fraction below 0.005 mm on the basis of the semiquantitative X-ray analysis of altered rhyolite tuffs in bore-holes GV-98 and GV-109 at the locality Dolná Ves.

1 — kaolinite; 2 — montmorillonite; 3 — cristobalite; 4 — feldspars; 5 — quartz; 6 — sampling place of analyzed sample.

Fig. 37 The presence of minerals in fraction below 0.005 mm on the basis of the semiquantitative X-ray analysis of altered rhyolite tuffs in bore-holes at the locality Dolná Ves.

1 — kaolinite, 2 — mixed-layer mineral IM; 3 — feldspars; 4 — quartz; 5 — rhyolite tuffs; 6 — sampling place of analyzed sample.

Fig. 38 X-ray diffraction pattern with Fourier transformation according to MAC EVAN (1956) of the mixed-layer mineral IM with random structure from the deposit Dolná Ves.

Fig. 39 X-ray diffraction patterns of mixed-layer mineral with distinct share of nets of illite and montmorillonite types at the deposit Dolná Ves.

a — unsaturated, b — saturated with glycerol, c — saturated with ethylene glycol.

Fig. 40 Geological profile of halloysite deposit Michalovce—Biela Hora according to M. KOŠUTH (1981).

1 — clays; 2 — clayey gravels; 1—2 Seňa Sequence Upper Miocene; 3 — halloysite; 4 — tuffs, tuffites, tuffitic clays; 5 — rhyolites; 3-5 — Middle Sarmatian; 6 — marly clays (Kolčovo Sequence Upper Badenian-Lower Sarmatian); 7 — bore-holes.

Fig. 41 X-ray diffraction patterns of fraction below 0.002 mm from the deposit of halloysite Michalovce—Biela Hora.

1 — lower part of halloysite lense, pale-grey main substance; 2 — the same as sample 1, clay ball pale-green in colour. K — kaolinite, H — halloysite, Cr — cristobalite.

Fig. 42 X-ray diffraction patterns of kaolin of fraction below 0.002 mm at the locality Jovsa in the Vihorlat Mts.

1 — natural state; 2 — solvated with glycerol; 3 — after saturating with potassium acetate; 4 — after saturating with hydrazine; 5 — after saturating with KOH; 6 — solvated with glycerol after saturation with KOH.

Fig. 43 X-ray diffraction pattern of clayey gravels of fraction below 0.002 mm (M. DURAY 1977). Interchange junction Bratislava-Suché Mýto. I — illite, K — kaolinite.

Fig. 44 X-ray diffraction patterns of sandy clay at Jedľové Kostofany.

1 — fraction below 0.002 mm; 2 — fraction below 0.005 mm; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 45 X-ray diffraction pattern of kaolinite sand (sedimentary kaolin) of fraction below 0.002 mm at Bojnice in NW part of the Hornonitrianska kotlina depression.

K — kaolinite.

Fig. 46 X-ray diffraction patterns of kaolinite sand (sedimentary kaolin) at Kanianka in NW part of the Hornonitrianska kotlina depression.

1 — road cut, fraction below 0.002 mm; 2 — road cut, fraction below 0.005 mm; 3 — road cut, fraction below 0.04 mm; 4 — dugout, fraction below 0.002 mm; 5 — dugout, fraction below 0.005 mm; 6 — dugout, fraction below 0.04 mm. I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 47 X-ray diffraction patterns of kaolinite sand (sedimentary kaolin) of fraction below 0.002 mm in the area Budiš—Rudno in the Turčianska kotlina depression.

1 — Rudno, sand pit at the cemetery; 2 — Budiš, sand pit at school; 3 — Rudno, NW margin of the village. K — kaolinite, I — illite, Q — quartz, Cr — cristobalite.

Fig. 48. Geological profile of the area of the weathering and sedimentary kaolins between Horná Prievrana and Vyšný Petrovec in the Lučenská kotlina depression. (I. KRAUS — V. HANO 1976).

1 — clays, sandy clays and sands of the Poltár Sequence, Pontian; 2 — sedimentary kaolin of the kaolinite sand type, Pontian, or Sarmatian-Pannonian; 3 — weathering kaolin; 4 — calcareous siltstones and claystones of the Lučenc Sequence, Egerian; 5 — phyllites and metarhyolites. Early Paleozoic of the Gemericum; 6 — bore-holes.

Fig. 49 X-ray diffraction patterns of kaolinite sand (sedimentary kaolin) of fraction below 0.002 mm from Vyšný Petrovec in the Lučenská kotlina depression.

1 — kaolinite sands of the first type derived from phyllites; 2 — kaolinite sands of the second type derived from metarhyolites. K — kaolinite; M — type of K-hydromica; M₁ — type of Na-hydromica (brammallite), Q — quartz.

Fig. 50 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm from the locality Rudník in the Košická kotlina depression.

1 — sedimentary kaolin, bore-hole R-4, depth 21.2 m; 2 — clay, bore-hole R-4, depth 17.7 m; 3 — clay, bore-hole R-4, depth 15 m. M — motmorillonite, I — illite, K — kaolinite, glyc. — sample solvated with glycerol.

Fig. 51 X-ray diffraction patterns of kaolinite sand (sedimentary kaolin) from the locality Rudník in the Košická kotlina depression in bore-hole R-1.

1 — depth 19 m; 2 — depth 13.8 m. I — illite, K — kaolinite.

Fig. 52 Geochemical profile of kaolin weathering on anorthosite of the Volyn massif on the Ukrainian peak according to J. A. RUSKO (1976). 1 — TiO_2 ; 2 — Al_2O_3 ; 3 — Fe_2O_3 ; 4 — FeO ; 5 — MgO ; 6 — CaO ; 7 — K_2O ; 8 — Na_2O ; 9 — H_2O ; 10 — SiO_2 ; 11 — the zone of initial decomposition and mechanical desintegration; 12 — the zone of initial decomposition; 13 — the zone of total kaolinization; 14 — non-decomposed parent rock.

Fig. 53 Mineralogical zoning in weathering crusts in dependence on climate and movements of vadose waters. (G. PEDRO 1971).

Fig. 54 Supply-removal diagram of components of kaolinized granitoids of the Western Carpathians constructed according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from data on chemical analyses in Tables 5, 6, 19.

1 — kaolinized two-mica Carlsbad granite; 2 — kaolinized two-mica granite at the locality Váfkovo; 3 — kaolinized granodiorite in bore-hole KJ-21; 4 — kaolinized granite eluvial sand at the locality Poproč; 5 — kaolinized granite eluvial sand and gravel in bore-hole BR-8 in the core mountains Žiar.

Fig. 55 X-ray diffraction pattern of K-feldspars separated from kaolinized granite eluvial sands at the locality Poproč.

Fig. 56 X-ray diffraction patterns of weathering crust developed on biotitic tonalite in bore-hole KJ-21 near Lieskovec.

A — in natural state separated fraction after feldspars, B — in natural state separated fraction after biotite. 1 — depth 246.8 m; 2 — depth 230.5 m; 3 — depth 222.5. I — mica, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 57 Correlation relation between SiO_2 and Al_2O_3 in kaolinized sericitic phyllites at the locality Kalinovo—Zlámanec in bore-hole VZ-619. r-coefficient of correlation.

Fig. 58 Correlation relation between SiO_2 and Al_2O_3 in kaolinized sericitic metaquartzites at the locality Kalinovo—Zlámanec in bore-holes VZ-544 and VZ-614.

r — coefficient of correlation.

Fig. 59 Correlation relation between Al_2O_3 and K_2O in kaolinized sericitic metaquartzites at the locality Kalinovo—Zlámanec in bore-holes VZ-567 and VZ-544.

r — coefficient of correlation.

Fig. 60 X-ray diffraction patterns from the kaolin deposit Horná Prievrana.

1 — non-decomposed metarhyolite; 2 — partly kaolinized metarhyolite; 3 — kaolin from metarhyolite. I — muscovite/sericite, or illite (K-micas), Br — brammalite (Na-mica), K — kaolinite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 61 X-ray diffraction patterns from the kaolin deposit Horná Prievrana.

1 — non-decomposed sericitic-chloritic phyllite; 2 — partly kaolinized sericitic-chloritic phyllite; 3 — dimethyl sulphoxide kaolinite complex in partly kaolinized sericitic-chloritic phyllite; 4 — kaolin from sericitic-chloritic phyllite. I — muscovite/sericite, or illite (K-micas), K — kaolinite, CH — chlorite, Q — quartz.

Fig. 62 Distribution of Na_2O , K_2O , MgO from chemical analyses of metarhyolite. Horná Prievrana. ○ non-decomposed metarhyolite, △ partly kaolinized metarhyolite; □ kaolin from metarhyolite.

Fig. 63 Supply-removal diagram of individual components at the kaolinization of metarhyolite at the deposit Horná Prievrana constructed according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Table 8.

Fig. 64 Distribution of Na_2O , K_2O , MgO from chemical analyses of sericitic-chloritic phyllite.

○ non-decomposed phyllite; △ partly kaolinized phyllite; □ kaolin from phyllite.

Fig. 65 Supply-removal diagram of components at kaolinization of sericitic-chloritic phyllite at the deposit Horná Prievrana constructed according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Table 8.

Fig. 66 Supply-removal diagram of components at kaolinization of the products of andesite volcanism in central (Pukanec) and eastern (Petrovce) Slovakia according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Table 23.

Fig. 67 Supply-removal diagram of components at kaolinization of products of basalt volcanism at the Cerová vrchovina Mts. according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Table 25

Fig. 68 Paleothermal curves for the western and central Europe according to F. GÓCZÁN (1973); 1 — temperature of marine water for western Europe determined from isotope analysis of oxygen of belemnite tests; 2 — air temperature for the central Europe from microfloristic data.

Fig. 69 Number of occurrences of kaolin deposits, Al-laterites and Ca-bauxites of different age in Europe according to M. KUŽVART — J. KONTA (1968).

Fig. 70 Climatic conditions for kaolin weathering of the Bohemian Massif according to M. STÖRR et al. (1978).

Fig. 71 Paleoclimatic development in the Neogene of the central Paratethys from microfloristic data according to E. PLANDEROVA (1975).

1 — subtropical with high content of arcto-Tertiary flora; 2 — subtropical Mediterranean, relatively warm; 3 — subtropical colder; 4 — mild warm; 5 — mild cold.

Fig. 72 The development scheme of the weathering crust in dependence on relief of the land. Adapted according to J. P. SELIVERSTVOV (1983).

1 — parent rock; 2 — products of kaolin weathering; 3 — products of laterite weathering; 4 — consolidated clastic surficial products of weathering; 5 — paleorelief; h — height of relief; h_0 — relative superelevation of relief level.

Fig. 73 Schematic profile of the western part of the Slovenské rudohorie Mts. with preserved relics of weathering crusts according to R. ONDRÁŠIK (1970).

1 — granitoids of the Veporicum massif; 2 — relics of weathering crust; 3 — andesites of the Poľana stratovolcano; 4 — andesite pyroclastics of the Poľana stratovolcano; 3-4 Badenian-Lower Sarmatian; 5 — fault zones.

Fig. 74 The scheme of synchronous zoning according to R. H. SALES — C. MEYER in G. T. VOLOSTNYCH (1972).

1 — ascend of hydrothermal solutions; 2 — non-decomposed monzonite; 3 — sericite zone; 4 — kaolinite zone; 5 — montmorillonite zone; 6 — chlorite zone.

Fig. 75 Scheme of synchronous-pre-ore (A), or topochronous-ore and post-ore zonings (B) respectively according to G. T. VOLOSTNYCH (1972).

1—2 the zones of solfatar umbrella; 3 — zone of strong leaching (kaolinite); 4—5 the zones of mild leaching with authigenic minerals originating in alkaline environment; 7 — aureole of topochronous-ore metasomatism; strong (I), mild (II), weak (III); 8 — zone of topochronous-post-ore metasomatism; 9 — dislocations; a', b', c', a, b, c — shifting of zones during synchronous (pre-ore) metasomatism.

Fig. 76 Geological profile of kaolin deposit Királyhegy near Mád (Hungary) according to E. NEMECZ et al. (1963).

1 — clay overburden; 2 — rhyolite; 3 — lapilli rhyolite tuff; 4 — rhyolite tuff; 5 — silicite zone; 6 — kaolinite zone; 7 — montmorillonite zone; 8 — rectorite zone; 9 — rhyolite tuff with illite; 10 — dislocations; 11 — ascend ways of hydrothermal solutions; 12 — bore-holes.

Fig. 77 The change in porosity of hydrothermally altered rocks according to E. W. TOOKER (1963) in CH. BARNES ed. (1970). a-average values, b-maximal and minimal values;

1 — the outer zone; 2, 3, 4 — transition zones (central); 5 — the inner zone.

Fig. 78 The relation between porosity (a) and density (b) of rocks according to G. T. VOLOSTNYCH (1972).

1 — chlorite zone, (the outer); 2 — chlorite-montmorillonite zone; 3 — montmorillonite-kaolinite zone; 4 — montmorillonite-kaolinite-chamosite zone; 5 — kaolinite-chamosite zone; 6 — chamosite-quartz zone.

Fig. 79 Possible course of kaolinization in the Western Carpathian nevolcanites according to the scheme reported by H. H. MURRAY et al. (1977);

1 — clay overburden; 2 — kaolin; 3 — weakly kaolinized rhyolite; 4 — descendent surficial waters causing supergene kaolinization; 5 — ascendent thermal waters causing hydrothermal kaolinization.

Fig. 80 Geological map of the Kremnica ore field adapted according to the map of J. LEXA.

1 — biotitic-amphibolic andesite of the Krahule Formation; 2 — amphibolic-pyroxenic andesite of the Kremnický peak Formation; 3 — pyroxenic andesite of the Turček Formation; 4 — propylites of the Zlatá Studňa Formation; 5 — extrusive domes of amphibolic-pyroxenic andesites of the Zlatá Studňa Formation; 6 — extrusive domes of rhyolites of the Jastrabá Formation; 7 — extrusive domes of plagioclase rhyolites of the Jastrabá Formation; 8 — extrusive domes of quartz-sanidine rhyolites of the Jastrabá Formation; 9 — lava flows of quartz-sanidine rhyolites of the Jastrabá Formation; 10 — redeposited tuffs of the Jastrabá Formation; 11 — dykes of rhyolites of the Jastrabá Formation; 12 — ore veins; 13 — eluvial-deluvial loams and debris; 14 — faults; 15 — bore-holes, 1—3 Upper Badenian-Lower Sarmatian; 4—5 Badenian; 6—11 Upper Sarmatian-Lower Pannonian; 13 — Quaternary. Assignment of rocks according to V. KONEČNÝ et al. (1983).

Fig. 81 Transverse profile through the Kremnica ore field according to M. BÖHMER et al. (1969).

1 — amphibolic-pyroxenic andesites with biotite; 2 — pyroxenic andesites; 3 — equal complex of effusives and intrusives affected by propylitization and alteration into clay minerals; 4 — tuffs, 5 — dykes of rhyolites; 6 — basement of nevolcanites generally; 7 — quartz Au-bearing veins; 8 — veins and bedded positions of opalites; 9 — dislocations; 10 — survey bore-holes. Assignment of rocks according to V. KONEČNÝ et al. (1983):

1 — Formation of the Kremnický peak, Upper Badenian-Lower Sarmatian; 2, 3, 4 — the Zlatá Studňa Formation, Badenian; 5 — the Jastrabá formation, Upper Sarmatian-Lower Pannonian. 1 — 3 Upper Badenian-Lower Sarmatian, 4 — 5 Badenian, 6 — 11 Upper Sarmatian-Lower Pannonian, 13 — Quaternary.

Fig. 82 X-ray diffraction patterns of altered andesites of the central zone of the Kremnica ore field at the IInd horizon of the quartz-Au-bearing vein Helena.

1 — filling of vein; 2 — filling of vein; 3 — filling of vein. I-hydromuscovite.

Fig. 83 X-ray diffraction patterns of altered andesites of the central zone of the Kremnica ore field at the Vth horizon of the quartz-Au-bearing vein Helena.

1 — in the underlier of vein 7 m; 2 — in the underlier of vein 0.5 m; 3 — filling of vein; 4 — in the overlier of vein 0.5 m, I — hydromuscovite, K — kaolinite.

Fig. 84 X-ray diffraction patterns of altered andesites of the central zone of the Kremnica ore field at the Vth horizon of the quartz-Au-bearing Rudná vein.

1 — filling of vein; 2 — in the overlier of vein 0.3 m; 3 — in the overlier of vein 0.5 m; I — hydromica, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 85 X-ray diffraction patterns of altered andesites of the central zone of the Kremnica ore field at the IInd horizon of the quartz-Au-bearing vein Helena.

1 — in the underlier of vein 8 m; 2 — filling of vein; 4 — in the overlier of vein 5 m; 5 — in the overlier of vein 7 m; 6 — in the overlier of vein 9 m, I — hydromuscovite, IM — mixed-layer mineral, Ch — chlorite, K — kaolinite.

Fig. 86 X-ray diffraction patterns of altered andesites (samples 1, 2, 3) and rhyolites (sample 4) of the central zone of the Kremnica ore field.

1 — Václav adit — crosscut, 4 m in the underlier of the Schrämen vein; 2 — the Schrämen vein,

surficial outcrop at Šturec; 3 — the Schrämen vein, surficial outcrop at Šturec; 4 — dyke of rhyolite in the underlier of the Schrämen vein, Václav adit — directional. I — hydromuscovite, K — kaolinite, J — jarosite.

Fig. 87 X-ray diffraction patterns of altered andesites of the northern zone of the Kremnica ore field in bore-hole KR-2.

a — samples boiled in HCl, b — samples annealed 1/2 hour at temperature 600°C. M — montmorillonite, K — kaolinite, Cr — cristobalite, Ca — calcite, L — lepidocrocite.

Fig. 88 Supply-removal diagram of components in supergene (Podháj) and hydrothermal (Bar-tošova Lehôtka) kaolinizations of rhyolites of the mineral association $K \pm M$, Cr, Q compiled according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses presented in Tables 22 and 27.

Fig. 89 The scheme of lateral zoning at the alteration of rhyolite tuffs at SW margin of the Kremnické vrchy Mts.

1 — association $IM \pm K$, Q; 2 — association $K \pm M$, H, Cr, Q with relatively higher content of kaolinite; 3 — association $K \pm M$, H, Cr, Q with relatively lower content of kaolinite; 4 — association $M \pm K$, Cr; 5 — association $Z \pm M$, K, Cr; 6 — monomineral bentonite. IM-mixed layer mineral, K — kaolinite, M — montmorillonite, H — halloysite, Z — zeolites (clinoptilolite and mordenite), Q — quartz, Cr — cristobalite.

Fig. 90 Supply-removal diagram of components at the hydrothermal kaolinization of rhyolites and rhyolite tuffs from the area of Dolná Ves of the mineral association $K \pm IM$, Q according to R. M. Garrels — F. T. MACKENZIE (1971) on the basis of chemical analyses in Table 27.

Fig. 91 Scheme of zoning in the central volcanic zone of Javorie at the occurrence Podpolom according to V. KONEČNÝ (in J. ŠTOHL et al. 1981).

1 — zone of silicites; 2 — zone of argillitized silicites; 3 — zone of argillitization; 4 — delimitation of the zone of propylitization; 5 — hypersthene andesite of the formation Javorie; 6 — augitic-hypersthene andesite of the Blýskavica formation; 7 — diorite porphyry; 8 — bore-holes.

Fig. 92 X-ray diffraction patterns of samples in bore-hole KŠ-19 adopted from E. ŽÁKOVÁ (1982) from the central volcanic zone of Javorie at the locality Podpolom.

1 — depth 32.5 m; 2 — depth 16.1 m; 3 — depth 6.5 m; 4 — depth 2.8 m. M — montmorillonite, K — kaolinite, P — pyrophyllite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 93 X-ray diffraction patterns of samples in bore-hole KŠ-16 adopted from E. ŽÁKOVÁ (1982) from the central volcanic zone of Javorie at the locality Podpolom.

1 — depth 26.8 m; 2 — depth 14.7 m; 3 — depth 1 m. I — illite, K — kaolinite, Am — aluminite, Cr — cristobalite, Q — quartz.

Fig. 94 X-ray diffraction patterns of samples in bore-hole KŠ-18 adopted from E. ŽÁKOVÁ (1982) from the central volcanic zone of Javorie at the locality Podpolom.

1 — depth 49.3 m; 2 — depth 39.4 m; 3 — depth 11.7 m. M — montmorillonite, Ch — chlorite, I — illite, K — kaolinite, P — pyrophyllite, Cr — cristobalite, Q — quartz.

Fig. 95 X-ray diffraction patterns of samples in bore-hole KŠ-20 adopted from E. ŽÁKOVÁ (1982) from the central volcanic zone of Javorie at the locality Podpolom.

1 — depth 36.2 m; 2 — depth 18.5 m; 3 — depth 6.5 m. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Cr — cristobalite, Q — quartz, Ca — calcite.

Fig. 96 Supply-removal diagram of components at the decomposition of rhyolites and rhyolite tuffites at the deposit Michalovce—Biela Hora, compiled according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) on the basis of chemical analyses in Table 28.

Fig. 97 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm of weathered fragments of granodiorite of the Bratislava massif in conglomerates (sample 1) and sandy clays (sample 2) at the locality Lozorno in the Danube basin.

1 — illite, M — montmorillonite, K — kaolinite, glyc. — sample solvated with glycerol.

Fig. 98 Supply-removal diagram of components in sedimentary kaolins of the Danube basin, Hornonitrianska and Turčianska kotlina depressions redeposited from kaolinized granitoids of core mountains of the Tatricum according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Tables 3, 11, 12.

Fig. 99 Supply-removal diagram of components in sedimentary kaolins of the Lučenská and Košická kotlina depressions redeposited from kaolinized metamorphites and granitoids of the Gemericum according to R. M. GARRELS — F. T. MACKENZIE (1971) from chemical analyses in Tables 8, 13, 26.

1 — Vyšný Petrovec originating from kaolinized metarhyolites; 2 — Vyšný Petrovec originating from kaolinized phyllites; 3 — Nováčany coming from kaolinized granites (kaolinite sand); 4 — Nováčany, coming from kaolinized granites — (kaolinite clay).

Fig. 100 Distribution diagrams of microelements in kaolin weathering crusts of the Western Carpathians.

Fig. 101 Distribution diagrams of microelements of hydrothermal kaolinization of the Western Carpathians.

Fig. 102 Correlation relation between Ni and Co in partial assemblage of weathering kaolins of the Western Carpathians. r — coefficient of correlation.

Fig. 103 Correlation relation between V and Cr in partial assemblage of weathering kaolins of the Western Carpathians. r — coefficient of correlation.

Fig. 104 Correlation relation between V and Cr in partial assemblage of hydrothermal kaolins of the Western Carpathians. r — coefficient of correlation.

Fig. 105 Correlation relation between Sn and Be in partial assemblage of hydrothermal kaolins of the Western Carpathians. r — coefficient of correlation.

Fig. 106 Localization of bore-holes with kaolinite clays in basal Tertiary sequence of the Ipeľská, Lučenská and Rimavská kotlina depressions and the Cerová vrchovina Mts.

Fig. 107 Schematic profile of bore-hole JH-1 at Nižný Skálnik and bore-hole LR-5 at Rimavská Sobota in the Rimavská kotlina depression (D. VASS 1985).

1 — limestones; 2 — schists; 3 — schists and sandstones; 4 — clays; 5 — conglomerates, or gravels respectively; 6 — calcareous siltstones and claystones; 7 — organogene limestones; 8 — calcareous silstones; 9 — loam and debris.

Fig. 108 Schematic profile of bore-hole FV-1 at Blhovce in the Cerová vchovina Mts. adapted according to D. VASS et al. (1986).

1 — conglomerates with fragments of quartz and phyllites; 2 — calcareous claystones; 3 — calcareous silstones with rhythmically alternating positions of slacking silstones; 4 — calcareous silstones; 5 — sandstones; 6 — gravels and loam.

Fig. 109 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm of the Skálnik and Blh Beds belonging to Kiscellian in bore-hole JH-1 at Nižný Skálnik.

1 — depth 204.6 m; 2 — depth 192.1 m; 3 — depth 182.9 m; 4 — depth 174.7 m; 5 — depth 160.8 m; Patterns 1—4 belong to the Skálnik Beds, patterns 5—6 belong to the Blh Beds. I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, Ca — calcite.

Fig. 110 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm of the Skálnik Beds belonging to Kiscellian in bore-hole LR-5 at Rimavská Sobota.

1 — depth 535 m; 2 — depth 522.6 m; 3 — depth 515.3 m; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 111 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm in bore-hole VV-1 at Seľany according to B. ČIČEL — D. VASS (1964).

1 — depth 347 m; 2 — depth 337 m; 3 — depth 331 m. I — illite, K — kaolinite.

Fig. 112 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.002 mm in bore-hole FV-1.

1 — 1056.4 m; the Blh Beds, Kiscellian; 2 — depth 911.2 m, the Číž Beds, Kiscellian; 3 — depth 304.6 m, the Lučenec Sequence, Egerian; 4 — depth 59.9 m, the Filakovo Sequence, Eggenburgian. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, Cr — cristobalite, Ca — calcite, glyc.-sample solvated with glycerol.

Fig. 113 Characteristic X-ray diffraction patterns of clays with disordered structure of kaolinite of fraction below 0.002 mm.

1 — the Poltár Sequence, Halič-Kopáň, bore-hole KHV-30; 2 — the Subviharlat area, Hnojné, bore-hole Hn-40.

Fig. 114 X-ray diffraction patterns of intercalated samples with disordered structure of kaolinite (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972).

A — kaolinite clay of the Poltár Formation, Halič-Kopáň, bore-hole KHV-30. B — kaolinite clay of the Subviharlat area, Hnojné, bore-hole HN-40, depth 80 m.

1 — in natural state, fraction below 0.002 mm; 2 — saturated with potassium acetate; 3 — washed by distilled water; 4 — unsaturated with glycerol; 5 — saturated with hydrazine; 6 — washed with distilled water; 7 — saturated with glycerol; 8 — saturated with hydrazine, fraction below 0.005 mm; 9 — saturated with hydrazine, fraction 0.005 — 0.001 mm; 10 — saturated with hydrazine, fraction 0.001 — 0.002 mm.

Fig. 115 X-ray diffraction patterns of insoluble remnants after dissolving kaolinite clays with disordered structure in 10% NHCl (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972).

A — kaolinite clay of the Poltár Formation Halič-Kopáň, bore-hole KHV-30. B — Kaolinite clay of the Subviharlat area, Hnojné, bore-hole HN-40, depth 80 m.

Fig. 116 Diagram of acid solubility of kaolinite clays with disordered structure of kaolinite (I. KRAUS — I. HORVÁTH 1972). The values α denote the degree of relative conversion n/n_0 in the sense of M. C. GASTOUCH — I. I. FRIPIAT (1962).

A — kaolinite clay of the Poltár Formation Halič-Kopáň, bore-hole KHV-30. B — kaolinite clay of the Subviharlat area, Hnojné, bore-hole Hn-40, depth 80 m.

Fig. 117 X-ray diffraction patterns of kaolinite clays of the Poltár Formation Točnica—Podrečany, bore-hole VTJ-107, depth 5—7 m.

1 — fraction below 0.002 mm, 2 — fraction below 0.04 mm, 3 — fraction below 0.06 mm. M — montmorillonite, I — illite/muscovite, K — kaolinite, glycerol-sample saturated with glycerol.

Fig. 118 X-ray diffraction patterns of clay from the Poltár Formation Brezňička, fraction below 0.002 mm.

1 — part of sample with diasporite and talc; 2 — a part of sample without diasporite and talc. Ch — chlorite, K — kaolinite, Ma — talc, Di — diasporite, Q — quartz.

Fig. 119 Localization of bore-holes in the East Slovakian basins which provided a helpful tool to determine the mineral associations (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

1 — Neogene; 2 — neovolcanites; 3 — Paleogene and pre-Paleogene units; 4 — bore-holes; 5 — the main direction of transport from volcanogene source area; 6 — the main directions of transport from non-volcanogene source area; 7 — assumed southern boundary of kaolinite clays extent in the Subviharlat area.

Fig. 120 Mineralogical-geochemical conditions of kaolinite clays of the Subviharlat area stated by the semiquantitative X-ray analysis and qualitative spectral analysis.

1 — kaolinite; 2 — illite; 3 — montmorillonite; 4 — quartz.

Fig. 121 X-ray diffraction patterns of kaolinite clay of the Subviharlat area.

Bore-hole HN-40, depth 80 m; 2 — bore-hole HN-40, depth 94.4 m; 3 — bore-hole HN-88, depth 54.8 m; 4 — bore-hole Hn-273, depth 62 m; 5 — bore hole BL-2, depth 161 m. K — kaolinite, M — montmorillonite, Cr — cristobalite, Q — quartz, F — feldspars, glyc.-sample solvated with glycerol.

Fig. 122 Coefficient of chemical maturity Al_2O_3/Na_2O in bore-hole at Blhovce in the Cerová vrchovina Mts.

1 — conglomerates with fragments of quartz and phyllites (the Blh Beds); 2 — calcareous clays-tones; 3 — calcareous siltstones; 4 — sandstones.

Fig. 123 X-ray diffraction patterns:

1 — in situ kaolinized andesite tufts of the Vihorlat Mts.; 2 — kaolinite clays of the Subvihorlat area. K — kaolinite, H — halloysite, Cr — cristobalite.

Fig. 124 Indirect correlation relation between B and Ga in kaolinite clays of Kiscellian of the Skálnik Beds in the Rimavská kotlina depression..

r — coefficient of correlation.

Fig. 125 Direct correlation relation between Ba and Ga in kaolinite clays of the Poltár Sequence (Pontian) in the Lučenská kotlina depression.

r — coefficient of correlation.

Fig. 126 Direct correlation relation between Ni and Co in kaolinite clays of Kiscellian of the Skálnik Beds in the Rimavská kotlina depression, with the average content Co $36 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$.

r — coefficient of correlation.

Fig. 127 Direct correlation relation between Ni and Co in kaolinite clays of Pontian of the Poltár Sequence in the Lučenská kotlina depression with the average content of Co $13 \text{ g} \cdot \text{t}^{-1}$.

r — coefficient of correlation.

Fig. 128 The average content of V, Ni and Cr in Tertiary kaolinite clays redeposited from different source areas.

1 — kaolinite clays of Kiscellian and Pontian of the Rimavská and Lučenská kotlina depressions; 2 — kaolinite clays of Rumanian or Pontian of the Subvihorlat area.

Fig. 129 The V/Cr diagram in Tertiary kaolinite clays redeposited from different source areas.

1 — kaolinite clays of Kiscellian and Pontian of the Rimavská and Lučenská kotlina depressions; 2 — kaolinite clays of Rumanian of Pontian of the Subvihorlat area.

Fig. 130 Direct correlation relation between V and Cr of in situ kaolinized pyroxenic andesites of the Vihorlat Mts.

r — coefficient of correlation.

Fig. 131 Direct correlation relation between V and Cr of redeposited kaolinite clays of the Subvihorlat area.

r — coefficient of correlation.

Fig. 132 X-ray diffraction patterns of insoluble remnants of clayey limestones of Rhaetian in the Križná nappe of the Veľká Fatra Mts. processed by J. MICHALÍK — M. SÝKORA (1979).

1 — clayey limestone under bench Nr. 20; clayey limestone under bench Nr. 37, I — illite, Ch — chlorite, K — kaolinite, Q — quartz, Ca — calcite.

Fig. 133 X-ray diffraction pattern of insoluble remnant of clayey schist of Lower Lias in the Križná nappe of the Veľká Fatra Mts. processed by J. MICHALÍK — M. SÝKORA (1979).

1 — sample in natural state, 1 HCl-sample after boiling in HCl. I-illite, K-kaolinite, Ch-chlorite, Q-quartz.

Fig. 134 X-ray diffraction pattern of insoluble remnant of clayey schist of Lower Lias in the Križná nappe of the Zvolenská vrchovina Mts. at Horná Mičina.

① sample in natural state, ① HCl — sample after boiling in HCl. I-illite, K-kaolinite, Ch-chlorite, Q-quartz.

Fig. 135 X-ray diffraction patterns of insoluble remnants of sandy limestones, quartzites, claystones and clayey schists of Rhaetian of the Križná nappe in the trough below Ždiarska vidla in the Vysoké Tatry Mts. processed by M. SÝKORA in M. MIŠÍK (1985).

I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Fig. 136 X-ray diffraction patterns of Eocene claystones of the inner Carpathian Paleogene of the Hornonitrianska kotlina depression in bore-hole PO-82.

1 — depth 525 m; 2 — depth 415 m; I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 137 Paleogeographic scheme of Paleogene in Upper Priabonian to Lower Oligocene according to P. GROSS (1978).

1 — marine sediments (Priabonian-Oligocene); 2 — emerged areas; 3 — directions of paleoflows.

Fig. 138 Scheme of lithological development, mineral composition and source areas of clays in the Hornonitrianska kotlina depression (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1973, lithological division of Miocene according to V. KONEČNÝ et al. 1983).

1 — the Lehota Sequence (gravels, sands, clays); 2 — the Koš Sequence (clays); 3 — the Handlová and Nováky Sequence (coal seams); 4 — the Kamenec Sequence (tuffites); 5 — clayey aleurolites and sandy clays; 6 — claystones; 7 — volcanic source area; 8 — nonvolcanic source area (crystalline complex). K — kaolinite; M — montmorillonite; I — illite, Ch — chlorite, Q — quartz.

Fig. 139 X-ray diffraction patterns of mineral association K + I + Q in the East Slovakian basin, which indicates the source area of intrusives and metamorphites.

1 — bore-hole BL-2, depth 1005 m; 2 — bore-hole Žip.-1 depth 599 m, K — kaolinite, I — illite, Q — quartz.

Fig. 140 X-ray diffraction patterns of mineral association I + K + Q in the East Slovakian basin, which indicates the source area of the outer flysch zone.

1 — bore-hole Po-2, depth 3551 m; 2 — bore-hole In-2, depth 1598 m; 3 — bore-hole Po-1, depth 1105 m. I — illite, K — kaolinite, Ch — chlorite, Q — quartz.

Fig. 141 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm and profile of bore-hole at the locality Točnica-Podrečany in the Lučenská kotlina depression.

1 — topsoil and loam; 2 — kaolinite clay; 3 — kaolinized basalt; 4 — basalt; 2-4 Pontian. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, H — halloysite.

Fig. 142 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm and profile of bore-hole at the locality Točnica-Podrečany in the Lučenská kotlina depression.

1 — topsoil and loam; 2 — kaolinite clay; 3 — kaolinized basalt; 2-4 Pontian. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Q — quartz, F — feldspars.

Fig. 143 X-ray diffraction patterns of clay fraction below 0.005 mm and profile of bore-hole at the locality Točnica-Podrečany in the Lučenská kotlina depression.

1 — topsoil and loam; 2 — kaolinite clay; 3 — kaolinized phyllite. M — montmorillonite, I — illite, K — kaolinite, Q — quartz.

Captions of Tables

Table 1 Kaolins of the Western Carpathians: genetic classification.

Table 2 Chemical analyses and modal composition of granitoid rocks in the Malé Karpaty Mts.

1 — two-mica granodiorite, S part of the Bratislava massif (B. CAMEL — J. VALACH 1956); 2 — two-mica granodiorite, SW part of the Bratislava massif (B. CAMEL — J. VALACH 1956); 3 — biotitic granodiorite, S part of the Modra massif (J. VESELSKÝ 1970); 4 — pegmatites of the Bratislava massif — the average from 4 analyses (J. VESELSKÝ 1970).

Table 3 Chemical analysis and modal composition of granitoid rocks of the Žiar Mts.

1 — two-mica granite (O. MIKO 1966); 2 — biotitic granite to granodiorite, sample ZK-62 (J. MACEK et al. 1982); 3 — aplitoid granite (O. MIKO 1966); 4 — aplitoid granite (O. MIKO 1966).

Table 4 Granulometric composition of granite eluvial sands and gravels in the core mountains Žiar between the villages Budiš and Rudno (J. GAŠPARIK 1969).

Table 5 Chemical analyses of parent rocks and products of weathering between the villages Budiš and Rudno in the core mountains Žiar.

1 — aplitoid granite (O. MIKO 1966); 2 — weakly weathered aplitic-pegmatite granite NW of the village Budiš — mineral composition of clay fraction on Fig. 2; 3 — kaolinized eluvial granite sands

and gravels, bore-hole BR-7, depth 9—14 m; 4 — the same as sample 3, fraction below 0.002 mm — mineral composition of clay fraction on Fig. 4; 5 — kaolinized eluvial granite sands and gravels, bore-hole BR-8, depth 11—12 m; 6 — the same as sample 5, fraction below 0.002 mm, mineral composition of clay fraction on Fig. 5; Samples 2, 3, 5 were analyzed by GS Turčianske Teplice, samples 4,6 were analyzed at Geological Institute, Comenius University Bratislava.

Table 6 Chemical analyses and modal composition of granitoids of the Veporicum belonging to, or near-by to parent rocks at the studied localities.

1 — two-mica granite, quarry N of České Brezovo (M. KUTHAN et al. 1963); 2 — biotitic granodiorite of the „Sihla“ type sample ZK-58 (J. MACEK et al. 1982); 3 — biotitic granodiorite of the „Sihla“ type (D. HOVORKA 1960); 4 — biotitic tonalite, sample ZK-57 (J. MACEK et al. 1982); 5 — biotitic granodiorite to tonalite, sample ZK-83 (J. MACEK et al. 1982).

Table 7 Chemical analyses and modal composition of granites of the Poproč body and kaolinized eluvial granite sands.

1 — granite Zlatá Idka (chemical analysis P. ROZLOZSNÍK 1912, modal composition P. ONČÁKOVÁ 1954); 2 — biotitic granite Zlatá Idka (J. KAMENICKÝ — L. KAMENICKÝ 1955); 4 — the average chemical composition of the Poproč granite; 5 — kaolinized eluvial granite sand, fraction below 0.04 mm, Poproč (I. DIANIŠKA et al. 1985); 6 — kaolinized eluvial granite sand, fraction below 0.04 mm, Poproč (I. DIANIŠKA et al. 1985).

Table 8 Chemical analyses and mineral composition of parent rocks and products of their kaolinization at the deposit Horná Prievrana.

1 — non-decomposed metarhyolite; 2 — partly kaolinized metarhyolite; 3 — entirely kaolinized metarhyolite; 4 — non-decomposed sericitic-chloritic phyllite; 5 — partly kaolinized sericitic-chloritic phyllite; 6 — totally kaolinized sericitic-chloritic phyllite. Mineral composition was determined from chemical analyses, on the basis of X-ray analyses and optic study in weight %. Analyses carried out at GS Turčianske Teplice.

Table 9 Scheme of kaolinization of rhyolites and rhyolite tuffs at SW margin of the Kremnické vrchy Mts.

K — kaolinite, M — montmorillonite, IM — mixed layer mineral, H — halloysite, Cr — cristobalite, Q — quartz.

Table 10 The results of the study of halloysite intercalation from Neogene basins of the Western Carpathians and from the deposit Michalovce—Biela Hora according to I. KRAUS et al. (1972).

Table 11 Chemical analyses and modal composition of granitoid rocks of the Malá Magura in the Strážovské vrchy Mts.

1 — leucocrate granite (D. HOVORKA 1968); 2 — biotitic granodiorite (D. HOVORKA 1968); 3 — pegmatite granite (Š. KAHAN 1978); 4 — two-mica granodiorite (Š. KAHAN 1978).

Table 12 Chemical analyses of sandy kaolinite-illitic clays of the Danube basin and sedimentary kaolins of the Hornonitrianska and Turčianska kotlina depression.

1 — Jedľové Kostofany; 2 — Jedľové Kostofany, fraction below 0.002 mm; 3 — Kanianka; 4 — Kanianka, fraction below 0.002 mm; 5 — Rudno, sand pit; 6 — Rudno, sand pit, fraction below 0.002 mm; 7 — Budiš, sand pit. Samples 1, 3, 5, 7 analyzed at GS Turčianske Teplice, samples 2, 4, 6 analyzed at Geological Institute, Comenius University Bratislava.

Table 13 Chemical analyses and mineral composition of kaolinite sand from the deposit Vyšný Petrovec.

1 — kaolinite sand from kaolinized phyllites; 2 — the same, fraction over 0.4 mm; 3 — the same, fraction below 0.04 mm; 4 — kaolinite sand from kaolinized metarhyolites; 5 — the same, fraction over 0.4 mm; 6 — the same, fraction below 0.04 mm. Mineral composition was stated by means of the optic studies, chemical and X-ray analyses in weight %. Analyses performed at GS Turčianske Teplice.

Table 14 Chemical composition of sedimentary kaolins of the Vyšný Petrovec (the Lučenská kotlina depression) and from Rudník (the Košická kotlina depression).

Table 15 The presence of minerals in fraction below 0.002 mm in regoliths of the Malé Karpaty Mts. on rocks of varied composition according to J. ČURLÍK (1980).

Explanations of content: +++ abundant, ++ medium, + small, ● present, ? questionable.

Table 16 Indexes of equilibrium of selected partial silicate systems for groundwater of granitoids of the Bratislava and Modra massifs in the Malé Karpaty Mts. according to K. VRANA (1981).

Table 17 Modal analyses of the main petrographic types of the Veporicum granitoids compiled on the basis of data from J. MACEK et al. (1982).

Table 18 Comparison of chemical analyses of granitoids of the Carlsbad and Veporicum massifs, natural kaolins originated from them and outflow clayey fraction.

1 — two-mica granite, the Tři kříže hill, Karlovy Vary (J. KONTA 1982); 2 — natural kaolin Sedlec (J. KONTA 1982); washed Carlsbad kaolin Sedlec la (J. KONTA 1982); 4 — two-mica granite, quarry N of České Brezovo (M. KUTHAN ed. 1963); 5 — kaolinized two-mica granite from the upper part of the profile at the locality Vádkovo; 6 — kaolinized two-mica granite from the lower part of the profile at the locality Vádkovo; 7 — the same as sample 6, fraction below 0.002 mm; 8 — kaolinized granite, adit PVE Ipefský Potok; 9 — the same as sample 8, fraction below 0.002 mm. Samples 5, 6, 8 were analyzed at GS Turčianske Teplice, samples 7, 9 were analyzed at Geological Institute, Comenius University Bratislava.

Table 19 Comparison of chemical analyses of granitoids of the Dyje and Veporicum massifs, natural kaolins originated from them and outflow clay fraction.

1 — biotitic granite Únanov (M. KUŽVART in J. KONTA 1982); 2 — natural kaolin Únanov (J. KONTA 1982); 3 — washed kaolin Únanov (M. KUŽVART in J. KONTA 1982); 4 — biotitic granodiorite, quarry N of Lieskovec, sample ZK-58 (J. MACEK et al. 1982); 5 — kaolinized biotitic granite, E margin of Zvolen bore-hole KJ-21, depth 222—224 m; 6 — the same as sample 5, fraction below 0.002 mm; 7 — the same as sample 5, depth 230.5 m; 8 — the same as sample 5, depth 246.8 m. Samples 5, 7, 8 were analyzed at GS Turčianske Teplice, sample 6 was analyzed at Geological Institute, Comenius University Bratislava.

Table 20 Degree of kaolinization of sericitic phyllites in vertical direction expressed on the basis of SiO_2 and Al_2O_3 contents at the locality Kalinovo—Zlámanec in bore-hole VZ-619. Analyzed at GS Turčianske Teplice.

Table 21 Chemical analyses of minerals from fresh metarhyolite and sericitic-chloritic phyllite at the deposit Horná Prievrana.

1 — muscovite/sericite separated from phyllite (classical silicate analysis); 2 — muscovite/sericite from metarhyolite electron (microanalyzer); 3 — chlorite from phyllite (electron microanalyzer); 4 — albite from metarhyolite (electron microanalyzer). Classical silicate analysis performed at GS Turčianske Teplice. Analyses with the aid of electron microanalyzer carried out by D. Štúr Institute of Geology.

Table 22 Chemical analyses of rhyolite and from in probably originated kaolin at the locality Podháj near Žiar n. Hronom.

1 — rhyolite Stará Kremička (J. FORGÁČ 1970); 2 — natural kaolin, underground shaft SŽ-109 (J. VTĚLENSKÝ — P. ŠEBA 1972); 3 — natural kaolin bore-hole ŽP-5, depth 11.9 m (I. Kraus et al., 1982); 4 — kaolin, fraction below 0.002 mm, bore-hole ŽP-5, depth 22.5 m (I. KRAUS 1967₁).

Table 23 Chemical analyses of parent rocks and products of kaolinization of andesite volcanism in the central Slovakian neovolcanites in the area of Pukanec and in the east Slovakian neovolcanites in the area of Poruba pod Vihorlatom and Petrovce.

1 — pyroxenic andesite, Uhliská NE of Pukanec (J. FORGÁČ — G. KUPČO 1974); 2 — kaolinized andesite tuff, bore-hole VPC-80, depth 79.2—83.0 m; 3 — the same as sample 2, fraction below 0.002 mm; 4 — kaolinite clay redeposited, bore-hole PH-3, depth 16 m (M. MIŠÍK et al. 1958); 5 — kaolinite redeposited (J. ÁRENDÁRIK 1972); 6 — pyroxenic andesites of Vihorlat—Popriečny (J. FORGÁČ — G. KUPČO 1974); 7 — products of kaolinization of pyroxenic andesites and their tuffs of Vihorlat—Popriečny (D. KRAJČOVIČOVÁ 1980 — analysis by the method of X-ray fluorescence).

Table 24 Mineral composition of basalts of the Lučenská kotlina depression and Cerová vrchovina Mts. (A. MIHALIKOVÁ 1966).

Table 25 Chemical analyses of parent rocks and products of kaolinization of basalt volcanism of the Lučenská kotlina depression and Cerová vrchovina Mts.

1 — alkaline olivine basalt, Podrečany (A. MIHALIKOVÁ 1966); 2 — nephelinitic basanite of the Šiatorská Bukovina (J. ČURLÍK 1980); 3 — kaolinized tuff of alkaline olivine basalt of the Podrečany type at the locality Pinicná; 4 — the same as sample 3, fraction below 0.002 mm; 5 — kaolinized nephelinitic basanite of the Šiatorská Bukovina (J. ČURLÍK 1980 — analysis by the X-ray fluorescence method). Sample 3 analyzed at GS Turčianske Teplice, sample 4 at Geological Institute Comenius University, Bratislava.

Table 26 Results of F-T dating of apatite from granitoids of the Western Carpathians according to J. KRÁL (1977). Unpublished data according to J. KRÁL (1985 — personal communication).

Table 27 Chemical analyses of parent rocks and kaolinized products of rhyolite volcanism in the area Bartošova Lehôtka—Dolná Ves.

1 — rhyolite, Stará Kremnička (J. FORGÁČ 1970); 2 — kaolinized rhyolites with mineral association $K \pm M$, Cr, Q, W of Bartošova Lehôtka; 3 — kaolinized rhyolites and tuffs with mineral association $IM \pm K$, Q, W of Dolná Ves; 4 — kaolinized rhyolites and tuffs with mineral association $IM \pm K$, Q, W of Dolná Ves. Analyses performed at GS Turčianske Teplice.

Table 28 Chemical analyses of parent rocks and products of kaolinization of rhyolite volcanism in the east Slovakian neovolcanites.

1 — rhyolite Michalovce—Hrádok (J. FORGÁČ 1970); 2 — rhyolite Michalovce—Biela Hora, underlier of halloysite lense (M. KOŠUTH 1981); 4 — halloysite clay Michalovce—Biela Hora, bore-hole 5, depth 32—57 m (V. ŽŮREK 1958); 5 — kaolinized pumiceous rhyolite tuff Vyšné Nemecké—Sejkov, bore-hole U-8, depth 117.5 m (I. KRAUS — E. ŠAMAJOVÁ 1978).

Table 29 Chemical analyses of sedimentary kaolins of the Lučenská and Košická kotlina depressions.

1 — Vyšný Petrovec derived from kaolinized phyllites; 2 — Vyšný Petrovec derived from kaolinized metarhyolites; 3 — Nováčany (I. DIANIŠKA et al. 1985); 4 — Rudník, bore-hole R-4, depth 21.2 m; 5 — Rudník, bore-hole R-1, depth 13.8 m. Analyses carried out by GS Turčianske Teplice.

Table 30 Statistical data on distribution of microelements in kaolins of the Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of samples, AM — arithmetic means, GM — geometric means, SO — standard deviation, V % — coefficient of variation.

Table 31 Statistical data on distribution of microelements in kaolin weathering crusts on granitoids and metamorphites of the Inner Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of samples, AM — arithmetic means, GM — geometric means, *data from fresh granitoids according to B. CAMEL — J. MEDVEĎ (1981).

Table 32 Statistical data on distribution of microelements in kaolin weathering crusts on andesites and basalts of the Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of analyses, AM — arithmetic means, GM — geometric means, *data from fresh andesites and basalts from J. FORGÁČ — G. KUPČO (1974).

Table 33 Statistical data on distribution of microelements in hydrothermal kaolins of the Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of analyses, AM — arithmetic means, GM — geometric means.

Table 34 Statistical data on distribution of microelements in hydrothermally kaolinized rhyolites and rhyolite tuffs of the southern zone of the Kremnica ore field in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of analyses, K — kaolinite, IM — mixed layer mineral, M — montmorillonite, AM — arithmetic means, GM — geometric means.

Table 35 Statistical data on distribution of microelements in sedimentary kaolins of the Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of samples, AM — arithmetic means, GM — geometric means.

Table 36 Relation between structural ordering of kaolinite and its ability of intercalation with potassium acetate and hydrazine.

*Samples originating from kaolin deposits of USSR.

Table 37 Intercalation of kaolinite clays with disordered structure of kaolinite from the Poltár Formation and Subvihorlat area.

Table 38 Statistical data on distribution of microelements in kaolinite clays of the studied Neogene basins of the Western Carpathians in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of samples, AM — arithmetic means, GM — geometric means.

Table 39 Statistical data on distribution of microelements of in situ kaolinized pyroxenic andesites of the Vihorlat Mts. and redeposited clays of the Subvihorlat area in $g \cdot t^{-1}$.

N — number of analyses, AM — arithmetic means, GM — geometric means.

Table 40 Statistical data on the average presence of macroelements in kaolinite clays of Kiscellian of the Skálnik Beds in the Rimavská kotlina depression, Pontian of the Poltár Sequence in the

Lučenská kotlina depression and Pontian, respectively Ruman of the Subvihorlat area of the East Slovakian basin.

N — number of analyses, AM — arithmetic means in %, GM — geometric means in %, + analyses from unseparated samples, ++ analyses from separated fraction below 0.002 mm.

Table 41 Correlation relations of selected microelements in kaolinite clays of the Skálnik Beds (Kiscellian) and Poltár Sequence (Pontian).

r — coefficient of correlation, A — statistically evidenced correlation relation, B — statistically not evidenced correlation relation, N — number of analyses.

Table 42 Correlation relations of selected microelements of in situ kaolinized pyroxenic andesites of the Vihorlat and redeposited kaolinite clays of Pontian, respectively Rumanian of the Subvihorlat area.

r — coefficient of correlation, A — statistically evidenced correlation relation, B — statistically not evidenced correlation relation, N — number of analyses.

Table 43 The presence of kaolinite in sedimentary sequences and on crusts of weathering of the Western Carpathians.

Captions to plates of microphotographs I—XVI

Table I

Fig. 1 Weakly kaolinized sericitic metaquartzite without preserved relics of decomposed feldspars. Kalinovo—Zlámanec. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 35$.

Fig. 2 More strongly kaolinized sericitic metaquartzite without preserved relics of decomposed feldspars. Kalinovo—Zlámanec. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 35$.

Fig. 3 Weakly kaolinized sericitic phyllite without preserved relics of decomposed feldspars. Kalinovo—Zlámanec. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 65$.

Fig. 4 More strongly kaolinized sericitic metaquartzite without preserved relics of decomposed feldspars. Pliešovce. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 65$.

Table II

Fig. 1 Kaolinite and halloysite from kaolinized metarhyolite. Horná Prievrana at Poltár. Transmission electron microscope, $\times 13,000$.

Fig. 2 Kaolinite and halloysite from kaolinized sericitic-graphitic phyllite. Horná Prievrana at Poltár. Transmission electron microscope, $\times 12,000$.

Fig. 3 Kaolinite and halloysite from kaolinized metarhyolite. Horná Prievrana at Poltár. Scanning electron microscope, $\times 20,000$.

Fig. 4 Kaolinite and halloysite from kaolinized sericitic-graphitic phyllite. Horná Prievrana at Poltár. Scanning electron microscope, $\times 20,000$.

Table III

Fig. 1 Kaolinite from kaolinized rhyolite or rhyolite tuff respectively. Podháj at Žiar n. Hronom, bore-hole ŽP-5, depth 12 m. Transmission electron microscope, $\times 7,000$.

Fig. 2 Macrocrystalline vermicular and microcrystalline kaolinite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 86 m. Transmission electron microscope, $\times 9,600$.

Fig. 3 Halloysite and microcrystalline kaolinite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 79.2 m. Transmission electron microscope, $\times 12,800$.

Fig. 4 Allophane (?) from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 83 m. Transmission electron microscope, $\times 16,000$.

Table IV

Fig. 1 Kaolinite and halloysite from kaolinized agglomerate andesite tuff. Stará Halič, bore-hole THV-18, depth 22.4 m. Transmission electron microscope, $\times 18,000$.

Fig. 2 Kaolinite and halloysite from kaolinized agglomerate andesite tuff. Stará Halič—Kopáň. Transmission electron microscope, $\times 18,000$.

Fig. 3 Kaolinite from kaolinized basalt tuff. Pinciná. Transmission electron microscope, $\times 13,000$.

Fig. 4 Kaolinite from kaolinized nephelinic basanite. Šíd. Transmission electron microscope, $\times 7.000$.

Table V

Fig. 1 Altered rhyolite with silicified main matter, decomposed plagioclase and fresh K-feldspar. Dolná Ves, bore-hole ŽKV-77, depth 9.5 m. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 28$.

Fig. 2 Altered rhyolite with veinlet of quartz. Dolná Ves, bore-hole DVV-15, depth 48.9 m. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 35$.

Fig. 3 Altered rhyolite affected by adularization and silicification. Veiny quartz with rhombic cross section of adularia can be seen approximately in the middle. Dolná Ves, bore-hole DDV-16, depth 6.4 m. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 250$.

Fig. 4 Altered rhyolite tuff affected by adularization and silicification. Adularia forms pseudomorphs after plagioclase. Dolná Ves, 15 m SW of bore-hole GV-78. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 65$.

Table VI

Fig. 1 Kaolinite from altered dyke of rhyolite of the central zone of the Kremnica ore field. The underlier of the Schrämen vein, Václav adit — oriented. Transmission electron microscope, $\times 18.000$.

Fig. 2 Kaolinite from the northern marginal zone of the Kremnica ore field. Bore-hole KR-2, depth 334.9 m. Transmission electron microscope, $\times 18.000$.

Fig. 3 Mixed-layer mineral of the type illite-montmorillonite with the share of illite nets from 40 to 60%. Dolná Ves, bore-hole GV-69. Transmission electron microscope, $\times 7.000$.

Fig. 4 Mixed-layer mineral of the type illite-montmorillonite with the share illite nets from 70 to 85%. Dolná Ves, bore-hole GV-78. Transmission electron microscope, $\times 7.000$.

Table VII

Fig. 1 Kaolinite with montmorillonite in altered rhyolite tuffs. Dolná Ves, bore-hole ŽKV-90, depth 33.2 m. Scanning electron microscope, $\times 4.400$.

Fig. 2 Kaolinite with montmorillonite in altered rhyolite tuffs. Dolná Ves, bore-hole ŽKV-90, depth 33.2 m. Scanning electron microscope, $\times 5.400$.

Fig. 3 Kaolinite with montmorillonite in altered rhyolite tuffs. Dolná Ves, bore-hole ŽKV-90, depth 33.2 m. Scanning electron microscope, $\times 5.400$.

Fig. 4 Quartz in altered rhyolite tuffs. Dolná Ves, bore-hole ŽKV-87, depth 20.8 m. Scanning electron microscope. $\times 1.000$.

Table VIII

Fig. 1 Halloysite with admixture of kaolinite. Michalovce—Biela Hora. Transmission electron microscope, $\times 13.000$.

Fig. 2 Halloysite with admixture of kaolinite. Michalovce—Biela Hora. Transmission electron microscope, extraction replica, $\times 12.000$.

Fig. 3 Kaolinite from the upper of the weathering crust of two-mica granite. Váfkovo. Scanning electron microscope, $\times 5.400$.

Fig. 4 Kaolinite from the lower part of the weathering crust of two-mica granite. Váfkovo. Scanning electron microscope, $\times 6.000$.

Table IX

Fig. 1 Kaolinite in kaolinized sericitic metaquartzite. Kalinovo—Zlámanec. Scanning electron microscope, $\times 3.000$.

Fig. 2 Kaolinite in kaolinized sericitic metaquartzite. Pliešovce. Scanning electron microscope, $\times 5.400$.

Fig. 3 Non-decomposed metarhyolite with phenocryst of albite in the main matter formed by sericite. Horná Prievrana. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 140$.

Fig. 4 Partly kaolinized sericitic-chloritic phyllite with phenocryst of albite. Horná Prievrana. Polarizing microscope, crossed polars, $\times 140$.

Table X

Fig. 1 Na-mica (brammallite) in kaolinized metarhyolite. Horná Prievrana. Transmission electron microscope, $\times 18.000$.

Fig. 2 Aggregate of halloysite particles on the albite grain in kaolinized metarhyolite. Horná Prievrana. Transmission electron microscope, 2 — degree replica of fracture surface. $\times 7.420$.

Fig. 3 MacrocrySTALLINE vermicular kaolinite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 83 m. Scanning electron microscope, $\times 7.000$.

Fig. 4 Microcrystalline kaolinite with possible admixture of allophane. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 83 m. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Table XI

Fig. 1 Halloysite with probable admixture of microcrystalline kaolinite and allophane. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 79.2 m. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Fig. 2 Halloysite with probable admixture of microcrystalline kaolinite and allophane. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 79.2 m. Scanning electron microscope, $\times 20.000$.

Fig. 3 Montmorillonite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 83 m. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Fig. 4 Allophane (?) with halloysite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 83 m. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Table XII

Fig. 1 Allophane (?) with possible admixture of microcrystalline kaolinite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 85 m. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Fig. 2 Allophane (?) with possible admixture of microcrystalline kaolinite from kaolinized andesite tuff. Pukanec, bore-hole VPC-80, depth 85 m. Scanning electron microscope, $\times 20.000$.

Fig. 3 Vermicular kaolinite from kaolinized olivinic basanite. Pinciná. Scanning electron microscope, $\times 8.600$.

Fig. 4 Microcrystalline and imperfectly shaped kaolinite from kaolinized nephelinic basanite. Šíd. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Table XIII

Fig. 1 Authigenic vermicular kaolinite from kaolinite sand. Rudno. Scanning electron microscope, $\times 4.800$.

Fig. 2 Allothigenic platy kaolinite from kaolinite sand. Rudno. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Fig. 3 Kaolinite and CT-opal (lussatite) from kaolinite sand. Budiš. Scanning electron microscope, $\times 4.800$.

Fig. 4 Kaolinite from kaolinite sand. Kanianka. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Table XIV

Fig. 1 Kaolinite from kaolinized metarhyolite. Horná Prievrana. Scanning electron microscope, $\times 3.000$.

Fig. 2 Kaolinite from kaolinized sericitic-chloritic phyllite. Horná Prievrana. Scanning electron microscope, $\times 7.800$.

Fig. 3 Kaolinite from kaolinite sand. Vyšný Petrovec. Scanning electron microscope, $\times 10.000$.

Fig. 4 Authigenic vermicular kaolinite from kaolinite sand. Vyšný Petrovec. Scanning electron microscope, $\times 5.400$.

Table XV

Fig. 1 Kaolinite with disordered structure in clays of the Poltár sequence. Stará Halič—Kopáň, bore-hole KHV-30. Transmission electron microscope, $\times 13.000$.

Fig. 2 Kaolinite with disordered structure in kaolinite clays of Pontian, or Rumanian respectively. The Subvihorlat area, bore-hole HN-40, depth 80 m. Transmission electron microscope, $\times 11.000$.

Fig. 3 Halloysite from the Poltár sequence. A — tubular, B — partly developed, C — developed particle. Kalinovo—Hrabovo. Transmission electron microscope, $\times 40.000$.

Fig. 4 Halloysite in clays of the Poltár sequence. Stará Halič—Kopáň, Transmission electron microscope, $\times 18.000$.

Table XVI

Fig. 1 Kaolinite from sandstones of the Upper Badenian. The East Slovakian basin, bore-hole Žipov-1, depth 599 m. Transmission electron microscope, $\times 11.000$.

Fig. 2 Kaolinite from sandstones of Lower Sarmatian. The East Slovakian basin, bore-hole B 1-2, depth 1005 m. Transmission electron microscope, $\times 11.000$.

Fig. 3 Kaolinite from kaolinized basalts of the Podrečany Formation (Pontian) Točnica—Podrečany, bore-hole VTČ-69. Transmission electron microscope, $\times 12.000$.

Fig. 4 Kaolinite from kaolinized sericitic-chloritic phyllites (Paleozoic of the Gemicum). Točnica—Podrečany, bore-hole VTČ-75. Transmission electron microscope, $\times 12.000$.

Vysvetlivky k fotografickým tabuľkám (I — XVI)

Tab. I

Obr. 1 Slabo kaolinizovaný sericitický metakremeneč bez zachovaných reliktovej rozložených živcov. Kalinovo—Zlámanec. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie $35\times$.

Obr. 2 Silnejšie kaolinizovaný sericitický metakremeneč bez zachovaných reliktovej rozložených živcov. Kalinovo—Zlámanec. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie $35\times$.

Obr. 3 Slabo kaolinizovaný sericitický fylit bez zachovaných reliktovej rozložených živcov. Kalinovo—Zlámanec. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie $65\times$.

Obr. 4 Silnejšie kaolinizovaný sericitický metakremeneč bez zachovaných reliktovej rozložených živcov. Pliešovce. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie $65\times$.

Tab. II

Obr. 1 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného metaryolitu. Horná Prievrana pri Poltári. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $13\,000\times$.

Obr. 2 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného sericiticko-grafitického fylitu. Horná Prievrana pri Poltári. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $12\,000\times$.

Obr. 3 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného metaryolitu. Horná Prievrana pri Poltári. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie $20\,000\times$.

Obr. 4 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného sericiticko-grafitického fylitu. Horná Prievrana pri Poltári. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie $20\,000\times$.

Tab. III

Obr. 1 Kaolinit z kaolinizovaného ryolitu, respektíve ryolitového tufu. Podháj pri Žiari n. Hronom, vrt ŽP-5, hĺbka 12 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $7\,000\times$.

Obr. 2 Makrokryštalický vermikulárny a mikrokryštalický kaolinit z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 86 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $9\,600\times$.

Obr. 3 Halloyzit a mikrokryštalický kaolinit z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 79,2 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $12\,800\times$.

Obr. 4 Alofán (?) z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 83 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $16\,000\times$.

Tab. IV

Obr. 1 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného aglomerátového andezitového tufu. Stará Halič, vrt THV-18, hĺbka 22,4 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $18\,000\times$.

Obr. 2 Kaolinit a halloyzit z kaolinizovaného aglomerátového andezitového tufu. Stará Halič—Kopáň. Transmisný elektrónový mikroskop. Zväčšenie $18\,000\times$.

Obr. 3 Kaolinit z kaolinizovaného bazaltového tufu. Pinciná. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $13\,000\times$.

Obr. 4 Kaolinit z kaolinizovaného nefelinického bazanitu. Šíd. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie $7\,000\times$.

Tab. V

Obr. 1 Alterovaný ryolit so silicifikovanou základnou hmotou, rozloženým plagioklasom a čerstvým K-živcom. Dolná Ves, vrt ŽKV-77, hĺbka 9,5 m. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 28 ×.

Obr. 2 Alterovaný ryolit so žilkou kremeňa. Dolná Ves, vrt DVV-15, hĺbka 48,9 m. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 35 ×.

Obr. 3 Alterovaný ryolit postihnutý adularizáciou a silicifikáciou. Žilný kremeň s rombickým prierezom aduláru sa nachádza približne v strede mikrofotografie. Dolná Ves, vrt DVV-16, hĺbka 6,4 m. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 250 ×.

Obr. 4 Alterovaný ryolitový tuf postihnutý adularizáciou a silicifikáciou. Adulár tvorí pseudomorfozy po plagioklase. Dolná Ves, 15 m jz. od vrtu GV-78. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 65 ×.

Tab. VI

Obr. 1 Kaolinit z alterovanej dajky ryolitu centrálného pásma kremnického rudného rajónu. Podložie Schrámenovej žily, Václav štôlna — smerná. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 18 000 ×.

Obr. 2 Kaolinit zo severného okrajového pásma kremnického rudného rajónu. Vrt KR-2, hĺbka 334,9 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 18 000 ×.

Obr. 3 Minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu illit-montmorillonit s podielom illitových sietí od 40 do 60 %. Dolná Ves, vrt GV-69. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 7000 ×.

Obr. 4 Minerál s interstratifikovanou štruktúrou typu illit-montmorillonit s podielom illitových sietí od 70 do 85 %. Dolná Ves, vrt GV-78. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 7000 ×.

Tab. VII

Obr. 1 Kaolinit s montmorillonitom v alterovaných ryolitových tufoch. Dolná Ves, vrt ŽKV-90, hĺbka 33,2 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 4400 ×.

Obr. 2 Kaolinit s montmorillonitom v alterovaných ryolitových tufoch. Dolná Ves, vrt ŽKV-90, hĺbka 33,2 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 5400 ×.

Obr. 3 Kaolinit s montmorillonitom v alterovaných ryolitových tufoch. Dolná Ves, vrt ŽKV-90, hĺbka 33,2 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 5400 ×.

Obr. 4 Kremeň v alterovaných ryolitových tufoch. Dolná Ves, vrt ŽKV-87, hĺbka 20,8 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 1000 ×.

Tab. VIII

Obr. 1 Halloyzit s prímiesou kaolinitu. Michalovce—Biela Hora. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 13 000 ×.

Obr. 2 Halloyzit s prímiesou kaolinitu. Michalovce—Biela Hora. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 12 000 ×.

Obr. 3 Kaolinit z vrchnej časti kôry zvetrávania dvojsľudného granitu. Váľkovo. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 5400 ×.

Obr. 4 Kaolinit zo spodnej časti kôry zvetrávania dvojsľudného granitu. Váľkovo. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 6000 ×.

Tab. IX

Obr. 1 Kaolinit v kaolinizovanom sericitickom metakremenci. Kalinovo—Zlámánc. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 3000 ×.

Obr. 2 Kaolinit v kaolinizovanom sericitickom metakremenci. Pliešovce. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 5400 ×.

Obr. 3 Nerozložený metaryolit s výrastlicou albitu v základnej hmote tvorenej sericitom. Horná Prievara. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 14 ×.

Obr. 4 Čiastočne kaolinizovaný sericiticko-chloritický fylit s výrastlicou albitu. Horná Prievara. Polarizačný mikroskop, skrížené nikoly, zväčšenie 140 ×.

Tab. X

- Obr. 1 Na-sľuda (brammalit) v kaolinizovanom metaryolite. Horná Prievrana. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 18 000 × .
- Obr. 2 Agregát halloyzitových častíc na zrne albitu v kaolinizovanom metaryolite. Horná Prievrana. Transmisný elektrónový mikroskop, dvojstupňová replika lomovej plochy, zväčšenie 7420 × .
- Obr. 3 Makrokryštalický vermikulárny kaolinit z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 83 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 7000 × .
- Obr. 4 Mikrokryštalický kaolinit s možnou prímесou alofánu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 83 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .

Tab. XI

- Obr. 1 Halloyzit s pravdepodobnou prímесou mikrokryštalického kaolinitu a alofánu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 79,2 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .
- Obr. 2 Halloyzit s pravdepodobnou prímесou mikrokryštalického kaolinitu a alofánu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 79,2 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 20 000 × .
- Obr. 3 Montmorillonit z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec vrt VPC-80, hĺbka 83 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .
- Obr. 4 Alofán (?) s halloyzitom z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 83 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .

Tab. XII

- Obr. 1 Alofán (?) s možnou prímесou mikrokryštalického kaolinitu z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 85 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .
- Obr. 2 Alofán (?) s možnou prímесou mikrokryštalického kaolinitu z kaolinizovaného andezitového tufu. Pukanec, vrt VPC-80, hĺbka 85 m. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 20 000 × .
- Obr. 3 Vermikulárny kaolinit z kaolinizovaného olivínického bazanitu. Pinciná. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 8600 × .
- Obr. 4 Mikrokryštalický a nedokonale ohraničený kaolinit z kaolinizovaného nefelinického bazanitu. Šíd. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .

Tab. XIII

- Obr. 1 Autigénny vermikulárny kaolinit z kaolinitového piesku. Rudno. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 4800 × .
- Obr. 2 Alotigénny tabuľkovitý kaolinit z kaolinitového piesku. Rudno. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .
- Obr. 3 Kaolinit a CT-opál (lussatit) z kaolinitového piesku. Budiš. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 4800 × .
- Obr. 4 Kaolinit z kaolinitového piesku. Kaniaňka. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .

Tab. XIV

- Obr. 1 Kaolinit z kaolinizovaného metaryolitu. Horná Prievrana. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 3000 × .
- Obr. 2 Kaolinit z kaolinizovaného sericiticko-chloritického fylitu. Horná Prievrana. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 7800 × .
- Obr. 3 Kaolinit z kaolinitového piesku. Vyšný Petrovec. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 10 000 × .
- Obr. 4 Autigénny vermikulárny kaolinit z kaolinitového piesku. Vyšný Petrovec. Riadkovací elektrónový mikroskop, zväčšenie 5400 × .

Tab. XV

- Obr. 1 Kaolinit s neusporiadanou štruktúrou v íloch poltárskeho súvrstvia. Stará Halič—Kopáň, vrt KHV-30. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 13 000 × .
- Obr. 2 Kaolinit s neusporiadanou štruktúrou v kaolinitových íloch pontu, respektíve rumanu. Podvihorlatská oblasť, vrt HN-40, hĺbka 80 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 11 000 × .

Obr. 3 Halloyzit z poltárskeho súvrstvia. A — trubicovitá, B — čiatočne rozvinutá, C — rozvinutá častica. Kalinovo—Hrabovo. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 40 000 ×.

Obr. 4 Halloyzit v íloch poltárskeho súvrstvia. Stará Halič—Kopáň. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 18 000 ×.

Tab. XVI

Obr. 1 Kaolinit z pieskocov vrchného bádenu. Východoslovenská panva, vrt Žipov-1, hĺbka 599 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 11 000 ×.

Obr. 2 Kaolinit z pieskocov spodného sarmatu. Východoslovenská panva, vrt Bl-2, hĺbka 1005 m. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 11 000 ×.

Obr. 3 Kaolinit z kaolinizovných bazaltov podrečianskej formácie (pont) Točnica—Podrečany, vrt VTČ-69. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 12 000 ×.

Obr. 4 Kaolinit z kaolinizovaných sericiticko-chloritických fylitov (paleozoikum gemerika). Točnica—Podrečany, vrt VTČ-75. Transmisný elektrónový mikroskop, zväčšenie 12 000 ×.

Geologický ústav Dionýza Štúra
ODBOROVÉ INFORMAČNÉ STREDISKO
Mlynská dolina 1
817 04 BRATISLAVA

ZÁPADNÉ KARPATY

séria

mineralógia

petrografia

geochémia

metalogenéza 13

Vydal Geologický ústav Dionýza Štúra vo vydavateľskom oprávnení Vedy, vydavateľstva Slovenskej akadémie vied v Bratislave roku 1989.

Vedecký redaktor: RNDr. ANNA VOZÁROVÁ., CSc.

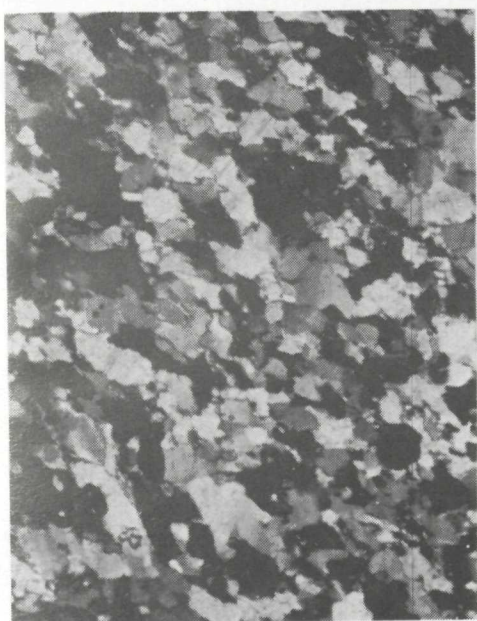
Zodpovedná redaktorka: IRENA BROČKOVÁ

Jazyková redaktorka: ALENA PÁNIKOVÁ

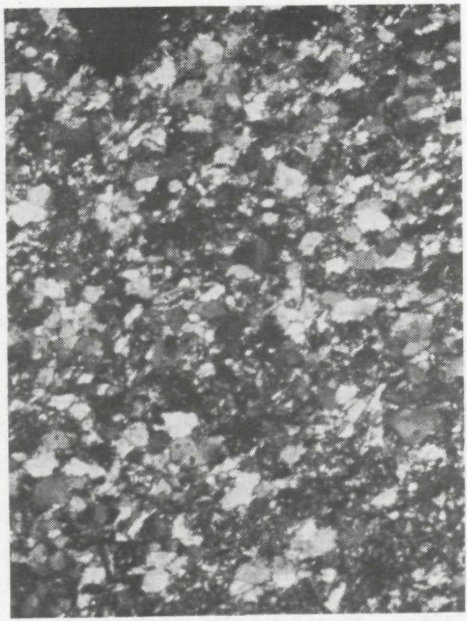
Technická redaktorka: GABRIELA ŠIPOŠOVÁ

Vytlačila Slovenská polygrafia, š. p., Západoslóvenské tlačiarne, z. p., závod Svornosť. Tem. skup. 03/9. Povolenie SÚKK 1997/1 — 1987.

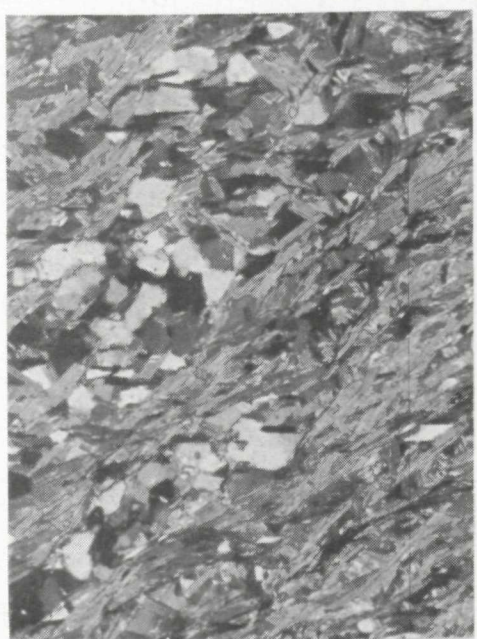
Náklad 650 ks. Rozsah AH 22,73, VH 23,10. Cena viaz. Kčs 45,—



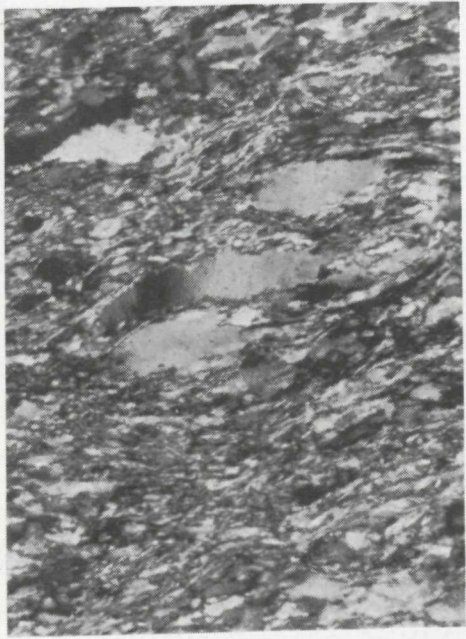
1



2



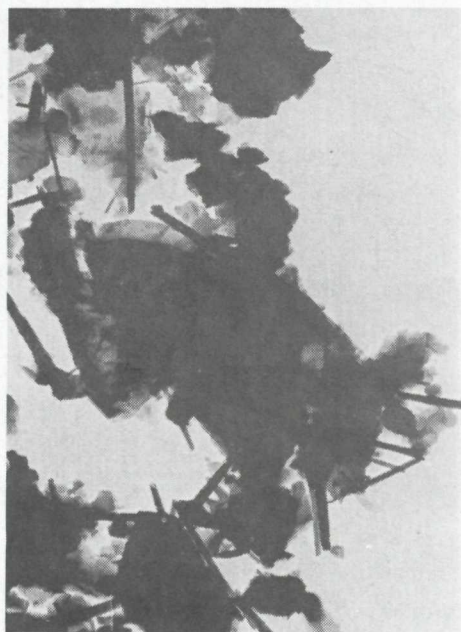
3



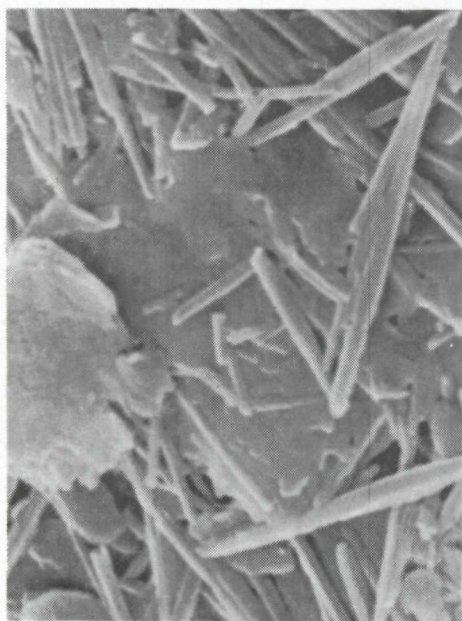
4



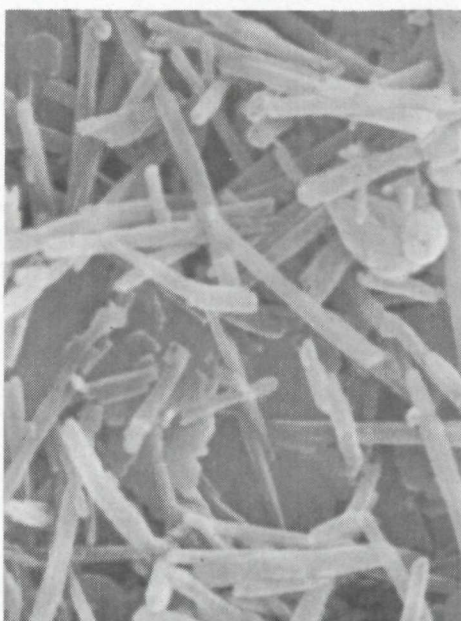
1



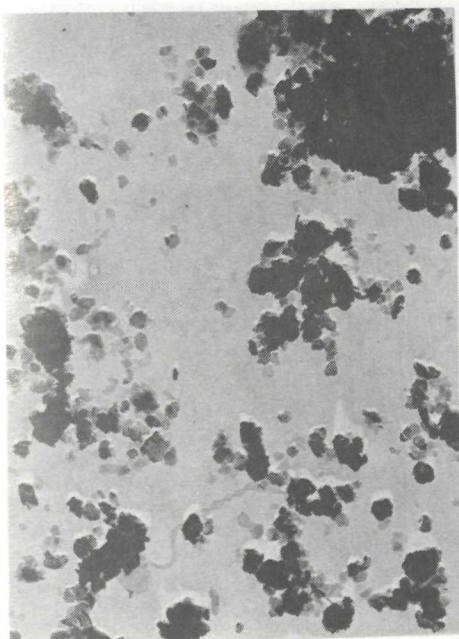
2



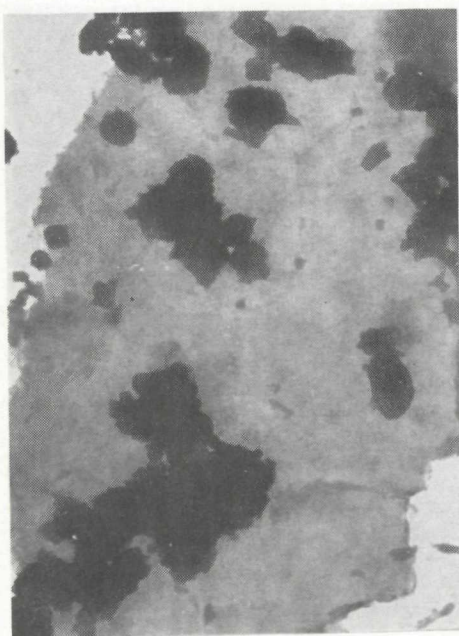
3



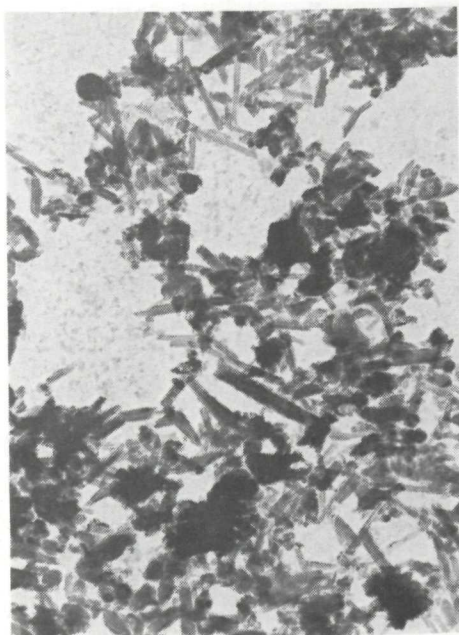
4



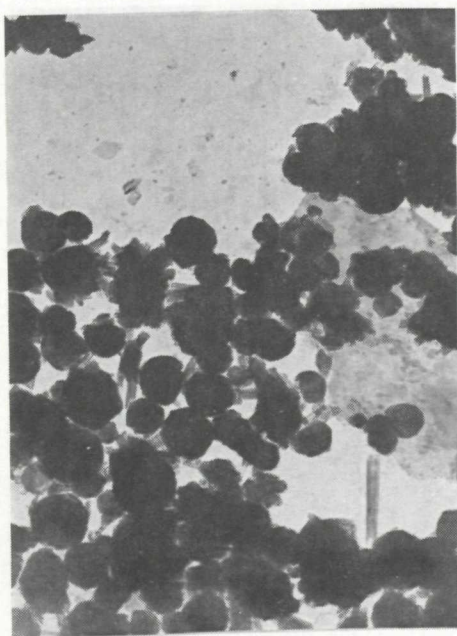
1



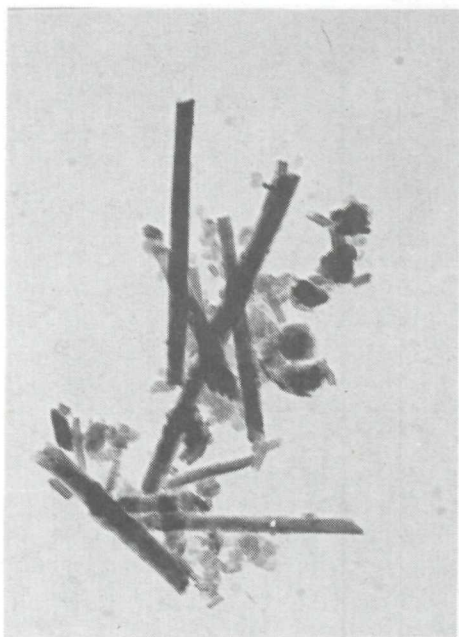
2



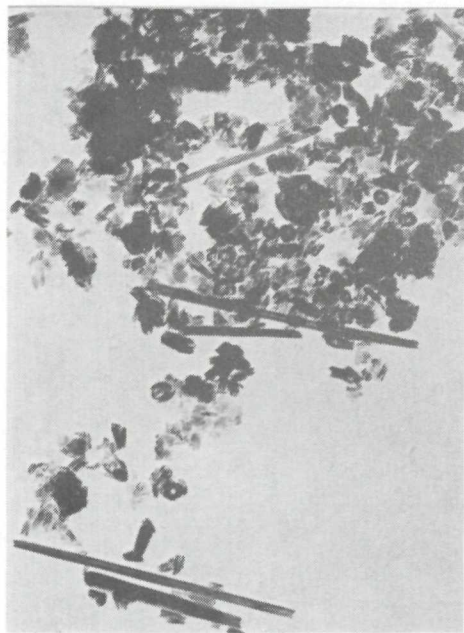
3



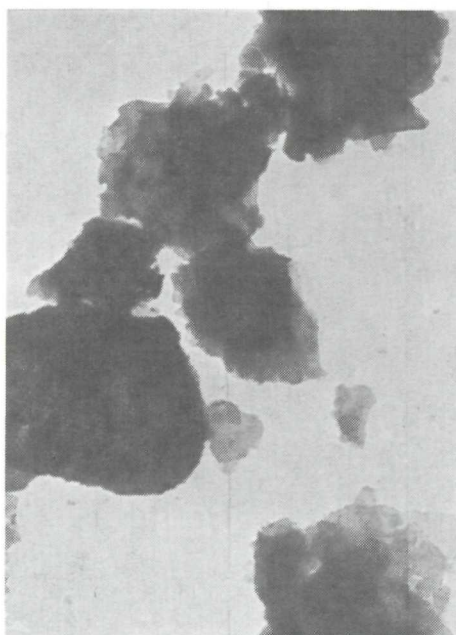
4



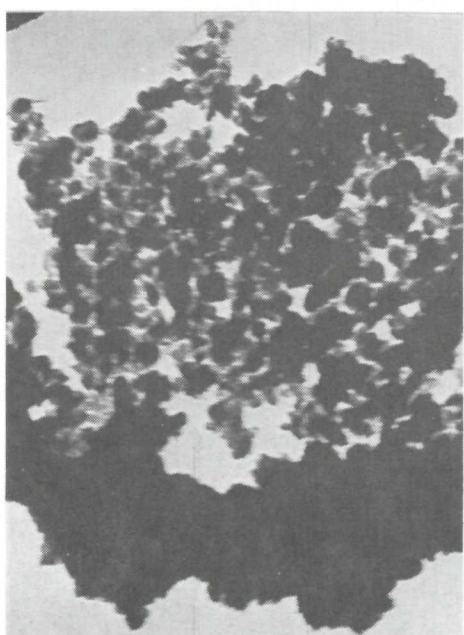
1



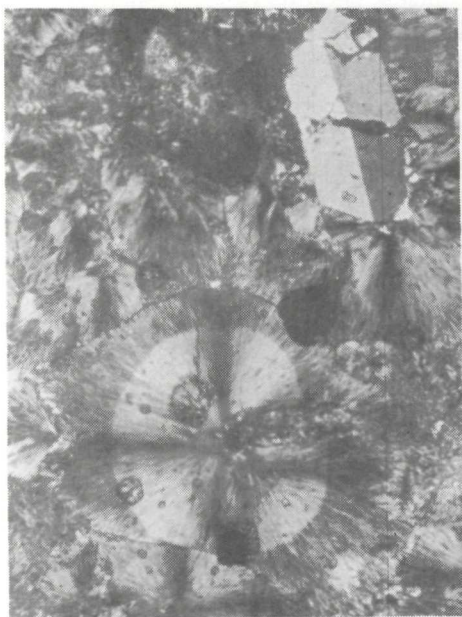
2



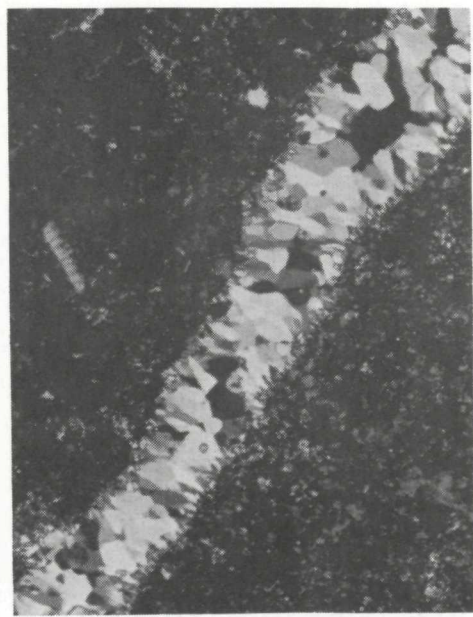
3



4



1



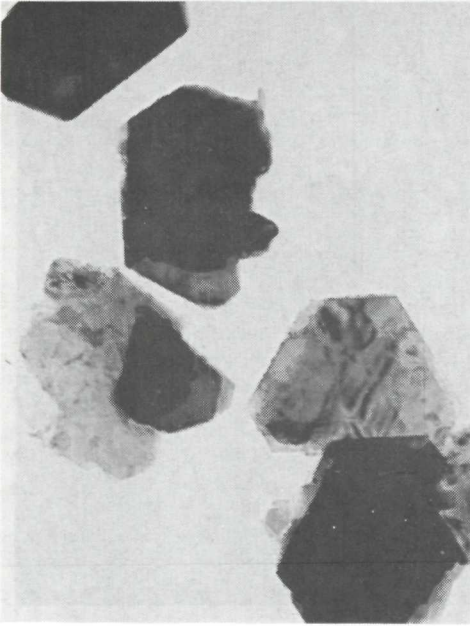
2



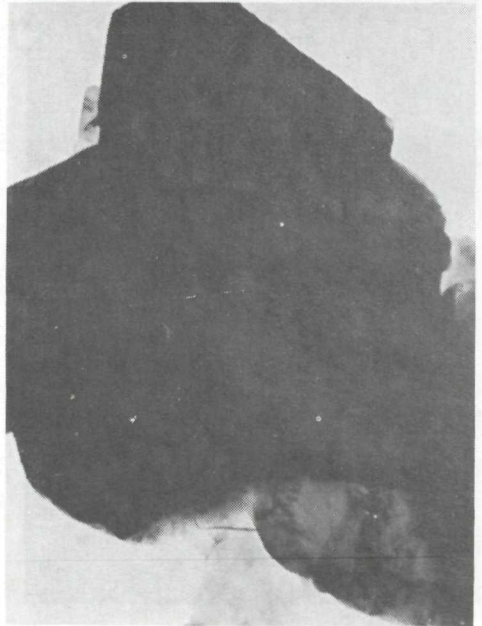
3



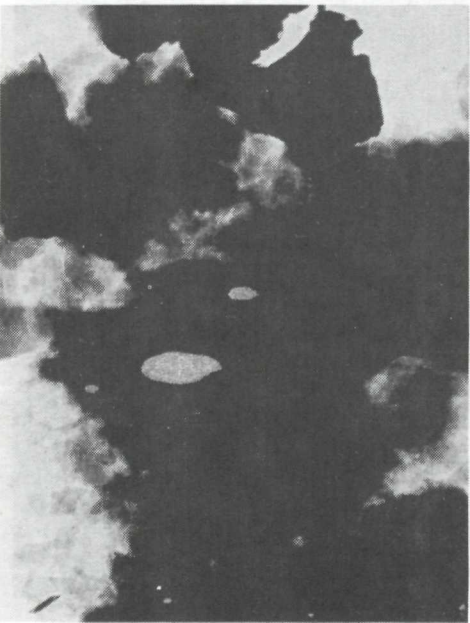
4



1



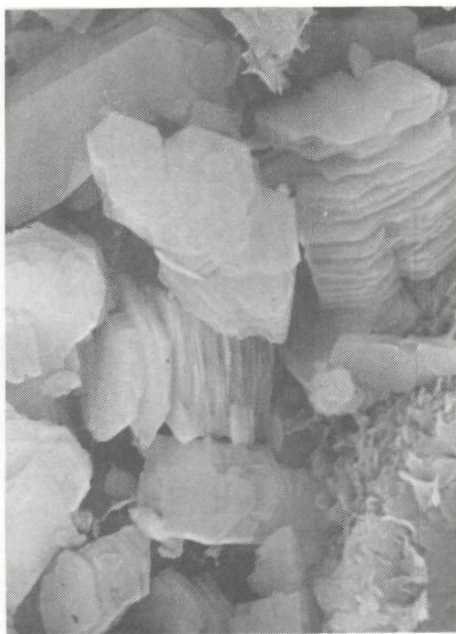
2



3



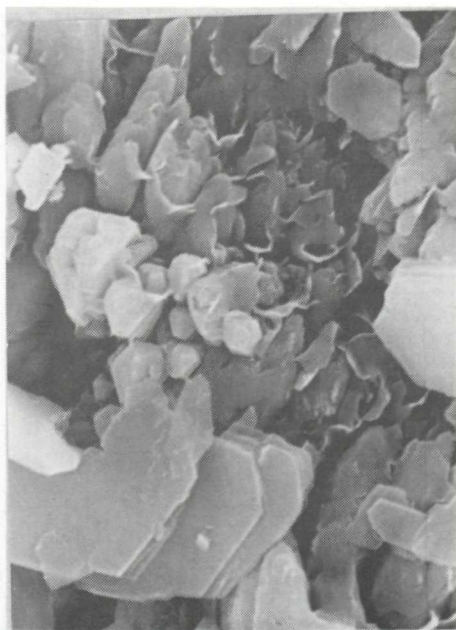
4



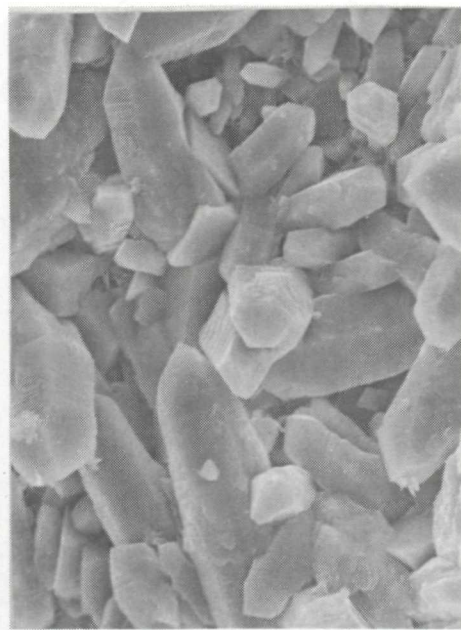
1



2



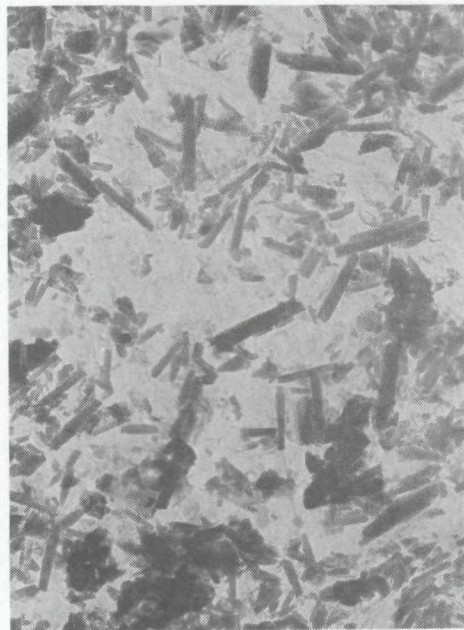
3



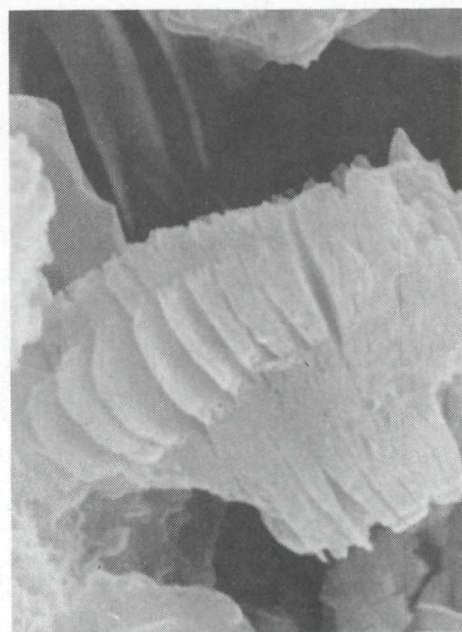
4



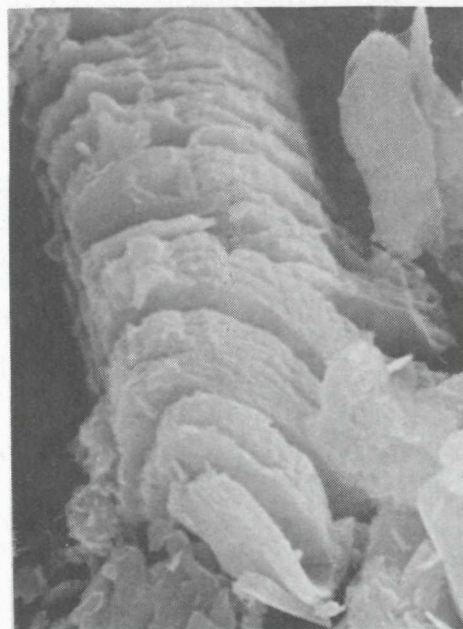
1



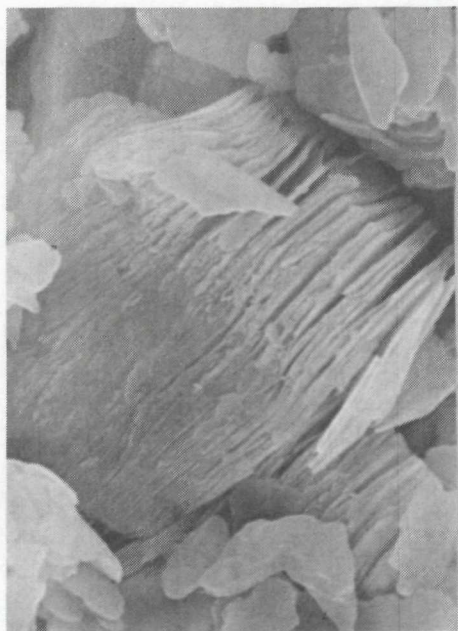
2



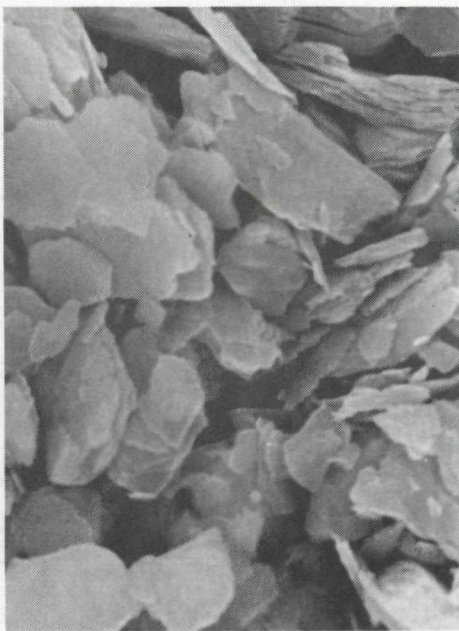
3



4



1



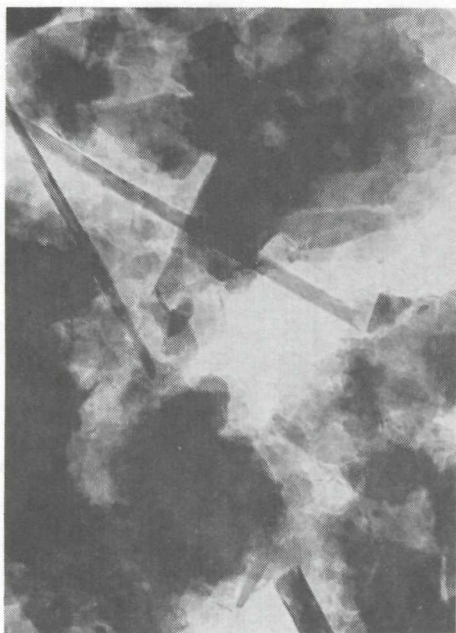
2



3



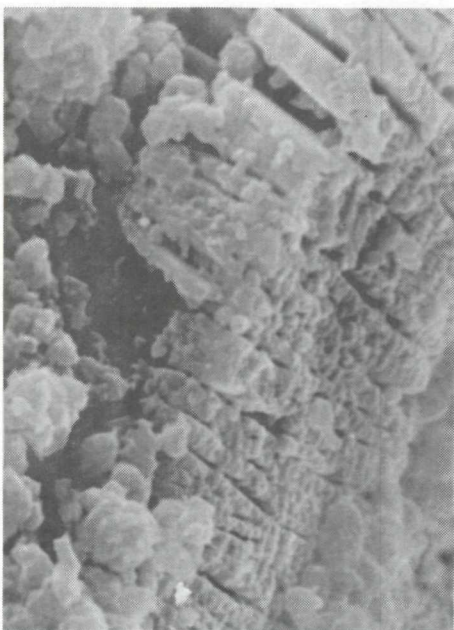
4



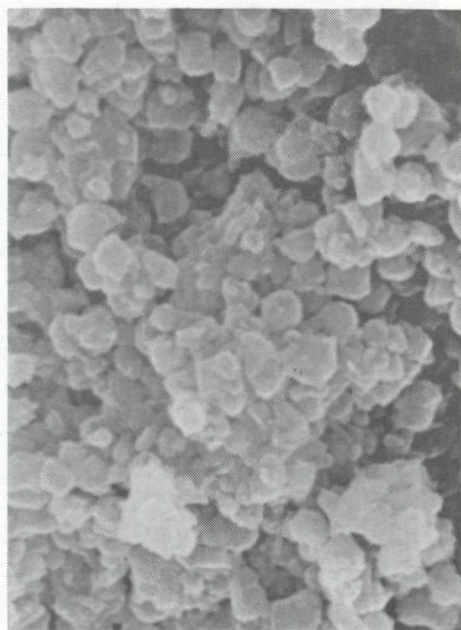
1



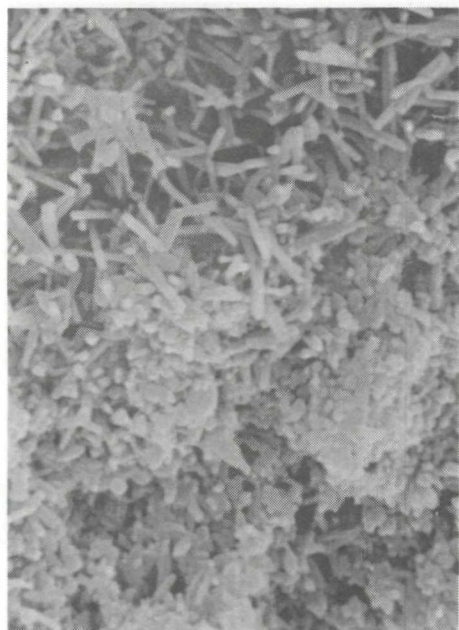
2



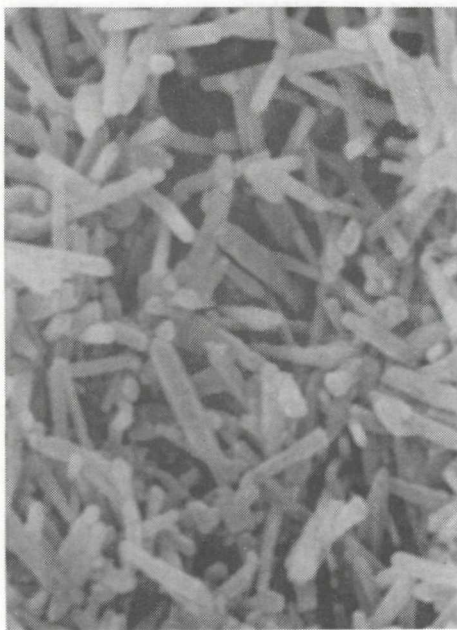
3



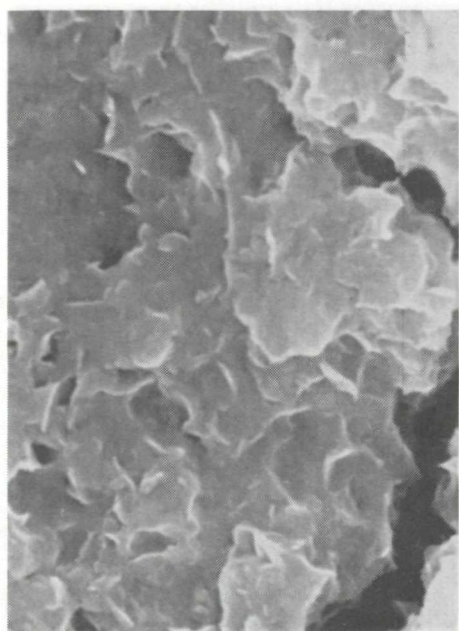
4



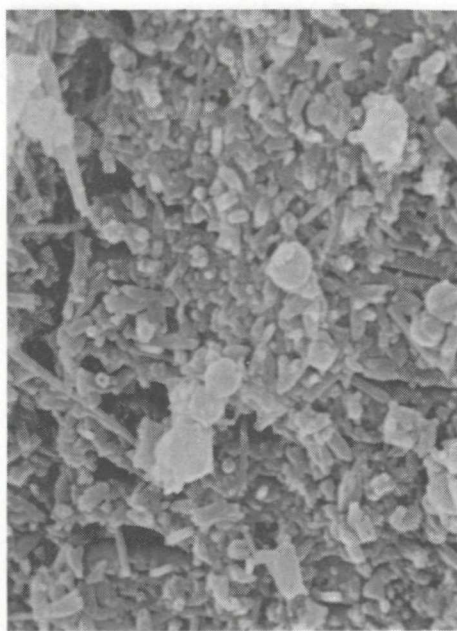
1



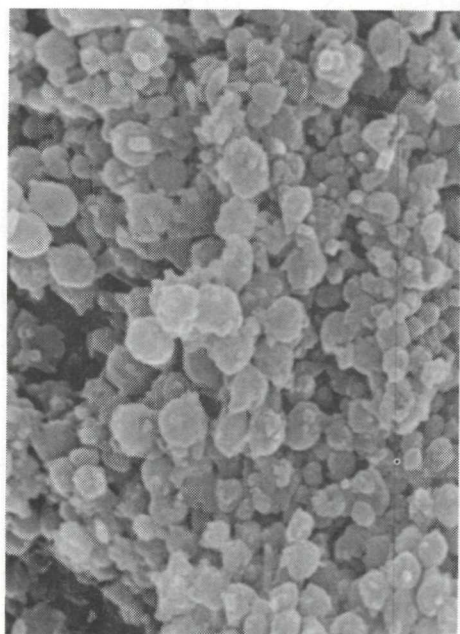
2



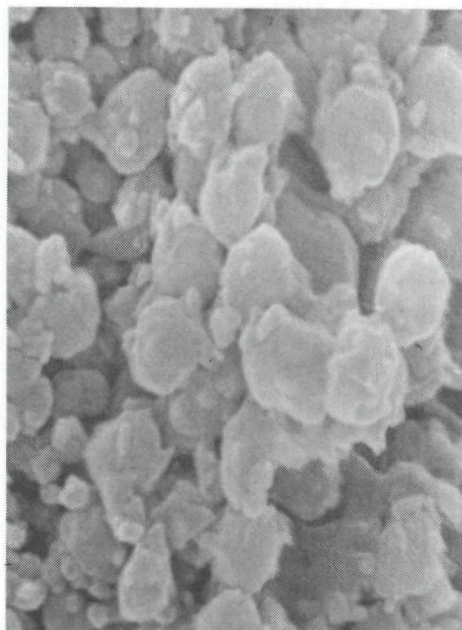
3



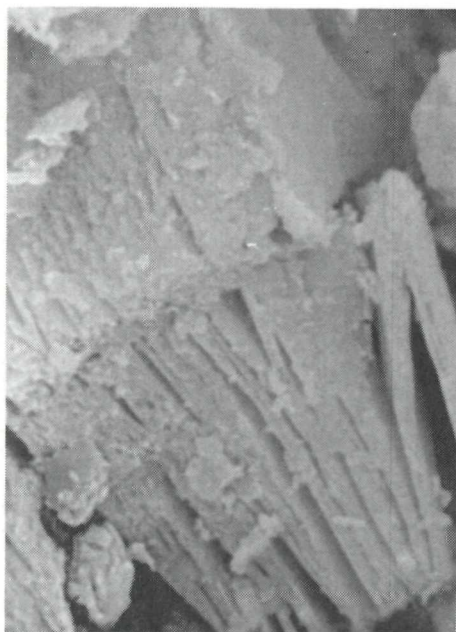
4



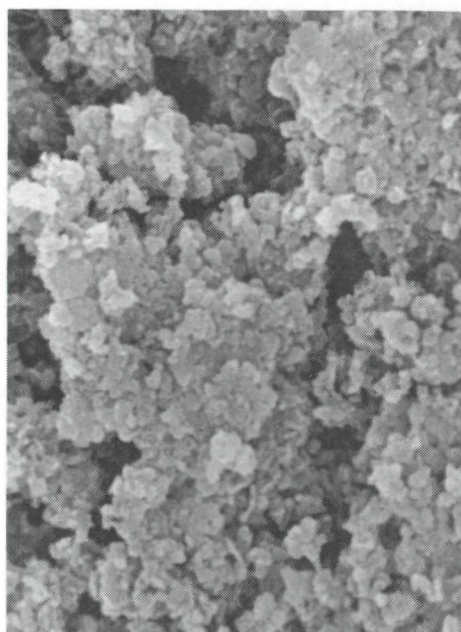
1



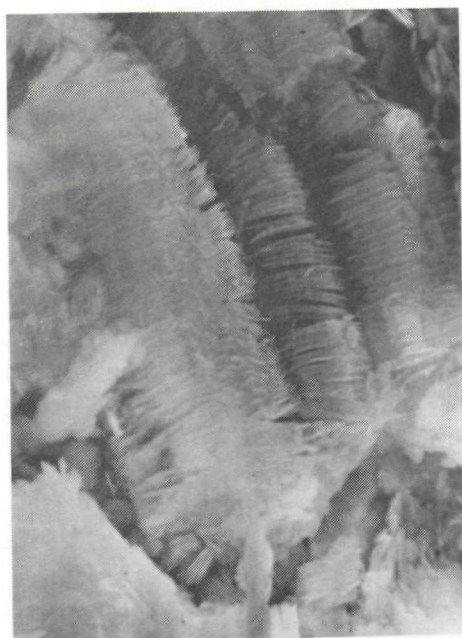
2



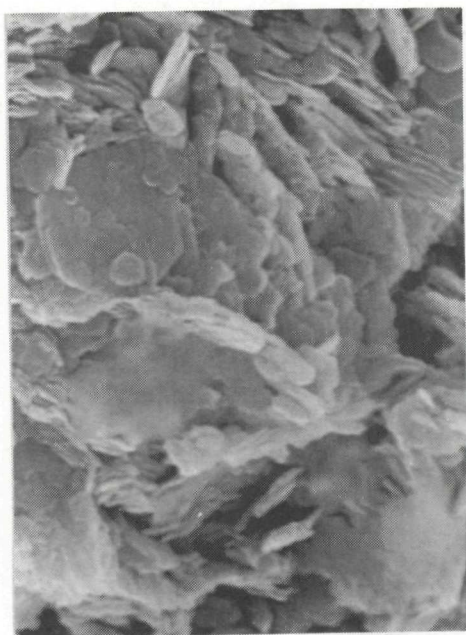
3



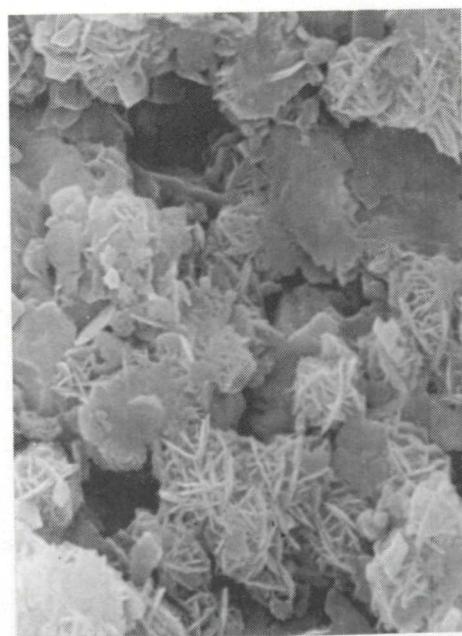
4



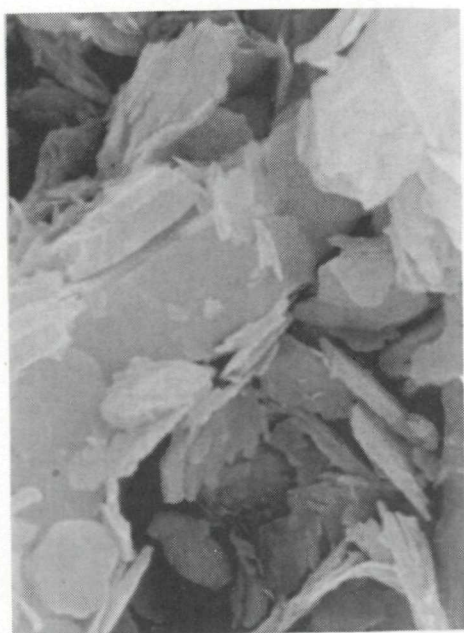
1



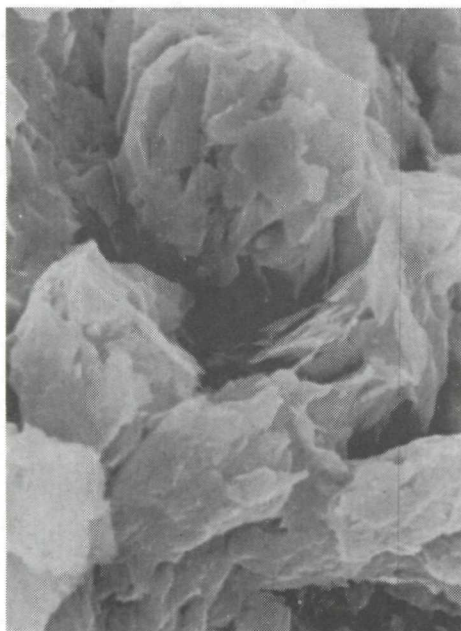
2



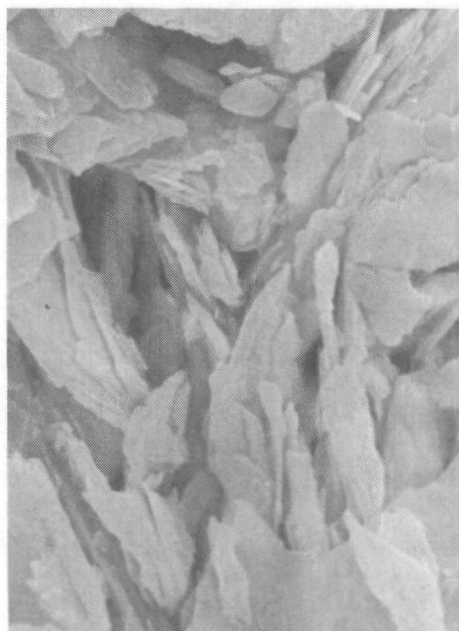
3



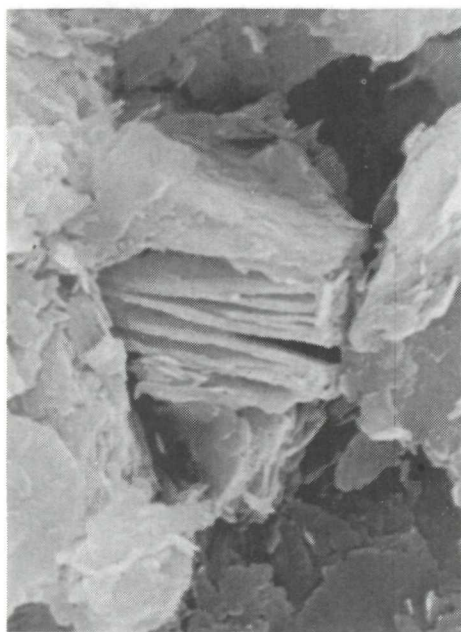
4



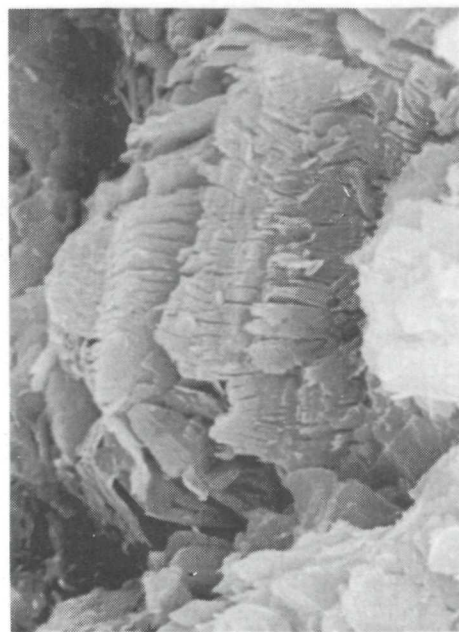
1



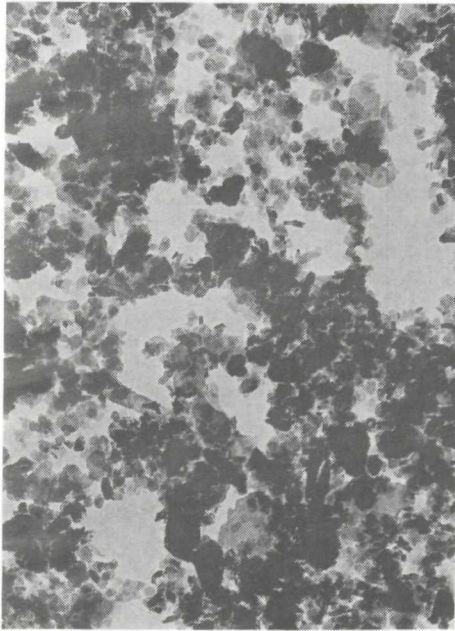
2



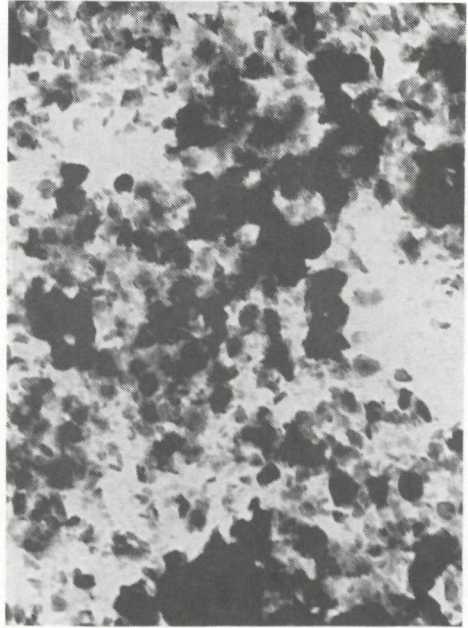
3



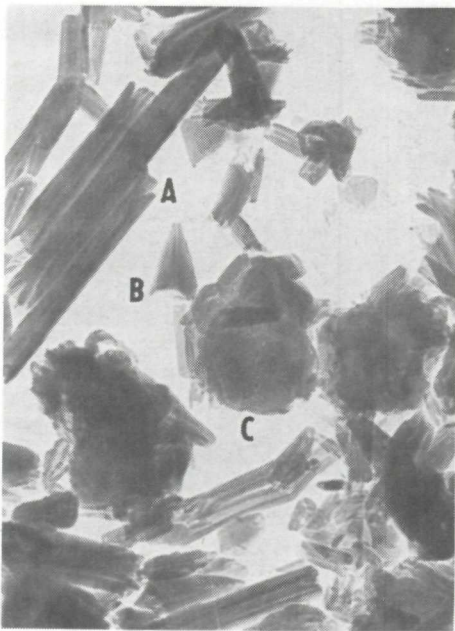
4



1



2



3



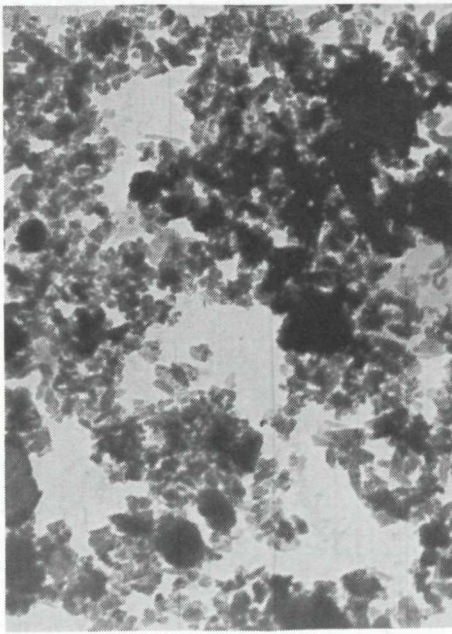
4



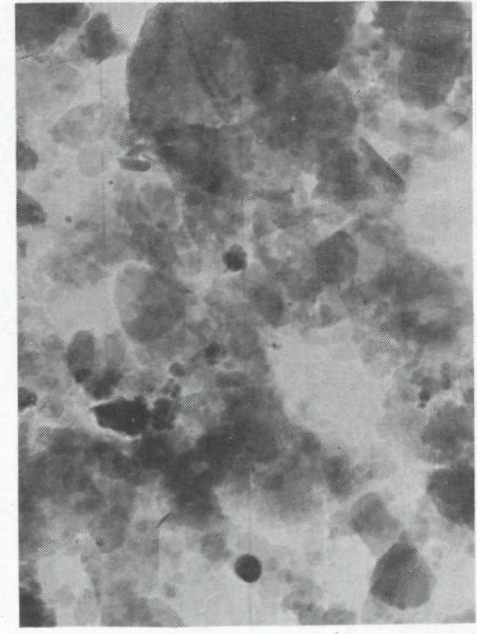
1



2



3



4

