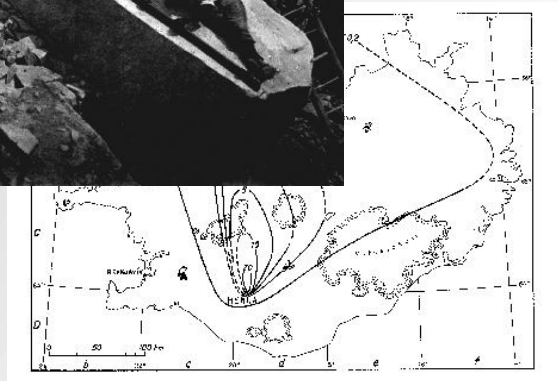
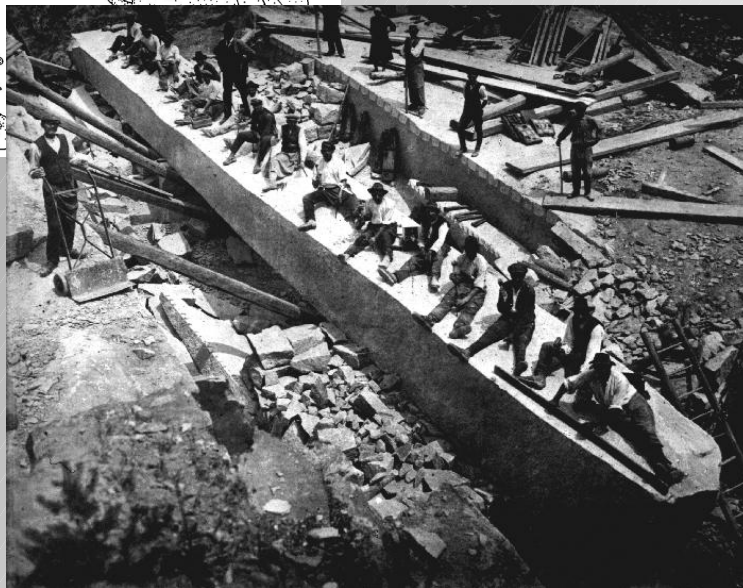
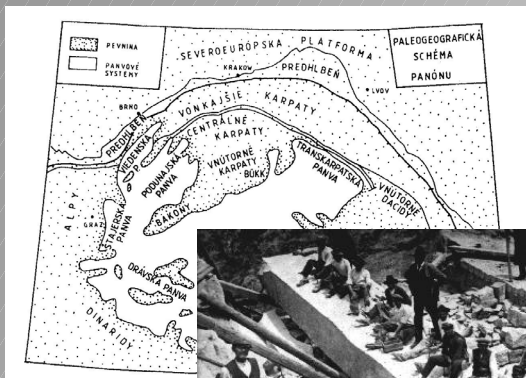


Masarykova univerzita v Brně  
Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně

## PETROLOGIE

Aleš Bajer  
Jiří Matyášek  
Klement Rejšek  
Miloš Suk



Brno 2004



Masarykova univerzita v Brně  
Mendelova zemědělská a lesnická univerzita v Brně

## **PETROLOGIE**

Mgr. Aleš Bajer  
Doc. RNDr. Jiří Matyášek, CSc.  
Doc. Ing. Klement Rejšek, CSc..  
Prof. RNDr. Miloš Suk, DrSc.

BRNO  
2004

*Ústřední obrázek na obálce:*

*Opracování monolitu pro Pražský hrad v granitovém lomu v Mrákotině v roce 1923.*

Technická úprava: Běla Hrbková

Recenzovali: Doc. RNDr. Miroslava Gregerová, CSc. - Přírodovědecká fakulta Masarykovy univerzity, Brno  
Prof. RNDr. Dušan Hovorka, DrSc. - Přírodovědecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava  
Prof. RNDr. Anna Vozárová, DrSc. - Přírodovědecká fakulta Univerzity Komenského, Bratislava

Copyright © Aleš Bajer, Jiří Matyášek, Klement Rejšek, Miloš Suk, 2004



# Obsah

1. Úvod (M. Suk).....	5
2. <i>Metody výzkumu hornin</i> (M. Suk).....	9
2.1 Terénní výzkum.....	10
2.2 Laboratorní výzkum vyvřelých a přeměněných hornin.....	12
Určení minerálního složení horniny.....	12
Určení stavby horniny.....	14
Určení vlastností minerálů.....	15
Určení chemického složení horniny.....	15
Určení chemického složení horninotvorných minerálů.....	16
2.3 Laboratorní výzkum sedimentů.....	17
Minerální složení sedimentů.....	17
Chemické složení hornin.....	18
Výzkum složek hornin.....	19
2.4 Fyzikální metody výzkumu hornin.....	20
2.5 Experimentální výzkum.....	20
2.6 Metody zjišťování teplot a tlaků v litosféře.....	20
3. <i>Horniny ve vývoji Země</i> (M. Suk).....	29
3.1 Petrogenetický cyklus.....	30
3.2 Budoucí vývoj.....	35
4. <i>Petrografické názvosloví</i> (M. Suk).....	41
4.1 Názvosloví hornin.....	42
4.2 Přehled hlavních názvů hornin.....	44
5. <i>Úvod do petrografie a petrologie vyvřelých hornin</i> (M. Suk).....	75
5.1 Principy systému vyvřelých hornin.....	76
5.2 Magma a jeho vlastnosti.....	76
5.3 Formace magmatických jednotek.....	79
Magma oceánské litosféry.....	81
Magma na okrajích kontinentů.....	82
Magmatické aktivity v kontinentální kůře.....	83
6. <i>Úvod do sedimentární petrografie a petrologie (sedimentologie)</i> (M. Suk).....	105
6.1 Zvětrávání.....	106
6.2 Reziduální horniny.....	107
6.3 Eroze.....	108
6.4 Transport zvětralinového materiálu.....	109
6.5 Usazování (sedimentace).....	110
6.6 Principy systému sedimentárních hornin.....	111
Klastické sedimenty.....	112
Neklastické sedimenty.....	114
Chemogenní sedimenty.....	115
Kaustobiolity.....	116
6.7 Diagenese (zpeňování, litifikace).....	116
6.8 Diagenetické horniny.....	118
6.9 Formace sedimentárních jednotek.....	118
7. <i>Úvod do petrografie a petrologie metamorfitů</i> (M. Suk).....	127
7.1 Principy systému metamorfovaných hornin.....	128
Klasifikace kvalitativně mineralogické.....	128
Klasifikace kvantitativně mineralogické.....	131
Klasifikace metamorfovaných hornin podle staveb.....	134
Petrochemické klasifikace metamorfovaných hornin.....	135
7.2 Anatektické horniny.....	138
7.3 Podmínky vzniku a formace metamorfovaných hornin.....	139
7.4 Vznik a vývoj minerálů při metamorfóze.....	141
8. <i>Principy regionální petrografie</i> (M. Suk).....	161
8.1 Litologie území.....	162
8.2 Litologie geologických jednotek.....	162

8.3 Petrologická formační analýza.....	163
9. <i>Aplikovaná petrografie</i> (M. Suk).....	172
9.1 Horninové zdroje nerostných a energetických surovin.....	173
9.2 Aplikace petrografie v archeologii (petroarcheologie).....	174
9.3 Úloha petrografie při rekonstrukci památek.....	175
9.4 Zvětvávání stavebních materiálů ve městech.....	175
9.5 Forenzní mineralogie a petrografie.....	176
9.6 Antropogenní minerály a horniny.....	178
9.7 Horniny v ochraně životního prostředí.....	182
9.8 Pedologie.....	185
Půda a pedogeneze (K. Rejšek).....	185
Taxonomický klasifikační systém půd ČR (A. Bajer).....	189
10. <i>Hlubinná petrologie</i> (M. Suk).....	201
10.1 Petrologické modely hlubinné stavby Země.....	203
Rozdíly ve složení jednotlivých obalů.....	203
Fázové změny hornin a minerálů.....	204
Změny fyzikálního stavu hornin.....	205
10.2 Srovnání složení Země s jinými kosmickými tělesy.....	206
10.3 Petrologie hornin hlubinného původu.....	207
10.4 Interpretace procesů probíhajících v Zemi.....	215
11. <i>Vybrané kapitoly o vyučování petrologie</i> (J. Matyášek).....	229
11.1 Úvod.....	230
11.2 Geologické vědy ve vývoji našeho školství.....	230
Počátky přírodopisného vyučování v 18. a 19. století.....	230
Vyučování základům geologických věd ve 20. století.....	231
Přírodovědné vzdělávání na základních školách po roce 1990.....	232
11.3 Cíl, význam a obsah vyučování petrologie na základních školách.....	233
11.4 Organizační formy vyučování geologické tematice na základních školách.....	234
Vyučovací hodina základního typu.....	235
Vyučovací hodina s problémovým vyučováním.....	235
Laboratorní práce.....	235
Vycházka, exkurze.....	236
11.5 Metody vyučování geologické tematice na základních školách.....	237
Metody slovní – výklad, rozhovor, přednáška, popis.....	237
Metody názorné.....	238
Metoda problémová – problémové vyučování.....	238
Metody praktické.....	239
Práce s učební literaturou.....	239
Metody opakování a procvičování učiva.....	240
Metody zkoušení a hodnocení vědomostí.....	240
11.6 Závěr.....	241
12. <i>Literatura doporučená k dalšímu studiu</i> .....	242
<i>Vysvětlivky</i> .....	245

# 1. Úvod



*Karikatura zakladatele petrologie J. Huttona z roku 1796*

K označení oboru geologických věd, který se zabývá studiem hornin se používá název *petrologie*. Tento název byl zaveden v Anglii v roce 1811 (ve správnější formě petralogie od řeckého petra = skála) a u nás běžně používán od poloviny 19. století např. E. Bořickým. Zabývá se vznikem hornin, jejich systematikou, různými aspekty jejich vývoje a vztahy k okolním objektům litosféry. Na začátku 20. století kdy převládaly práce zabývající se popisem hornin se častěji používal název *petrografie*, čemuž odpovídá dosud běžné označení *technická* nebo *regionální petrografie*<sup>1</sup> (v níž jde o rozšíření určité horniny v daném úseku zemské kůry). Synonymem pro petrologii je do značné míry název *litologie* (z řeckého lithos = kámen) a synonymem pro sedimentární petrologii označení *sedimentologie*.

K petrologii v širším významu patří též:

- *Petrofyzika*, která se zabývá hlavně fyzikálními vlastnostmi hornin. Je základem geofyziky, jejíž jednotlivé metody jsou založeny na studiu rozdílů ve fyzikálních vlastnostech horniny.
- *Petrochemie* se zabývá především chemickým složením hornin, označuje se tak také nauka o složení a úpravě ropy.
- *Hlubinná petrologie* studuje materiály, které mohou tvořit hlubší patra Země, nepřístupná přímému zkoumání, a procesy jejich vzniku v těchto hloubkách. Kromě hornin, které tvoří jejich kůru je to materiál tvořící plášť a jádro Země.
- *Experimentální petrologie* zahrnuje laboratorní napodobení podmínek vzniku hornin, plášťového materiálu i regolitu. Většina údajů pochází z velkých renomovaných laboratoří, jako je Carnegieho ústav v USA či Ústav Maxe Plancka v SRN.
- *Technická petrografie* studuje nehorninové materiály, např. sklo, keramické hmoty, strusky apod. petrografickými metodami, umělé kameny, abraziva a také petrologické procesy a jejich uplatnění v technice, např. tavení horninového materiálu (petrurgie) nebo krystalizace kovových tavenin (metalurgie).
- *Aplikovaná petrografie* je aplikace petrografických metod v různých oborech (archeologie, pedologie, environmentalistika a mnoho jiných).

Pro označení předmětu studia petrologie se používají tři základní termíny: skála, kámen a hlavně hornina.

*Skála* (skalisko, skalina<sup>2</sup>, skalka) znamená výchoz pevných hornin z moře, nebo ze zvětralinového pláště, který souvisí s pevným horninovým základem. V angličtině je používán v tomto významu termín rock (např. Rock of Gibraltar), v němčině das Fels.

*Kámen* definuje Ottův slovník naučný (1898) jako prstonárodní pojmenování horniny. V moderní češtině má ovšem význam poněkud jiný. Označují se jím kusy hornin, úlomky apod., odloučené od horninového masívu buď přírodními procesy (vyvětráváním) nebo uměle (lámáním a technickou úpravou). Takto kámen definuje např. Český slovník věcný a synonymický (Haller 1969). Tomu odpovídá použití ve spojení: lomový kámen, stavební kámen i drahý kámen, prubířský kámen, kámen ve šperku apod. V petrografii je používán v některých zastaralých názvech hornin (zelenokámen, zelenokam).

*Hornina* je materiál tvořící skály, skalní masívy i kameny. Definice horniny v petrografickém smyslu není stále jednoznačná. Jednotlivé definice zdůrazňují různé aspekty např. stavby nebo jiných vlastností hornin, významných pro vývoj životního prostředí (horninového prostředí). Nejčastější je definice „horniny jsou seskupení nerostů nebo organických zbytků vzniklé zákonitými přírodními procesy a zákonitě se v přírodě opakující, podstatně se podílející na stavbě litosféry a tvořící samostatná geologická tělesa“. Podle této definice k horninám nepatří antropogenní materiály (umělé

<sup>1</sup> Zde používáme převážně obecný termín petrologie, termín petrografie ponecháváme tam, kde skutečně jde převážně o popis (regionální petrografie, technická petrografie) a termín petrologie by působil rušivě.

<sup>2</sup> V české terminologii, ve vysokoškolské učebnici „Metamorfované horniny“ zavedl B. Hejtman (v roce 1961) termín skalina (německy granofels) pro označení kompaktní přeměněné horniny, která nemá výraznější foliaci (protiklad krystalické břidlice).

kameny, keramické hmoty, beton apod.), horninou není led, který je součástí hydrosféry (ačkoliv např. Dudek et al. 1984 řadí led mezi horninotvorné minerály), nejsou jimi ani mimozemské kameny (regolit) a materiály tvořící zemský plášť. Sporná je také podmínka, že horniny mají tvořit podstatnou část litosféry. Některá z těchto úskalí obchází definice J. Krupičky (1968), která zdůrazňuje především vývojové hledisko: hornina je součástí litosféry, kterou tvoří dynamický systém pevné a fluidní fáze a nikoliv statický systém stabilních komponent.

Podle Gregerové (in Hovorka et al 1996) *hornina je přírodně, uměle nebo kombinací obou vzniklá látka, tvořená souborem zrn jednoho nebo více minerálů, sklem, přeměněnými organickými hmotami nebo kombinací těchto komponent*. Tato definice je natolik široká, že logicky zahrnuje i technické hmoty (petrurgie, metalurgie, umělé kameny, betony apod.), materiály kosmického původu a také hmoty tvořící zemský plášť. Tím předchází mnoha terminologickým nejasnostem.

Horniny provázejí člověka od samého začátku lidské civilizace. Byly nejprve zbraní, pak nástrojem a patrně (jily) i potravou, byly však také prostředkem k vyjádření umělecké individuality. Ne nadarmo pocházejí nejstarší známé stopy po dolování z ložisek pestrých jíílů v Africe (45 000 let) a nejstarší sochy z Egypta. Postupně byly využívány kovy (měď, cín, zlato, železo), ale i grafit a sůl. Mnoho dokladů o vyspělém zpracování kamenů a transportu vhodných materiálů i na značné vzdálenosti v eneolitu na území Slovenska přinesli Hovorka a Illiášová (2002). Na území ČR byli prvními prospektory Keltové, kteří úspěšně vyhledávali zlato, grafit, sůl, azbest i nerudní suroviny. Stopy po keltském dobývání materiálu na mlýnské kameny (žernovy) jsou dodnes zachovány v okolí Žernosek. Ve středověku se znalost hornin rozvíjela především v souvislosti s dobýváním (Agricola), ale obecná znalost hornin byla velmi malá. Ku příkladu Komenský definuje horniny jako „kopaniny zemní, ničeho než roztlučení schopné, dělí se na vzácné a obyčejné“. Základy moderní petrologie je třeba hledat teprve na počátku 19. století v Anglii ve sporu neptunistů a plutonistů. Významnou etapou byla druhá polovina 19. století kdy konstrukce mikroskopu přinesla objevy a definice celých stovek hornin (tzv. zlatý věk petrografie). Další etapu znamenají aplikace termodynamických zákonů v petrologii. Z poznatků E. Bořického vychází např. V. M. Goldschmidt, P. Eskola, J. Sederholm, P. Holmquist, P. Niggli. Současně se rozvíjí i výzkum a interpretace staveb hornin. Nejvýznamnější představitelé byli H. Cloos a B. Sander. Moderní petrologie pak se rozvíjí aplikacemi výsledků experimentů a termodynamických výpočtů. Nejvýznamnějšími představiteli byli ve druhé polovině 20. století N. L. Bowen, H. Ramberg, H. Saxena, N. S. Yoder, T. Barth, O. F. Tuttle, J. B. Thompson, A. Myiashiro.

U nás má petrologie dlouholetou tradici díky jáchymovskému lékaři Agricolovi, který v roce 1561 vydal rozsáhlou monografii o hornictví v níž byly zavedeny některé nové názvy hornin (greisen, gneis, serpentín), v 18. století byl od Náměště nad Oslavou poprvé určen jako samostatný druh hornin granulit (V. Justí 1761), české názvy zavedli počátkem 19. století J. Sv. Presl a J. Krejčí (žula, rula, svor). Koncem 19. století pracovali světově proslulí badatelé E. Bořický a K. Feistmantel, kteří stáli u začátků aplikace termodynamických zákonů a chemických zákonů na geologické objekty. V té době byla pojmenována německými badateli řada hornin z našeho území (např. polzenit, těšinit, niklesit – podle německého jména Raškova, bielenit, weigelit aj.). Zakladateli moderní petrologie se u nás stali zejména R. Kettner, J. Slavík a V. Rosický a jejich žáci V. Zoubek, J. Koutek, F. Fiala, J. Kratochvíl, A. Orlov a z další generace J. Krupička, B. Hejtman, J. Vachtl (technická petrografie), J. Štelcl („petroarcheologie“). Ke klasikům oboru dnes již patří J. Konta a J. Petránek (sedimentární petrologie), A. Dudek, F. Fediuk a M. Palivcová, autoři populárních petrografických tabulek a atlasů hornin, Z. Kukul a M. Eliáš (sedimentologie).

Zájem o horniny je motivován celou řadou aspektů lidské činnosti, zejména péčí o životní prostředí, vzhledem k tomu, že jeho nejnámějším zdrojem je interakce litosféry se všemi ostatními sférami Země (bio-, hydro-, atmo-, techno-sférou). Jde o:

- Vliv hornin a horninotvorných procesů na člověka (geological hazards), např. sopečné výbuchy, projevy působení tlaků, působení přirozené radioaktivity hornin, vliv horninotvorných minerálů (asbest, sillimanit, jílové minerály), vlastnosti stavebních materiálů aj.
- Využití hornin – surovinové zdroje, zemní práce, energetické zdroje, agrorudy, stavební materiály, tavený čedič. Zvláštní pozornost si zaslouží rozsáhlé plýtvání přírodními hmotami: kvalitní žuly jsou drceny na šterky, kvalitní mramory používány na výrobu cementu, chemická surovina uhlí se zneužívá ke spalování.
- Vliv člověka na horniny – přemísťování hmot, změny vlastností hornin (vysoušení, zpevnění), ovlivnění tvorby půd a jejich složení, vznik antropogenních sedimentů.

Nemalý je i význam pro další vědy – poznatky petrologie mají zásadní důležitost pro geofyziku (všechny geofyzikální metody jsou založeny na zkoumání rozdílů mezi fyzikálními vlastnostmi hornin), paleontologii (poznání životního prostředí organismů v minulosti Země), mineralogii (poznání podmínek vzniku minerálů), i další např. archeologii (původ materiálu artefaktů), ochranu památek (původní materiál na opravy), biologii (mikroorganismy v horninách), kriminalistiku a mnoho dalších.

## 2. Metody výzkumu hornin



*Měření magnetické susceptivity hornin kapametrem*

Moderní petrologický výzkum není pouhý popis horniny. Jde nejen o zjištění jaké má hornina složení, kde v systému je její místo, ale hlavně o objasnění jak, za jakých podmínek a kdy vznikla a jak se vyvíjela, případně též jak se bude dále vyvíjet. Získání potřebných kritérií zahrnuje aplikaci mnoha geologických věd v terénu i při laboratorním výzkumu.

## 2.1 Terénní výzkum

Základem úspěšné aplikace všech petrologických metod bez výjimky je dokonalá znalost geologického postavení zkoumaných hornin, jejich pozice v tělese, vztahy k ostatním horninám téže geologické jednotky.

**Geologické těleso** lze podle A.Grmely (1988) definovat jako část geologického prostoru, omezenou geologickou hranicí, uvnitř které zůstávají spojitě přinejmenším ty vlastnosti, pomocí nichž byla hranice stanovena. **Geologickou hranicí** rozumíme jakoukoliv plochu, která má geologický smysl a kterou lze stanovit na základě jednoznačného postupu. Je to plocha, na níž dochází k přerušení spojitosti některých vlastností, jejichž soubor byl předem vymezen a definován. Rozeznáváme geologické hranice disjunktivní, ostré a smluvní.

**Disjunktivní hranici** představuje plocha porušení celistvosti (přerušení souvislosti) prostoru; jde tedy obvykle o hranici zlomovou - tektonickou. Přejít přes tuto hranici může, ale nemusí být doprovázen výraznější změnou sledovaných vlastností.

**Ostrá hranice** je dána plochou, na níž dochází k výraznému přerušení spojitosti některých charakteristických znaků či vlastností (např. vrstevní plochy v komplexu petrograficky odlišných vrstev, plochy diskordance apod.). Disjunktivní i ostré hranice jsou v terénních podmínkách zpravidla dobře vizuálně sledovatelné.

Tam, kde nelze stanovit disjunktivní ani ostrou hranici, vymežeme **hranice smluvní**, a to přirozeného či zcela umělého typu. Takovou hranici např. představuje plocha proložená všemi body, v nichž určitá vlastnost dosahuje hodnoty, na jejíž velikosti jsme se předem dohodli (např. mocnost, popelnatost, kovnatost apod.). Typickou umělou hranicí geologického tělesa může být jeho omezení, dané např. administrativní hranicí dobývacího prostoru. Mezi smluvní hranice náležejí i hranice **biostratigrafické**, dané výskytem určitého faunistického, nebo floristického druhu, typického (vůdčího) pro danou vývojovou etapu.

S přihlédnutím k povaze vnějších hranic a přítomnosti dalších možných geologických hranic i uvnitř samostatných geologických těles můžeme hovořit o geologických tělesech disjunktivních, ostré ohraničených, jednoduchých, složitých, složených apod..

**Jednoduché geologické těleso** je takové, v němž podle daného kritéria nelze stanovit žádné další geologické hranice. Uvnitř složitých geologických těles tomu tak není. Například vrstva vápence vymezená spodní a svrchní vrstevní plochou je složitým geologickým tělesem, pokud bereme v úvahu pukliny jako další hranice geologického tělesa.

**Složené geologické těleso** představuje soubor geologických těles (omezených přirozenými hranicemi), který nelze definovat s ohledem ani na jedinou společnou vlastnost jako jednoduché těleso. Například těleso plutonu, složené z petrograficky odlišných typů vyvřelin, porušené zlomy, prostoupené žilami apod.

Geologická tělesa, byť jen částečně ohraničená smluvní (umělou) hranicí, můžeme označit jako **smluvní** (umělá).

Při studiu *vyvřelých hornin* je nutné se v terénu zabývat především výzkumem rozměrů a formy magmatických těles a jejich vnitřní stavbou (obr.2.1.). K výzkumu tvarů těles se používají metody geologického mapování, dálkového průzkumu, geofyzikální metody (např. konturování zakrytých těles, jejich hloubkové stavby, lokalizace přívodních kanálů) a vyhodnocení dat z hlubších vrtů. Při studiu vnitřní stavby je důležité sledování vertikálních a horizontálních změn (zonalita, obr.2.2.), kontaktní působení na okolní horniny, výzkum inhomogenit (šliry, xenolity, xenokrysty), vztahy xenolitů k plášti tělesa a k podložním horninám, geometrie a časové vztahy žilných hornin podle vzájemného přesekávání a vztahu k tvaru hostitelského tělesa, zákonitosti distribuce, orientace a kvality puklin, celkový objem vyvřelé hmoty a u současných erupcí i viskozita a teplota lávy. Vzájemné (relativní) stáří vyvřelin (např. samostatných těles v plutonech, lávových proudů na sopečných kuzelech, obr.2.3.) je samozřejmou součástí této práce.

Při studiu *sedimentárních hornin* je nutné se zabývat jednak procesy, jednak jejich produkty. Z procesů jde zejména o zvětvávání, mechanismus a chemické složení, transport (rychlost smývání, posunu na svahu, velikost odnášeného materiálu, jeho uspořádání, přenášení a složení, směry



transportu v moři apod.), sedimentace (rychlost usazování za jednotku času, hloubka, cykličnost) a procesy diagenese. Dále je třeba se zabývat rozměry a formou těles (pánví, delt apod.), stanovit snosové oblasti, vnitřní stavbu (vrstevnatost, rytmičnost a cykličnost sedimentace, změny zrnitosti, přerušení sedimentace – hiáty, ráz sedimentačního prostředí, hloubky vody, vzdálenost od pobřeží. Výsledky se znázorní v mapách facií (litologické změny, biofaciální změny a tektonofaciální změny), mapách mocností (izopachy), v mapách palinspastických (horniny v místě původního uložení) a paleogeografických (geologická stavba v daném období geologické minulosti, obr.2.4.).

V *metamorfovaných horninách* se zabýváme především stanovením metamorfní zonálnosti (podle objevení nebo vymizení vhodného minerálu-indikátoru, změn ve složení minerálů, velikosti zrna, změny v krystalinitě a krystaličnosti, změny ve stupni dehydratace minerálů, barvě minerálů nebo pylových zrn apod.). Značný význam má vysledování výskytů fragmentů hornin odchylného složení, vztah odchylných hornin k okolním (strukturní reliktů jejich transportu a zaujetí místa (mis-en-place), rozdíly ve stupni a rázu přeměny, tvar, rozměry a forma odchylných těles). Dále je nutné podrobně určit foliaci a puklinatost, jejich vztah k původní vrstevnatosti a vrásovou stavbu (drobně tektonická analýza). To umožní hledat stratigrafii a vymezit litostratigrafické či litodemické jednotky.

Rozhodující však je vymezení izometamorfních zón s horninami stejného stupně přeměn (izozonálními). V příslušné zóně je třeba odlišit i horniny odpovídající složením jinému metamorfnímu stupni, tzv. anizozonální, které mají buď jiný vývoj nebo odlišné vlastnosti výchozích hornin (např. odlišný obsah fluidní fáze nebo odlišnou kompetenci vůči okolí).

Základním úkolem petrografa v terénu je **odběr vzorků** k laboratorním petrologickým výzkumům. Je přitom třeba:

- znát geologickou pozici hornin v tělese, tj. umět definovat místo odběru vzorku s ohledem na zonalitu geologických těles (tzn. litofacií v sedimentech, zonálnímu uspořádání ve vnitřní stavbě magmatických hornin – masivů, žil a lávových proudů, jejich stratifikaci apod., v metamorfovaných horninách pak pozici v systému izográd),
- dbát, aby vzorek byl čerstvý, i když, a i to je třeba brát do úvahy, v našich podmínkách i zdánlivě čerstvé vzorky jsou až do hloubek 150 - 200 m ovlivněny exogenními procesy,
- znát zda vzorek reprezentuje hlavní horninu, nebo odlišnou polohu, vložku či žílu v horninovém komplexu. S tím souvisí i požadavek na homogenitu horninového vzorku, která může být, např. v tence páskovaných horninách problematická (zásekové nebo zprůměrované technologické vzorky mají v petrologii jen omezené použití),
- uvědomit si, že hmotnost (objem) odebraného vzorku je závislá na jeho zrnitosti: čím je hornina hruběji zrnitá, tím větší musí být hmotnost odebraného vzorku,
- vzorek odebrat způsobem, který neovlivní konečný výsledek (např. otěr železných mechanických prostředků odběru, zahřátí při vrtání, změny složení fluidní fáze výplachem apod.),
- hodnotit vzorek z hlediska intaktnosti technogenezí (změny chemismu sedimentů průsaky odpadních vod, změny magnetického pole atd.),
- vzorky odebíráme ze skalního masívu, z lomů, důlních děl geologickým kladívkem, které musí být speciálně zakalené (pro odběr vzorků ke geofyzikálnímu zpracování používáme kladivo z antimagnetické oceli), ručním vrtáčkem nebo sbíječkou (pneumatické kladivo), případně použijeme speciálních metod jímání (např. vzorky fluidní fáze nebo plynů).
- vzorky k laboratornímu zpracování odebíráme zpravidla jako orientované (tzn. pomocí geologického kompasu, označené tak, aby bylo možno rekonstruovat jejich orientaci (úklon a směr) v prostoru. Před transportem musí být vzorky pečlivě zabaleny (speciální pytlíky, krabičky a vzorkovnice),
- pro dokumentaci a muzejní účely vytváříme z čerstvých hornin tzv. formáty (pokud možno ploché destičky 9×12 cm).
- pro těžební účely se odebírají zprůměrované vzorky zásekové a technologické. Pro zprůměrnování homogenního vzorku používáme tzv. kvartování (promíchaný opakovaně vzorek dělíme na čtvrtiny a zmenšujeme tak jeho objem). Velikost vzorku záleží na zrnitosti a na metodách, které při jeho zpracování chceme aplikovat. Podrobnější údaje najdeme v práci Táborský, Tomas (1985).

K důležitým metodám patří i odběr a zpracování vzorků z vrtů a důlních děl. Každý vzorek by měl mít následující údaje: název vrtu, hloubku z níž byl odebrán a údaj o souřadnicích a nadmořské výšce

ohlubně vrtu, v případě důlního díla též údaje o patře a kótě odběru. Vzorky jsou podle způsobu odběru:

- a) petrografické (důraz na homogenitu z jednoho místa, příp. jádra)
- b) zásekové zahrnující ložiskový úsek (průměr)
- c) úlomkové při vrtání systémem rotary, sloužící hlavně k orientačnímu určení geologických poměrů  
Pro mnohé metody má význam i výzkum stvolu vrtu:
  - a) vyhodnocení karotážními metodami (např. gama-karotáž), určení minerálního složení hornin (obr.2.5.)
  - b) vyhodnocení televizní karotáže
  - c) určení tlaku podle deformace stvolu nebo jádra
  - d) určení tepelného toku

Petrografické i zásekové vzorky a téměř výlučně vzorky úlomkové jsou odebírány na významných a hlubokých vrtech průběžně a vyhodnocovány v laboratořích přímo na místě vrtu, u běžných vrtů buď při skartaci nebo prostřednictvím Geofondu u vrtů uložených v jeho archivech.

Významnou součástí terénního výzkumu je i písemná dokumentace zahrnující lokalizaci vzorku, skici a fotografické snímky.

## 2.2 Laboratorní výzkum vyvřelých a přeměněných hornin

Cílem laboratorního výzkumu je definovat horninu a analyzovat její vznik a vývoj (tj. změny podmínek teploty, tlaku a složení v čase). Při interpretaci výsledků je důležité:

- vést v patnosti, že výsledky experimentů nemohou nikdy zcela odpovídat poměrům v přírodě (např. v důsledku nemožnosti napodobení časového faktoru při experimentech, působení tíhového, magnetického a elektrického pole Země),
- mít na zřeteli, že k reálné interpretaci nestačí zpravidla jedno určení, ale je nutné zhodnotit celý statistický soubor navzájem geologicky adekvátních vzorků,
- uvědomit si, že tam, kde se neopíráme o skutečné horniny a znalost jejich pozice (např. při výpočtech modelů hlubší stavby Země) pohybujeme se vždy v říši dohadů, snů a fantazie.
- Při zpracování vzorků musíme:
- pečlivě zvažovat požadovanou přesnost určení, která musí odpovídat možnostem a cílům určení. Současné analytické metody jsou natolik citlivé, že výsledky může ovlivnit např. i náhodný otěr zlata ze snubního prstenu při odběru vzorků. Přitom náklady na přesnější analýzy rostou geometrickou řadou,
- zvážit, zda jsou pro dané rozbory k dispozici všechny potřebné geologické údaje k jejich interpretaci,
- uvědomit si, zda jsou použité metody statisticky adekvátní požadovaným interpretacím.

Hornina je zkoumána:

- a) *ve vzorku* (makrostruktura, porfyrické vyrostlice, přítomnost skla, rozlišení homogenních hornin a chorizimitů)
- b) *ve výbruse či nábruse* (běžně rovnoběžné s osou c, nebo orientované v prostoru již při odběru vzorku): kvantitativní a kvalitativní minerální složení, stavba horniny, strukturální vztahy minerálů
- c) *homogenizovaném preparátu* (tj. upravený kvartováním): chemické složení horniny
- d) *ve speciálně upravených vzorcích* (např. destičky pro mikrosundu, tělíška různého tvaru a rozměrů pro strukturální a petrofyzikální výzkum, vesměs orientovaná v prostoru)

### Určení minerálního složení horniny

- kvalitativně: určení druhu minerálů ve výbrusu či nábrusu polarizačním mikroskopem nebo dopadajícím světlem (minerografie), infračervenou spektroskopií, RTG metodami, termografickými metodami, orientované na Fedorovském stolku, katoluminiscenčním mikroskopem apod.
- kvantitativně: odhadem (srovnání se vzorovými tabulkami, lineárním nebo bodovým integrátorem)

Základními stavebními prvky, z nichž se jednotlivé horniny skládají jsou *minerály*. Ty z nich, jež se významně podílejí na stavbě hornin, označujeme jako *horninotvorné*. Z asi 3 000 druhů minerálů se jako horninotvorné uplatňuje asi 200 druhů, a podstatný význam má jen 20. I když mají skupiny hornin vyvřelých, sedimentárních i metamorfovaných některé typické a charakteristické nerostné

součásti, které se v jiných skupinách vyskytují jen vzácně nebo nejsou zastoupeny vůbec, jsou hlavní nerostné součásti všech tří skupin v podstatě tytéž.

Hlavní klasifikační i genetický význam mají *minerály světlé*, z nichž nejdůležitější jsou živce. *Tmavé minerály* (hlavně silikáty Fe a Mg) jsou určující pro horniny bazické a ultrabazické.

#### *Světlé minerály*

Živce dělíme do dvou skupin:

*Živce draselné* -  $K(AlSi_3O_8)$  - vystupují ve dvou modifikacích, jednoklonné (ortoklas, anortoklas, sanidin) a trojklonné (mikroklin). Existují všechny strukturní přechody mezi jednoklonnou a trojklonnou krystalovou strukturou, stupeň trojklonnosti (triklinity) může podávat důležité informace o vývoji a způsobu vzniku horniny. Některé mohou obsahovat i značný podíl albitové složky - takové jsou typické hlavně pro výlevné horniny a některé granity vzniklé za vysoké teploty.

*Plagioklasy* - (živce sodno-vápenaté) se skládají ze dvou složek navzájem mísitelných. Sodná složka -  $Na(AlSi_3O_8)$  - je nerost *albit*, vápenatá složka -  $Ca(Al_2Si_2O_8)$  - nerost *anortit*. Jejich směsi tvoří tzv. plagioklasovou řadu. Podle stoupajícího obsahu anortitové složky (v %) to jsou:  $_{0}albit$   $_{10}oligoklas$   $_{30}andezín$   $_{50}labradorit$   $_{70}bytownit$   $_{90}anortit$   $_{100}\%$ .

Z klasifikačního hlediska řadíme albit do obsahu 5 % An složky k živcům *alkalickým* (spolu s draselným živcem). Albity s více než 5 % An složky a oligoklasy označujeme jako plagioklasy kyselé, labradority a anortity jako plagioklasy bazické. Přítomnost určitých členů plagioklasové řady charakterizuje mnoho druhů vyvřelin.

*Křemen* -  $SiO_2$  - je jeden z nejdůležitějších minerálů vyvřelin, charakteristický pro kyselé vyvřeliny hlubinné, žilné i výlevné (granity, ryolity). Vzhledem ke své odolnosti proti zvětrávání se stává hlavní součástí hornin sedimentárních.

*Foidy* (zástupci živců) jsou minerály podobné chemickým složením živcům, ale s nižším obsahem  $SiO_2$  v poměru k alkáliím. Vyskytují se ve vyvřelinách chudých na  $SiO_2$ , v nichž vznikají namísto křemíkem bohatších živců. Hlavní z nich jsou sodné *nefelin* a *sodalit* (s obsahem chloru), draselný *leucit* a *melilit*, který obsahuje vápník a hořčík.

#### *Tmavé minerály*

*Olivín* - silikát Mg a Fe je typický minerál bazických výlevných a některých hlubinných hornin, vzácně vytváří i horniny monominerální (dunity) a je nejspíše nejdůležitější součástí svrchního pláště Země. Pro různé druhy vyvřelin je charakteristický poměr hořčíku a železa v olivínech, poměrně stálá je příměs niklu.

*Pyroxeny* - důležitá skupina silikátů železa, hořčíku, vápníku a dalších prvků (Al, Ti, Na, Mn aj.) je podstatnou součástí mnoha vyvřelých hornin, hlavně bazických. Jsou v nich zastoupeny pyroxeny kosočtverečné (enstatit, bronzit a hyperstén) a jednoklonné (diopsid, augit a alkalický pyroxen egirin).

Jednotlivé druhy pyroxenů se mohou navzájem izomorfne mísit, takže jejich složení je obecně značně složitější než základní vzorce koncových typů řad. Složení pyroxenů a obsah jednotlivých prvků v nich umožňují usuzovat v řadě případů na teplotní a tlakové podmínky krystalizace horniny.

*Amfiboly* - rozsáhlá a značně složitá skupina silikátů hořčíku, vápníku, železa a některých dalších prvků (Na, Al, Ti). Nejjednodušším druhem amfibolů je *tremolit* a jemu složením blízký aktinolit (tremolit s obsahem Fe a Na), složitější členy amfibolové skupiny, hornblendy („obecný amfibol“ - složení tremolit + Fe, Al, Na, K), *čedičový amfibol* (tremolit + Fe, Al, Na, Ti) a *alkalické amfiboly* (vysoký obsah Na). Uvedené amfiboly jsou vesměs jednoklonné, kosočtverečné typy se uplatňují mezi horninotvornými nerosty jen velmi vzácně.

*Slídy* - nejvýznamnější jsou dva druhy draselných slíd: *biotit* (tmavá slída) a *muskovit* (světlá slída). V ultrabazických horninách se může vyskytovat i hořečnatá slída - *flogopit*. Některé slídy mají zvýšený obsah lithia (*cinvaldit*, *lepidolit*).

Jako minerály příměsí (akcesorie) se v horninách vyskytují hlavně rudní minerály (např. *magnetit*, *ilmenit*, *pyrit*, *pyrhotin*) a *apatit*, *rutil*, *titanit*, *zirkon* a *turmalin*.

Při hodnocení podmínek vzniku *metamorfovaných hornin* jsou minerály jedním z nejdůležitějších kritérií. Vznik minerálů závisí na příhodnosti chemického složení a podmínkách, hlavně teploty a tlaku a na možnostech migrace látek i na krátkou vzdálenost. To je třeba si uvědomit hlavně při hodnocení distribuce prvků mezi minerály v hornině, při hodnocení genetického významu složení minerálů tvořících směsné krystaly (*amfiboly*, *pyroxeny*, *granáty*, *živce*, *slídy*) i vzniku celých asociací.

Je třeba také uvážit, že jen málokdy tvoří v metamorfovaných horninách minerály rovnovážný systém a že zatím neznáme všechny faktory podmiňující jejich vznik. Mohou tedy všechny závěry odvozené pouze z minerálů být jen hrubým vodítkem pro úvahy o vzniku těchto hornin.

V přeměněných horninách jsou většinou zastoupeny obdobné minerály jako v horninách vyvřelých (živce, křemen, tmavé minerály).

K charakteristickým minerálům přeměněných hornin patří zejména:

Minerály složení  $Al_2SiO_5$ : *sillimanit* (bílý, většinou jehličkovitý), *andaluzit* (růžový, sloupečkovitý) a *kyanit* (modrý), které se nacházejí v horninách středních a vyšších stupňů metamorfózy, s přebytkem hliníku. Bývají často přítomny mezi těžkými minerály v klastických sedimentech.

*Cordierit* - důležitý alumosilikát, obsahující v různých poměrech Fe a Mg. Velmi snadno se rozkládá na směs chloritů (tzv. pinit); cordierit vzniká za vysokých teplot při kontaktní i regionální metamorfóze.

*Granáty* - jsou zastoupeny v těžkém podílu sedimentárních hornin a v některých vyvřelinách. Jsou však charakteristické především pro metamorfované horniny, kde jsou většinou ve směsích čistých složek:

- *pyropu* (Mg a Al granát), který převládá v granátech metamorfovaných ekvivalentů bazických vyvřelin (hadce, amfibolity, eklogity);
- *almandinu* (Fe a Al granát), převládají ve svorech, pararulách, migmatitech a ortorulách;
- *spessartinu* (Mn a Al granát) v žulách, aplitech a pegmatitech;
- *grossularu* (Ca a Al granát) v kontaktně metamorfovaných vápencích.

*Epidot* - se nachází v produktech nízkoteplotní a hydrotermální metamorfózy hlavně bazických vyvřelin.

*Serpentin* je vlastně směs hořečnatých alumosilikátů chrysotilu, lizarditu a antigoritu, která vzniká serpentinizací olivínu.

*Chlority* jsou alumosilikáty blízké slídkám, s obsahem chemicky vázané vody. Jsou šupinkovité, zelené, vyskytují se v horninách nízkých metamorfních stupňů a v produktech hydrotermálních přeměn. Hojně jsou zejména hořečnaté chlority *penin* a *klinochlor*.

Velmi významné jsou pro metamorfované horniny ještě další minerály, které se však v horninách vyskytují jen v menším množství. Pro kontaktně metamorfované vápence jsou např. charakteristické kromě jiných *wollastonit*, *vesuvian*, tremolit a minerály skupinu *spinelu*. Ve svorech se spolu s kyanitem a granátem velmi často vyskytuje *staurolit*, tvořící křížové prorstlice, a v kontaktních rohových *korund*.

Častými minerály metamorfovaných hornin jsou šupinkovitý *grafit* (čistý uhlík), vznikající při metamorfóze vápenců a jílovitých břidlic s příměsí organické substance, a *magnetit*, dosti hojný hlavně v metamorfních ekvivalentech bazik (zelené břidlice, hadce, amfibolity), ve skarnech i v některých pararulách. Důležité jsou některé minerály typické pro sedimenty, hlavně *uhličitan* (*kalcit*, *dolomit*, *magnezit*, *siderit*), především v horninách, které vznikly přeměnou karbonátových sedimentů.

## Určení stavby horniny

Ve výbrusech nebo v kombinaci na sebe kolmých výbrusů z orientovaných vzorků:

- určení přednostní orientace minerálů, usměrnění podle tvaru či mřížky
- určení sledu krystalizace minerálů a produktů jejich rozpadu
- stanovení velikosti zrna (relativní i absolutní)
- studium úhlů ve stycích minerálů
- statistické zpracování orientace zrn a statistické určení stupně homogenizace horniny (na bodovém integrátoru), prostorové vztahy zrn stejného minerálu (metoda AWA)

Základním a zcela nezastupitelným úkolem strukturního studia hornin je *určení časových vztahů* horninotvorných minerálů. Ty mají rozhodující význam pro analýzu vývoje všech hornin po jejich vzniku.

U **vyvřelých hornin** jde především o potvrzení vztahů minerálů podle Bowenova schématu a zjištění případných odchylek nebo překrývání intervalů krystalizace.

Z údajů o vztazích minerálů vyplývá rozlišení stádií vývoje vyvřelých hornin podle S. J. Shanda z roku 1944:

- 1) *I. magmatické stadium* ( $M_1$ ): Krystalizace bezvodých silikátů (*olivínu*, *pyroxenů*) i krystalizace jiných bezvodých minerálů (např. *ilmenitu*, *magnetitu*, *apatitu* apod.)
- 2) *II. magmatické stadium* ( $M_2$ ): Krystalizace minerálů se skupinou OH, v nichž podíl  $H_2O$  v analýze nepřestupuje 5 % (*amfibol* a *biotit*)

- 3) *Výšeteplotní hydrotermální stádium ( $H_1$ )*: Vznik nových minerálů v pevné hornině na úkor minerálů bezvodých (např. uralitizace pyroxenů)
- 4) *Nížeteplotní hydrotermální stádium ( $H_2$ )*: Dříve vykrystalované tmavé minerály v něm mohou být nahrazovány minerály s vysokým obsahem vody (např. chlority, serpentinovými minerály, zeolity, jílovými minerály) a také karbonáty.

Toto dělení je však dnes již zastaralé a neúplné. Ve vyvěřelých horninách by měly být rozlišovány přinejmenším:

1. Minerály původních hornin z nichž magma vzniklo (mohou jimi být např. grafit či granáty v andezitech obsahujících sedimentární materiál)
2. Minerály vykrystalované v magmatickém krbu (např. chromit, ilmenit)
3. Tranzitní minerály, vznikající (nebo zachycené) během pronikání magmatu zemskou kůrou (např. granáty v bazaltech Českého Středohoří, zrna křemene v bazaltu na Riegrově stezce u Semil)
4. Bezvodé minerály krystalující na místě tuhnutí magmatu (I. magmatické stádium  $M_1$ )
5. Minerály se skupinou OH ( $M_2$ )
6. Minerály vznikající v pevné hornině (pneumatolytické stádium  $H_1$ )
7. Minerály druhotné (hydrotermální stádium  $H_2$ )
8. Minerály vznikající při zvětrávání

**V metamorfovaných horninách** mohou být:

1. Minerály reliktní, zachované z původního protolitu (mateřské horniny)
2. Minerály tranzitní, které byly vtěsnány při tektonických pochodech
3. Minerály metamorfogenní, vzniklé při hlavní metamorfóze:
  - a) ve stadiu progresivních přeměn
  - b) při vyvrcholení metamorfózy
  - c) při postupném poklesu metamorfních podmínek
4. Minerály naložené, které vznikly po hlavní metamorfóze např. při následných polymetamorfních přeměnách
5. Minerály vzniklé druhotnými, zejména zvětrávacími, procesy

### Určení vlastností minerálů

Určení tvaru a dalších speciálních vlastností minerálů: barva, dvojčatné srůsty, teplota homogenizace plynokapalných uzavření, reakční lemy, pseudomorfózy, zonálnost minerálů, disperze dvojlomu, stopy rozpadu a pleochroické dvůrky, vysokoteplotní a nízkoteplotní formy minerálů, mřížkové parametry, inkluze, homogenizace, složení, optické vlastnosti.

### Určení chemického složení horniny

Provádí se na homogenizovaném (kvartovaném) vzorku, upraveném třením v achátové misce, popř. chemicky. Vzorek může být odebrán ručně nebo ručním vrtákem z výchozu, z vrtného jádra, ze stěny důlního díla. Je buď bodový (odebrán z prokazatelně homogenní části horniny) nebo zásekový pro technologickou analýzu suroviny.

- chemická analýza klasická: zpravidla se určují  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Ca}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{NiO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Li}_2\text{O}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}^+$ ,  $\text{H}_2\text{O}^-$ , S a uvádí v uvedeném pořadí. Je nutné uvádět též sumu (pro kontrolu, analýzy se součtem do 99,5 a nad 100,3 je nutno brát s rezervou).
- chemická analýza technologická: přesností je stejná, ale protože je provedena na homogenizovaném zásekovém vzorku nelze ji pro petrologické úvahy použít
- obsah stopových prvků v hornině. Nejdůležitější je obsah REE (vzácné zeminy), radioaktivních prvků, Sr, Rb, V, Cr, Ni, C a dalších cca 20 prvků
- obsah izotopů stabilních (O, S, C, H, He) i radioaktivních (U, Pb, K, Ar, Sr, Rb, Sm, Nd aj.)
- mikrochemické složení plynokapalných uzavření (v podstatě určení složení plynné a kapalné fáze horniny).

*Chemická analýza celkového složení* má význam pro systematické zařazení horniny (u vyvěřelých stačí i jen jedna analýza, u ostatních je potřeba statistického souboru analýz hornin petrograficky prokazatelně shodných, žádoucí je petrografická kontrola homogenity souboru). Výsledky analýzy se přepočítávají podle některého systému a vyjadřují v příslušných diagramech. Pro určení původu horniny a podmínek vzniku se používají kromě souhrnných diagramů též diagramy závislosti nejčastěji dvou složek (např. poměr a součet alkálií, poměr obsahu křemíku a hliníku, Rb a Sr a mnoho

jiných) a vztah chemického a minerálního složení. Chemická analýza má dále význam pro určení původu a geochemického typu horniny (geochemická typologie), k rozlišení formační příslušnosti horniny (tholeiitová, vápenato-alkalická apod.). U metamorfovaných je srovnání důležitým indikátorem protolitu.

*Stopové prvky* mají význam pro:

- určení způsobu vzniku horniny (vztah obsahu inkompatibilních a kompatibilních prvků, stupeň zralosti podle distribuce vzácných zemin),
- určení podmínek vzniku,
- určení stáří horniny (pozor na interpretaci získaných dat – údaje ze vzorků celkové horniny mohou dávat smíšené stáří).

*Izotopy* se používají pro určení stáří (radioaktivní izotopy) pro určení původu horniny (stabilní i nestabilní izotopy indikují vliv plášťových a korových hmot, poměr diferenciacce a asimilace), teplotu vzniku horniny.

### **Určení chemického složení horninotvorných minerálů**

- klasická analýza jednoho zrna: aplikovatelná jen u minerálů, které nejsou zonální, nemají uzavřeniny ani produkty rozpadu či jiné inhomogenity. Dává průměrné složení zrna,
- klasická analýza několika izolovaných zrn ukazuje průměrné složení daného minerálu v hornině. Výsledek nelze vyjadřovat stechiometrickým vzorcem,
- analýza mikrosondou, popř. rentgen-spektrální analýza: dávají informace o složení v jednom bodě studovaného minerálu. Umožňují určit složení jednotlivých zón, složení dvojčatných lamel, rozložení prvků v minerálech.

Výsledky různého způsobu určení nelze navzájem srovnávat!

Stopové prvky i izotopy (nejčastěji pro určení radiometrického stáří) se určují zpravidla z jednoho zrna.

Složení minerálů ukazuje na původ a vývoj horniny, umožňuje vypočítat zákonitosti distribuce prvků mezi minerály, která je významným geologickým termometrem a barometrem (Fe a Mg mezi olivínem a pyroxenem, granátem a pyroxenem, amfibolem a biotitem). Pozor: musí být prokázáno, např. strukturním výzkumem, že oba minerály jsou v hornině v rovnováze. Složení minerálu samého může být také indikátorem teploty nebo tlaku (obsah Sc v biotitu apod.).

Při zpracování chemických dat se používají různé druhy přepočtů:

#### **a) vyvřeliny**

- přepočet minerálního složení (kvantitativního zastoupení minerálů) na chemické složení horniny (nutno znát kvantitativní zastoupení minerálů, chemické složení minerálů a specifické hmotnosti minerálů)
- přepočet chemického složení horniny na její minerální složení: výpočet norem (CIPW, Rittman, Mielke – Winkler, Opletal), přímý přepočet na teoretické složení minerálů, modelový výpočet za určitých podmínek P a T
- výpočet různých koeficientů pro jednotlivé druhy vyvřelin, např. ultrabazik, bazických vyvřelin (např. Le Maitre v úpravě Le Base (1990), Myjashiro – Ueda (1975), Hess, kyselých granitických hornin – I, S, M, A)
- AFM diagram (Wager, Brown 1939)
- srovnání s průměrným obsahem prvků ve vyvřelinách určitého prostředí
- různé hodnoty ve srovnávacích diagramech

#### **b) metamorfity**

Podle účelu rozlišujeme:

- přepočty klasifikační, jen vyjíměčně celkové (Simonen, Marakušev), častější pro jednotlivé horniny (např. eklogity – Smulikowski, karbonáty, amfibolity)
- přepočty k určení změn chemizmu při metamorfóze celkové (Lapadu-Hargues, Mehnert, Wedepohl), pro jednotlivé horniny, např. migmatity (Mehnert), metasomatické horniny (Barth, Saxena, Koržinskij), amfibolity (Tonika), dolomitizace (Leake)

- přepočty k vyjádření závislosti minerálního složení na chemické složení horniny: ACF a AKF (Eskola, Winkler), epi-, mezo- a katanorma (Niggli, Burri, Barth), Thompsonův tetraedr a jiné ACFM přepočty (Mason, Rozen)
- určení chemizmu protolitu např. Peltola, Davoine, de la Roche (orto a para horniny), Myiashiro (metabazity), litogeochemické přepočty Rozena a Predovského
- distribuce prvků mezi minerály podle Nerstova vzorce

Přímé údaje o chemismu prostředí v němž minerál či hornina vznikly poskytují *plynokapalné uzavřeniny*. Při jejich studiu se používají (Ďurišová, Hurai 1991) tyto metody: optická mikrottermometrie, fázové změny při změně teploty (teploty homogenizací), kryometrická metoda, Ramanova spektrometrie, plynová chromatografie, metoda vodního výluhu a další méně často používané.

Kromě plynokapalných uzavřenin přímé údaje o podmínkách vzniku horniny (teplotě) lze získat z dat *DTA* (diferenciální termické analýzy).

### 2.3. Laboratorní výzkum sedimentů

*Výzkum staveb (struktura a textury)*

a) Velikost klastických částic (zrnitost):

- Nad 1 cm měříme měřítkem ve třech osách elipsoidu (valouny, pumy)
- 30-0,05 mm soustavou sít se zmenšující se velikostí otvorů a hmotností zastoupení frakcí
- pod 0,05 mm sedimentace podle Stokesova zákona (rychlost usazování závisí na velikosti částic)

Vyhodnocení: metody matematické statistiky, různé typy histogramů nebo zrnitostní křivka (součtová, obr. 2.6.). Z ní: medián: velikost 50 % zrna souboru

modus: nejvíce zastoupená částice

$S_o$ : koeficient vytřídění

$$S_o = \frac{Q_1 \text{ vel. } 25\% \text{ zrna}}{Q_3 \text{ vel. } 75\% \text{ zrna}}$$

- b) morfologie částic: zakulacení, zaoblení a charakter povrchu
- c) uspořádání pojiva: bazální, pórové, dotykové, výplňové, povlakové
- d) stupeň litifikace
- e) vnitřní textury: deformace zvrstvení (šikmé, čočkovité, gradační, čeřiny), dropstony, bioturbace, chaotické
- f) vnější textury: na vrstvených plochách klastické žíly, bahenní praskliny, mrazové klíny, erozní kanály a stopy, vtisky, bioglyfy, (stopy člověka na Měsíci).

### Minerální složení sedimentů

Typickými minerály všech druhů usazených hornin jsou *jílové minerály*. Ze tří základních skupin jsou nejdůležitější minerály s vrstevnatou skladbou, skupina *kaolinitu*, *montmorillonitu* a *illitu*.

**Skupina kaolinitu** obsahuje minerály dvojrstevného typu: *kaolinit*, *dickit*, *nakrit*, *anauxit* a *halloysit*.

*Kaolinit* -  $Al_4[(OH)_8Si_4O_{10}]$  vzniká zvětráváním živců, je převládajícím minerálem kaoliniticky zvětralých žul a rul, kaolinových jílu a jílovců. V ostatních usazených horninách tvoří příměs, v klastických sedimentech je součástí základní hmoty.

K minerálům **skupiny montmorillonitu** patří nejhojnější *montmorillonit*, dále *nontronit*, *saponit*, *hektorit* a *saukonit*. Se skupinou illitu mají podobnou trojvrstevnou strukturu.

*Montmorillonit* - má komplikované chemické složení. Vzniká zvětráváním bazických vyvřelin, jejich tufů a tufitů; je převládajícím minerálem také v sedimentech vzniklých jejich přemístěním. Při styku s vodou je charakteristické silné bobtnání hornin, které obsahují montmorillonit.

**Skupina illitu** zahrnuje také minerály trojvrstevné struktury, ty však obsahují více draslíku a nevyznačují se výraznou bobtnavostí - *illit*, *hydromuskovit*, *glaukonit*, *pyrofyllit*, *brammalit* a *vermikulit*. Bývají pro podobnost k slídám označovány také jako hydroslídy nebo jílovité slídy nebo jílovité slídy (mají vyšší obsah vody a nižší obsah draslíku). V přírodě se vyskytují v nejrůznějších směsích variabilního složení (smíšené struktury: IM = illit + montmorillonit, IK = illit + kaolinit aj.).

*Illit* - má proměnlivé chemické složení. Je převládajícím jílovým minerálem mnohých jezerních a hlavně mořských jílovitých usazených hornin. Vzniká v počátečních stádiích zvětrávání např. živců a při diagenetických přeměnách kaolinitu a montmorillonitu v usazených horninách.

*Glaukonit* - makroskopicky zelený, kromě draslíku obsahuje i železo a hořčík. Je typickým minerálem mořských usazenin, kde vzniká v mělkých vodách v redukčním prostředí (ve sladkovodních uloženinách je jeho odrůdou *seladonit*).

Druhou velkou skupinou typických minerálů usazených hornin jsou *minerály chemicky vysrážené (chemogenní)*. Při zvětrávání hornin na pevnině dochází k vyluhování a k rozpouštění některých minerálů nebo jejich součástí a k odnosu v podobě roztoků do jezer a moří, kde dochází k jejich vysrážení a uložení. Jednotlivé chemogenní minerály se vylučují z roztoku za určitých fyzikálně chemických podmínek, takže dochází k usazení jednoho minerálu nebo skupiny příbuzných minerálů.

*Chemogenní minerály* usazených hornin jsou karbonáty (*kalcit, aragonit, dolomit, ankerit, siderit, rhodochrozit*), různé formy oxidu křemičitého (*křemen, opál, chalcedon*), oxidy, hydroxidy a sulfidy železa (*pyrit, markazit, limonit, lepidokrokrit, goethit, hematit, magnetit*), hydroxidy hliníku (*diaspor, hydrargillit, boehmit*) a také fosfáty (*apatit*), sírany, chloridy a boráty (např. *anhydrit, sádrovec, baryt, celestin, halit, sylvín, boracit*).

Spolu s klastickými, jílovými a chemogenními minerály se ukládají též úlomky hornin a organická hmota buď rostlinného (převážně uhelná hmota) nebo živočišného původu (bitumen). Její nahromadění vede ke vzniku unikátních typů hornin organického původu - kaustobiolitů. Velký význam mají zbytky především karbonátových a křemičitých schránek a koster živočichů a rostlin.

Z živočichů jsou nejdůležitější jednobuněční *dírkovci (Foraminifera)*, kteří mají schránky z karbonátů (*kalcit, aragonit*). V křídovém útvaru došlo k velkému rozvoji globigerin. Vápencové horniny tvoří dále *koráli*, v geologické minulosti též lilijice, hlavonožci a řasy.

Jednobuněční *mřížkovci (Radiolaria)* mají schránky z opálu, vytvářejí od nejstarších geologických dob tzv. radiolarity a v současných mořích radiolariová bahna. V minulých érách se rozvíjely *mořské houby (spongie)*, jejichž jehlice byly tvořeny opálem. Takto vzniklé horniny, označované jako spongility, jsou hojné především v křídovém útvaru. Křemičité sedimenty jsou vytvářeny i rostlinami. Jsou to nejčastěji *rozsivky (diatomy)*, jejichž schránka je opálová.

**V reziduálních horninách** je třeba rozlišovat:

1. Reziduální minerály, které jsou reliktem původního protolitu
2. Minerály vznikající při zvětrávání
3. Minerály inkorporované dodatečně, které pocházejí z různých zdrojů (detritické, vulkanogenní, meteoritového původu).

**V usazených a diagenetických horninách** jsou zastoupeny:

1. Minerály klastické, pocházející:
  - a) ze zvětralých starších zdrojových hornin
  - b) vznikající při zvětrávání
  - c) transportované, pocházející z jiných zdrojů
2. Novotvořené (autigenní) minerály, které vznikly při sedimentaci. Tvoří hlavní součást cementačních hornin.
3. Dodatečně inkorporované do sedimentu, např. závalky, části organismů či tzv. dropstones, vypadlé z plovoucích ledových ker při jejich roztávání.
4. Minerály vznikající při diagenезi
5. Minerály vznikající při zvětrávání

**Chemické složení horniny** podle V. Skočka (1998) zahrnuje stanovení obsahu jednotlivých prvků, které slouží nejen k hodnocení složení sedimentů, ale i k řešení otázek jako je zdroj materiálu, charakter zvětrávání, rozsah a kvalita diagenetických a epigenetických změn, sedimentační prostředí, oscilace ve složení atmosféry a hydrosféry v geologické minulosti aj. Často není nutné sledovat celé spektrum prvků, jednotlivé prvky se stanovují několika destruktivními nebo nedestruktivními metodami.



Kromě klasické vážkové a titrační analýzy jsou stále více používány další metody stanovení prvků, zejména:

- rentgenová fluorescenční spektrální analýza (XRF)
- atomová absorpční analýza (AAS)
- atomová emisní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-AES)
- hmotnostní spektrometrie s indukčně vázaným plazmatem (ICP-MS)
- neutronová aktivační analýza (INAA)
- elektronová mikrosonda
- hmotnostní spektrometrie sekundárních iontů (SI-MS)

V moderní sedimentologii se stále více využívá výsledků analýz poměrů stabilních izotopů některých prvků: Ke stanovení teploty vzniku autigenních nebo biogenních minerálů se využívá kyslík ( $\delta^{18}\text{O}$ ) uhlík k určení prostředí vzniku a podílu biogenních procesů ( $\delta^{13}\text{O}$ ), síra k určení změn mineralizace povrchových vod ( $\delta^{34}\text{S}$ ), bór k odlišení sladkovodních a mořských solí ( $\delta^{11}\text{B}$ ). K určení stáří recentních sedimentů se stanovuje obsah radioaktivního uhlíku ( $\delta^{14}\text{C}$ ), pro starší sedimenty pak poměr  $^{87}\text{Sr}/^{80}\text{Sr}$ .

**Fyzikální vlastnosti sedimentů:** určení slouží hlavně pro naftový průzkum – hustota, pórovitost, důležité i pro podzemní zásobníky všeho druhu. Z vrtů je třeba studovat změny s hloubkou – postup diagenese a litifikace.

### Výzkum složek hornin

- a) Zkameněliny kromě paleontologického výzkumu (nutno sledovat zachování, deformace, změny chemizmu horniny kolem, důležité pro režim diagenese), distribuce zkamenělin v čase i prostoru (faciální změny). Důležité pro změny prostředí, komunikaci pánví, apod., indikaci synsedimentárních vulkanických procesů, velkých přírodních katastrof.
- b) Organické látky: barva pylů (postup diagenese), krystalinita, odrazivost v oleji  $R_o$
- c) Karbonáty organogenní (chemogenní) klastické
  - chemické složení (poměr kalcitu, dolomitu, ankeritu)
  - původ
  - izotopové složení O (teplota vzniku)
  - C (obsah biogenního Mg v kalcitu – podmínky diagenese)
  - minerální složení: travertin (vápenec)
- d) jílové minerály, k určení slouží speciální metodika:
  - rentgenografické určení
  - tvary v elektronovém mikroskopu
  - DTA
  - dehydratace
  - barvicí metody a naleptáníumožní: určení matečné horniny, klimatu, podmínek zvětrávání, faciální podmínky sedimentace (aridní prostředí, sladkovodní původ, redox podmínky), vlivy vulkanických pochodů na sedimentaci:
  - obsah boru v illitu je indikátorem slaného prostředí
  - izotopické složení C – biogenní původ
  - izomorfní zastupování (IRS, infračervená spektroskopie)
- e) K oddělení jednotlivých minerálů je možno v terénu i v laboratoři využít rýžovací pánve nebo misku. Krouživým pohybem ve vodě lze ze vzorku odstranit jíl a lehké minerály. Nejrozšířenější a nejefektivnější metodou separace je oddělení jednotlivých minerálů pomocí těžkých kapalin nebo suspenzí s vysokou hustotou. Tímto způsobem se oddělují nejčastěji těžké minerály (hustota nad 2,8) ale i některé lehké minerály (živce, křemen, slídy) nebo uhelné mikrolitotypy. Magnetické minerály je možno oddělit pomocí ručního magnetu, slabě magnetické a nemagnetické minerály lze roztřídit do několika skupin pomocí elektromagnetu. Různé elektrické vlastnosti minerálů dovolují jejich separaci v různě silném elektrostatickém poli. Flotaci s použitím speciálních činidel je možno získat jednotlivé rudní minerály a uhelné mikrolitotypy.

## 2.4. Fyzikální metody výzkumu hornin

Výzkumem fyzikálních vlastností hornin se zabývá petrofyzika a technická petrografie. Získaná data mají význam nejen pro petrologii, ale pro všechny geofyzikální metody (jsou obecně založeny na rozdílných fyzikálních vlastnostech hornin) a pro praktické využití hornin.

Z fyzikálních vlastností hornin jsou studovány nejčastěji:

- hustoty hornin (obr. 2.7.): mineralogická hustota, tj. poměr hmotnosti pevné fáze k jejímu objemu v  $\text{g}\cdot\text{cm}^{-3}$ , objemová hustota, tj. poměr hmotnosti horniny k jejímu objemu (včetně pórů) a přirozená hustota s póry vyplněnými kapalnou fází. Stanoví se pyknometricky, hydrostaticky nebo vážením,
- porosita hornin je poměr pórů k celkovému objemu horniny v %,
- magnetické a elektrické vlastnosti: remanentní magnetizace, dává údaje o vlastnostech magnetického pole v době vzniku horniny, magnetická susceptibilita je materiálová konstanta, která charakterizuje chování horniny v magnetickém poli, celková magnetizace horniny, elektrická vodivost
- úhrnná aktivita gama (Q) charakterizuje přirozenou radioaktivitu horniny

Z technických vlastností se zpravidla určují:

- barva
- pevnost v tlaku se určuje na zkušebních tělískách v lisech a uvádí se v  $\text{kg}\cdot\text{cm}^{-3}$
- nasáklivost: poměr mezi hmotností vysušeného vzorku a přírůstkem váhy po nasátí vody (gama)
- odolnost vůči otluku se zkoumá na Špačkově otlukovém přístroji a uvádí se jako jakostní číslo (delta)
- obrusnost se měří na Dorryho přístroji podle úbytku objemu zkušebních tělísek
- leštitelnost
- tepelná vodivost
- permeabilita a měrný povrch

## 2.5. Experimentální výzkum

Experimentální výzkum se provádí jednak na skutečných horninách, jednak na modelových vzorcích vytvořených chemicky. Experimentální výzkum zahrnuje:

- Chemické modely:** ověření podmínek stability minerálů v poli teplot a tlaků, stanovení podmínek tavení hornin, studium změn chemizmu a minerálního složení pro vyrovnávání potenciálů na hranicích hornin rozdílného složení, vliv oxidace a redukce na vznik minerálů, zákonitosti migrace látek způsobených tlakem
- Fyzikální modely:** vznik staveb hornin za spolupůsobení litostatického nebo orientovaného tlaku, vliv gravitačního pole na diferenciaci směsi pevných minerálů a taveniny, pohyb hornin v prostředí s rozdílnou hustotou (obr. 2.8.)
- Matematické modely:** modely chování reálných hornin vyjádřené výpočtem (např. podmínky vzniku minerálů podle tepelného obsahu reakce a termodynamických hodnot zúčastněných fází, obr. 2.9.).

## 2.6. Metody zjišťování teplot a tlaků v litosféře

- Informace o tepelném režimu spodní kůry, pláště a jádru Země vycházejí:
  - z petrologických modelů sestavených ze znalostí o termických vlastnostech hornin a z toho, jak tato data odpovídají zjištěným rychlostem seismických vln, které jsou také zčásti na teplotě závislé
  - z výsledků experimentů o vlastnostech hornin a minerálů (zejména olivínu, pyroxenů a granátů) v poli teploty a tlaku
  - z údajů o xenolitech v horninách hlubinného původu, v kimberlitech, alkalických bazaltech a v granulitech
- Informace o teplotách ve svrchní části kůry se opírají o:
  - údaje o povrchové distribuci teplot získané z rozboru letecké gamaspektrometrie, rozborů multispektrálních leteckých snímků povrchu nebo údaje infračervených fotodetektorů

- přímým měřením termometry z aut, letadel nebo družic (s přesností až 1/1000 °C)
  - podpovrchové teploty je možné změřit ve vrtech a důlních dílech speciálními karotážními termometry s použitím údajů o měrné tepelné vodivosti hornin ve vrtu
  - přímé měření teploty magmatu při vulkanických explozích
  - nepřímé zjištění teploty tuhnutí magmatu z experimentálního tavení hornin
- c) Informace o teplotě vzniku hornin jsou zjistitelné podle:
- výsledků výzkumu plynokapalných uzavření, které odpovídají prostředí v němž se hostitelské minerály tvořily
  - údajů o distribuci prvků mezi koexistujícími minerály
  - údajů o distribuci izotopů mezi minerály
  - údajů o zastoupení izotopů kyslíku
  - zařazení hornin do petrogenetické mřížky podle minerálního složení. Údaje o pozici stability jednotlivých minerálů v mřížce jsou odvozeny z experimentů.

Pro geotermometrii a geobarometrii mají význam údaje o těch vlastnostech minerálů, které závisí na teplotě nebo tlaku jejich vzniku:

- stupeň uspořádanosti mřížky (krystalinita), nejčastěji ilitu a křemene
- stupeň krystalizace (krystaličnost), např. organické hmoty na grafit
- stupeň směsnání atomů v mřížce (packing index), např. slíd, hodnota  $b_0$  měřená na difraktogramu
- změny ve složení horninotvorných minerálů (obsah eastonitové molekuly v biotitu, obsah Ti a Sc v biotitu, složení živců, (obsah An), vanadu v granátu a amfibolu, Mn v biotitu, Ti v křemeni aj.)
- změny v barvě: spor a pylových zrn nebo konodontů (stupeň prouhelnění od bezbarvé, přes žlutou, oranžovou, hnědou až do černé), biotitu (od zelené, přes hnědou, hnědočervenou až k hnědozelené), amfibolů apod. K nim patří i zvyšování odraznosti uhlí (odpovídající stupni prouhelnění)
- distribuce izomorfních prvků mezi koexistujícími minerály (podle Nernstova distribučního zákona odpovídá teplotě popřípadě tlaku vzniku, obr. 2.10.), nejčastěji jsou používány: distribuce K a Na v koexistujících K-živcích a plagioklasech, dvouživcový geotermometr, distribuce Mg a Fe mezi biotitem a granátem, granátem a pyroxeny, granátem a amfibolem, amfibolem a pyroxenem, olivín-spinel, granát-cordierit, pyroxenem a biotitem, ortopyroxen- klinopyroxen, a distribuce Ca a Al mezi orto- a klinopyroxeny, distribuce Fe–Ti: magnetit–ilmenit, galenit–sfalerit, Fe–Ni sulfáty a sulfidové geotermometry, sfaleritový geobarometr (nesmí být přítomen chalkopyrit).

Jako termometry je možné použít: páry almandin-muskovit, muskovit-paragonit, muskovit-plagioklas, amfibol-plagioklas, granát-plagioklas, kalcit-dolomit a kombinace více minerálů, např. biotit-granát-sillimanit-křemen, cordierit-spinel-křemen, granát-plagioklas- $Al_2SiO_5$  –křemen.

Indikační význam má též:

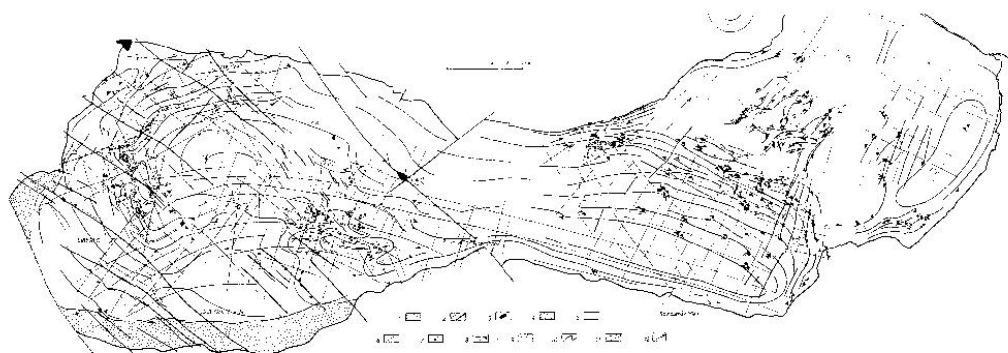
- inverze minerálů, např. křemen  $\alpha$  do 573,  $\beta$  do 870, tridimit do 117, tridimit  $\beta$  do 163, do 1 470 tridimit  $\beta_2$ , cristobalit do 200, stishovit nad 16 kbar).
- tvar minerálů – zirkon
- rozpad minerálů (odmíšení) kalcit – dolomit
- izomorfní zastupování
- obsah příměsí Sc v biotitu
- distribuce izotopů mezi minerály: např. O (křemen-albit, pyroxen-granát, křemen-magnetit) nebo C (karbonát-grafit, karbonát a  $CO_2$  inkluze v křemeni) a S (galenit-sfalerit, pyrit-baryt).

Kromě určení teploty a tlaku vzniku hornin mají důležitou roli také určení časových vztahů a dalších údaje o průběhu petrologických procesů.

Studium *časových vztahů* zahrnuje:

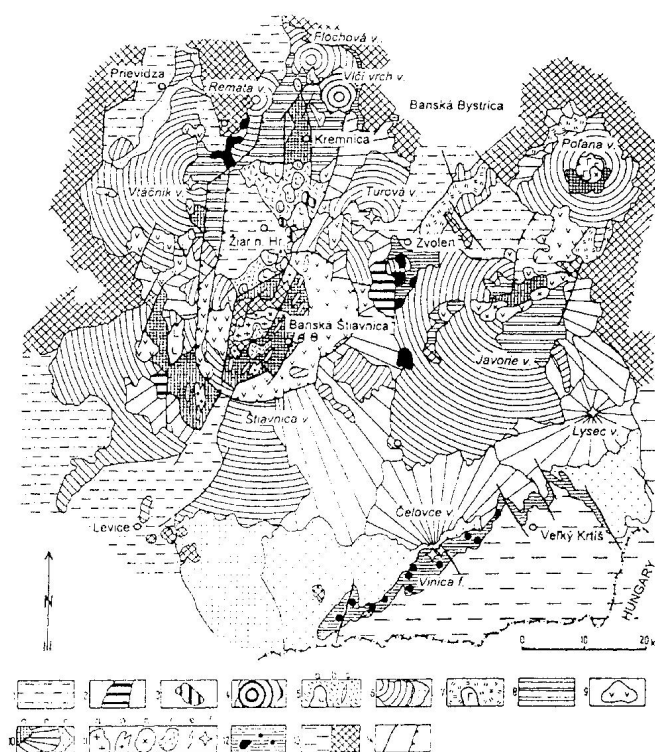
- relativní geochronologii, k níž patří biostratigrafické korelace, magnetostratigrafické korelace, litologické korelace (např. varvity, tefrachronologie, fosilní půdy, časové vztahy horninotvorných minerálů).
- geochronometrie, tj. určení stáří a trvání procesů, fission tracks, (stopy rozpadu), optická disperse, zbarvení a šířka pleochroických dvůrků, magnetometrie, radiometrie radioaktivních izotopů.
- rychlost geologických procesů (geospeedometrie).

Důležitá jsou přímá pozorování rychlost procesů zvětvávání, transportu a sedimentace, rychlost chladnutí a postup krystalizace láv, rychlost pohybu látek v horninách, výpočet délky kontaktního působení magmatických těles z termometrických dat, studium složení unikající fluidní fáze z vrtů, sopek a horkých pramenů a množství kosmického materiálu v sedimentech.



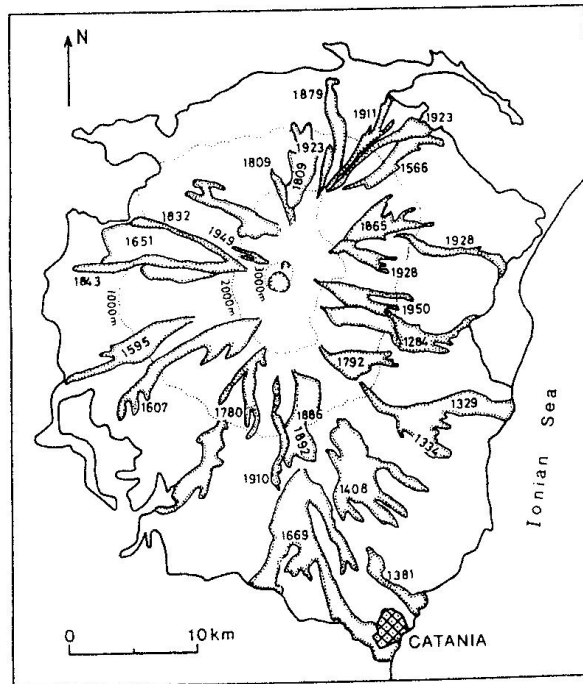
**Obr. 2.1.**

Strukturální mapa vnitřní stavby krkonošského plutonu (Klomínský 1978). Na mapě jsou znázorněny zlomy, různé prvky foliace a lineace, orientace uzavřenin, v originále barevně odlišené.

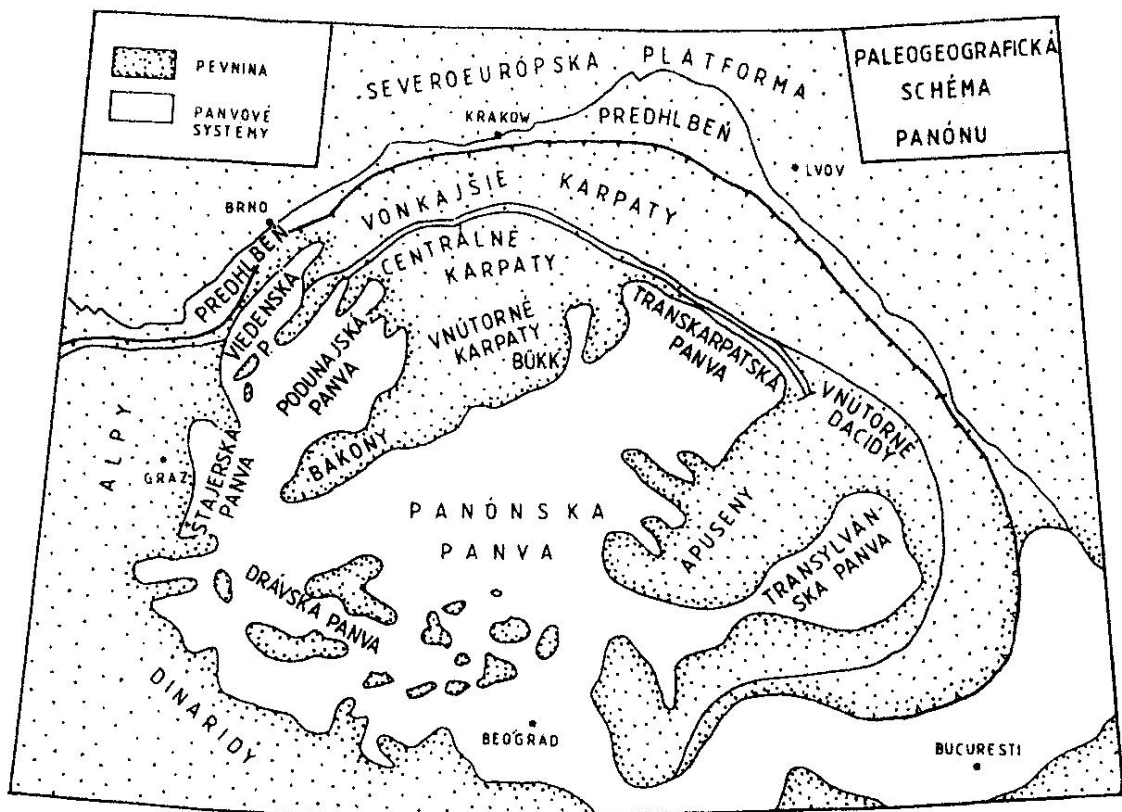


**Obr. 2.2.**

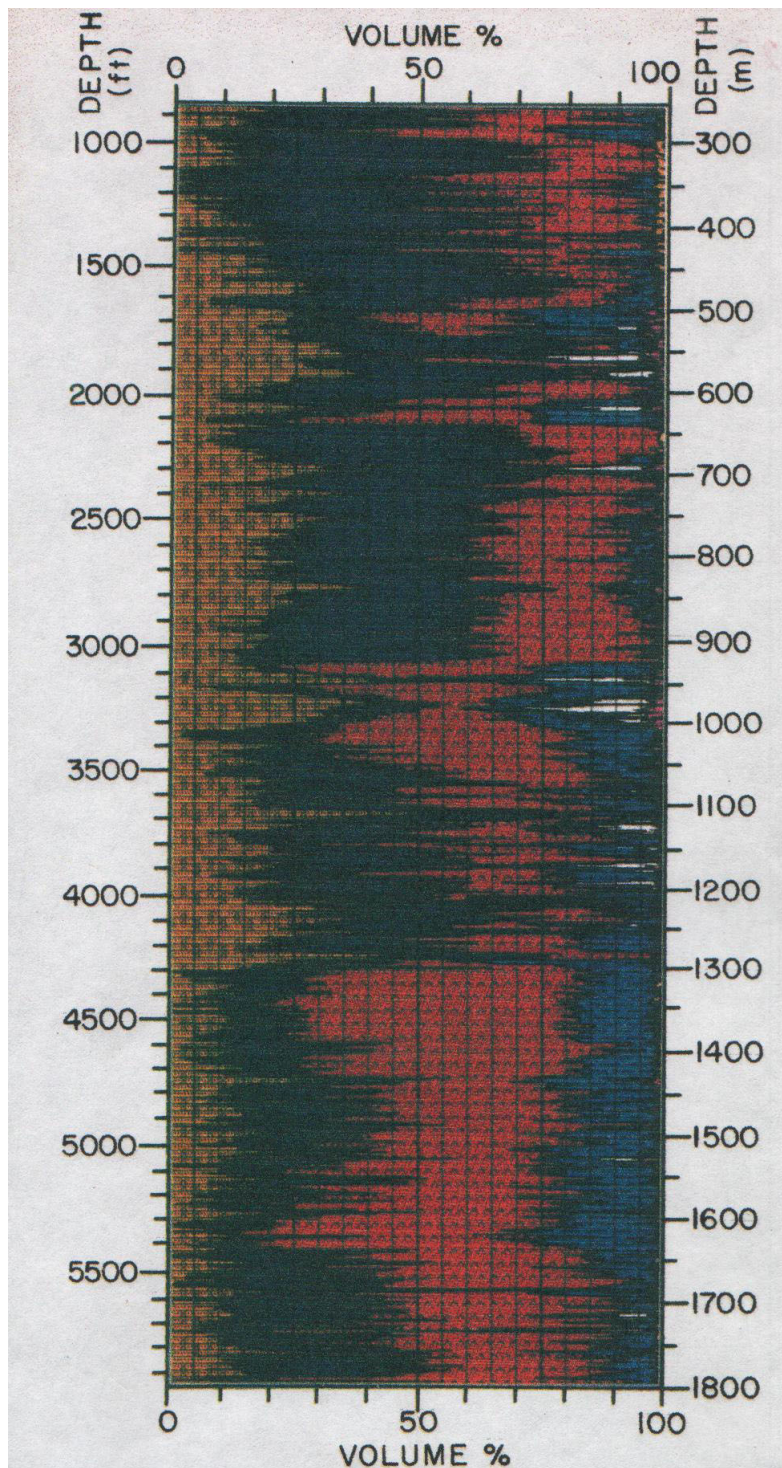
Mapa středoslovenských neovulkanitů (Konečný et al. 1995). 1. sedimenty mezivulkanických depresí, 2. alkalické bazalty (svrchní panon až kvartér), 3. lávové proudy afanitických vápeno-alkalických bazaltů a bazaltových andezitů (spodní panon), 4. porfyrické alkalicko-vápenaté bazalty, bazaltové andezity stratovulkánů (spodní panon), 5. ryolitové dómy, žíly a pyroklastika formace Jastrabé (svrchní sarmat), 6. andezitové stratovulkány a přepracované marinní gacie (sarmat), 7. ryodacitové dómy, proudy a tufy s pumami formace Strelníky (spodní sarmat), 8. efuzivní komplexy bazických a intermediálních andezitů (svrchní bádén), 9. dómy a proudy intermediálních až kyselých andezitů, tvořících výplň údolí a kaldery (spodní bádén), 10. andezitové stratovulkány spodního až středního bádenu a) propylizované v centrální zóně, b) stratovulkány okrajové zóny, c) přepracovaná mořská nebo říční facie, 11. intruze a) granodioritů, b) granodioritových porfyritů, c) dioritů a dioritových porfyritů, d) křemenodioritová tělesa, e) křemenodioritové porfyritové žíly, f) necks, 12. extruzivní dómy a přepracované brekcie andezitů s granátem (spodní bádén), 13. předvulkanický podklad a) sedimenty spodního miocénu, b) starší horniny, 14. zlomy a) běžné, b) omezující propadliny a kaldery.



Obr. 2.3.  
Mapa lávových proudů Etny s udáním letopočtu erupce.



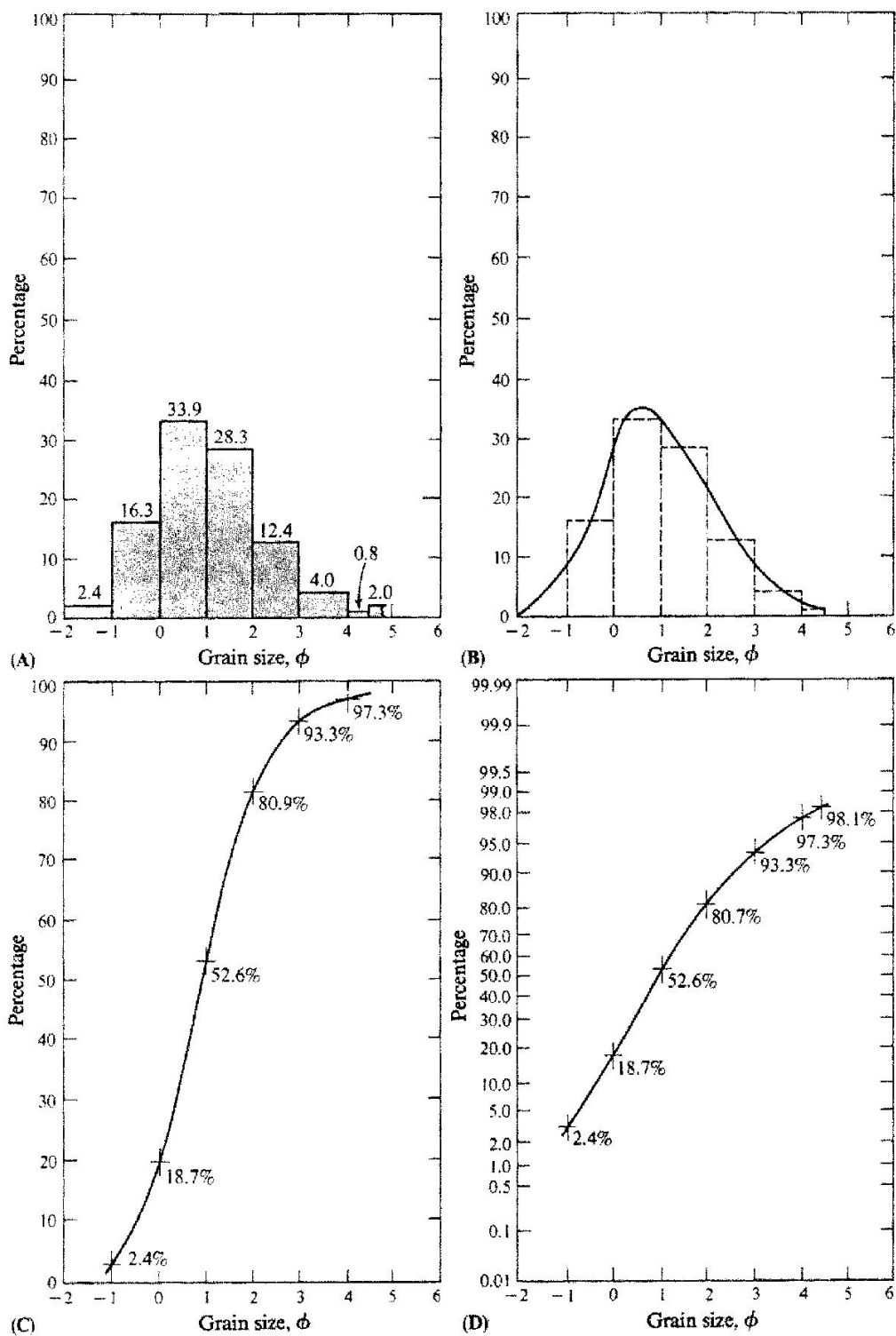
Obr. 2.4.  
Paleogeografické schéma sedimentárních pánví Západních Karpat v panonu podle M. Kováče (1998).



**Obr. 2.5.**

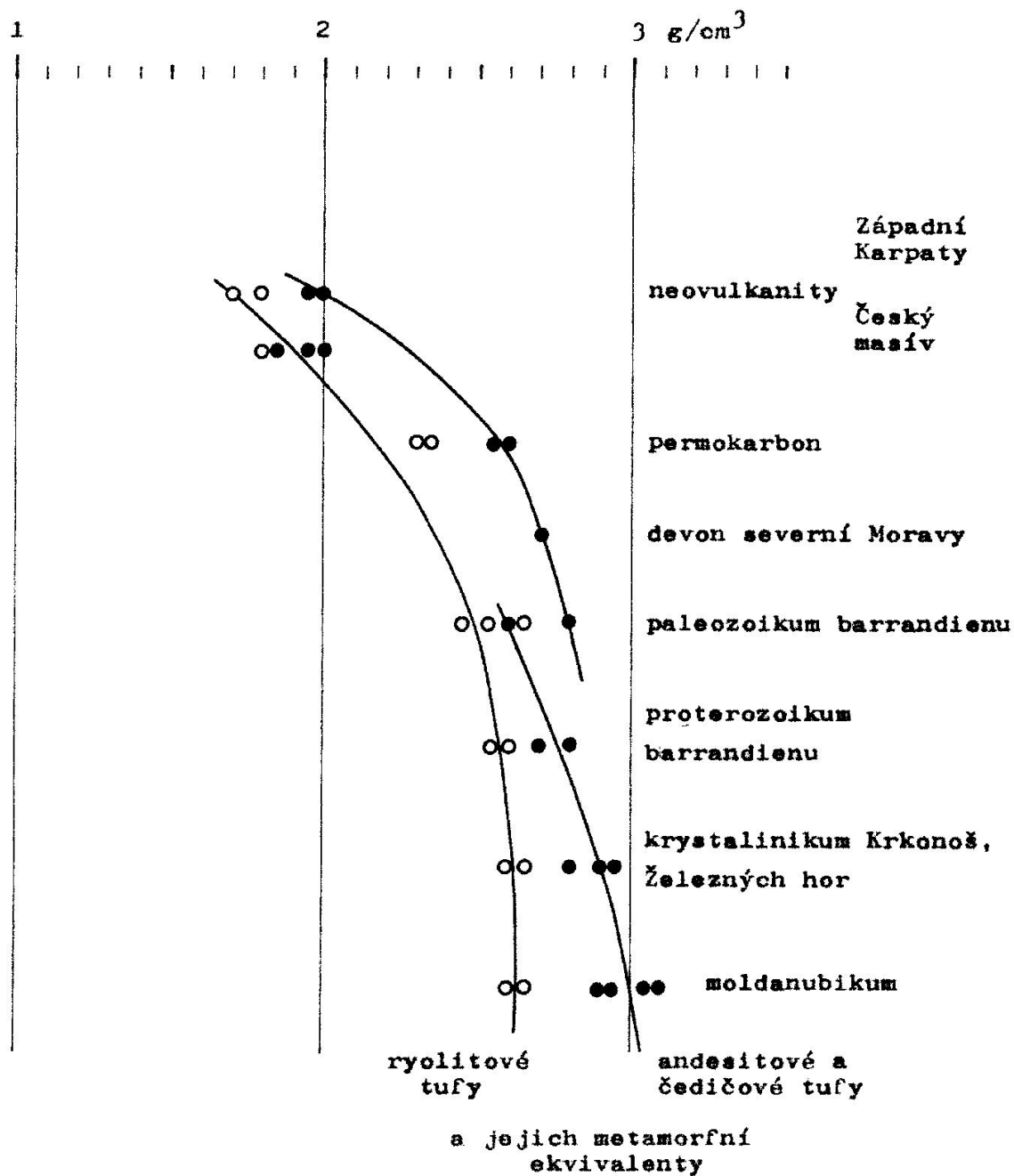
Minerální složení hornin ve vrtu Cajon Pass (Calif.) podle automatických karotážních údajů. V originále jsou barevně rozlišeny obsahy hlavních minerálů (křemene, živců, biotitu, amfibolu a titanitu).





**Obr. 2.6.**

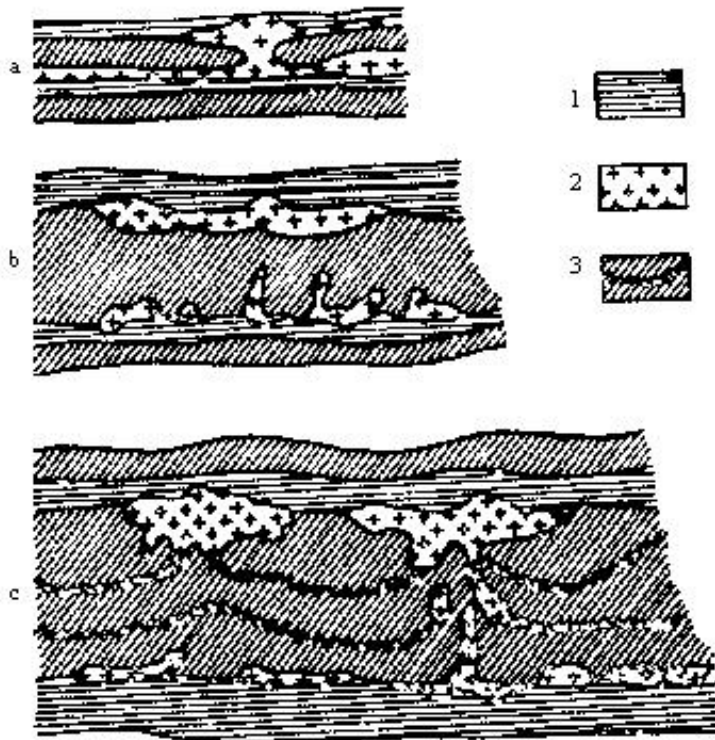
Interpretace zrnitostní analýzy sedimentů: A. histogram, B. nekumulativní frekvenční křivky, C. kumulativní křivka v aritmetických souřadnicích, D. modální křivka aritmetické pravděpodobnosti. Modální třída 0 – 1 Ø, standardní odchylka 1,2 Ø, zašikmení +0,11.



Obr. 2.7.

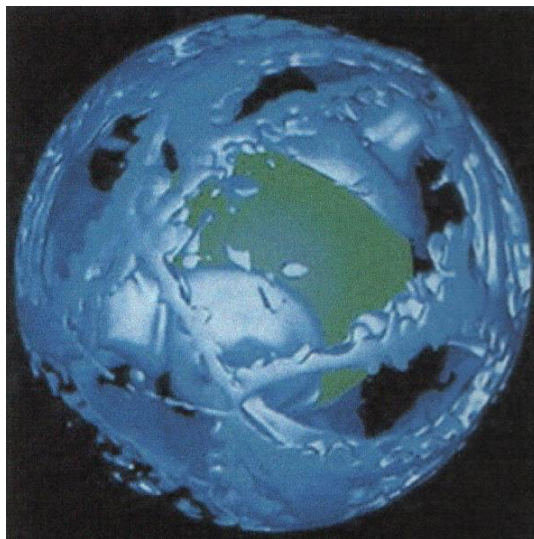
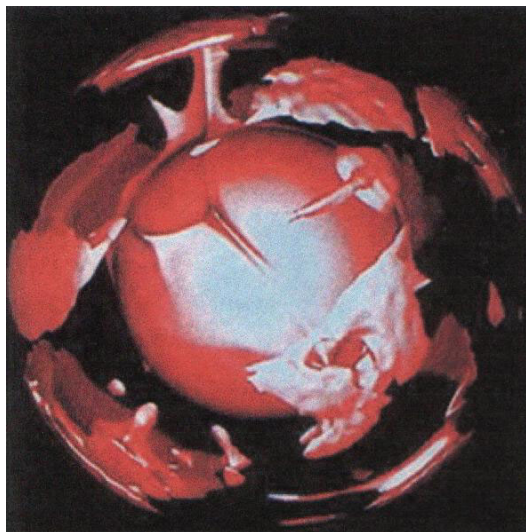
Průměrné hustoty vyvřelin Českého masívu rostou se stářím a stupněm metamorfózy.





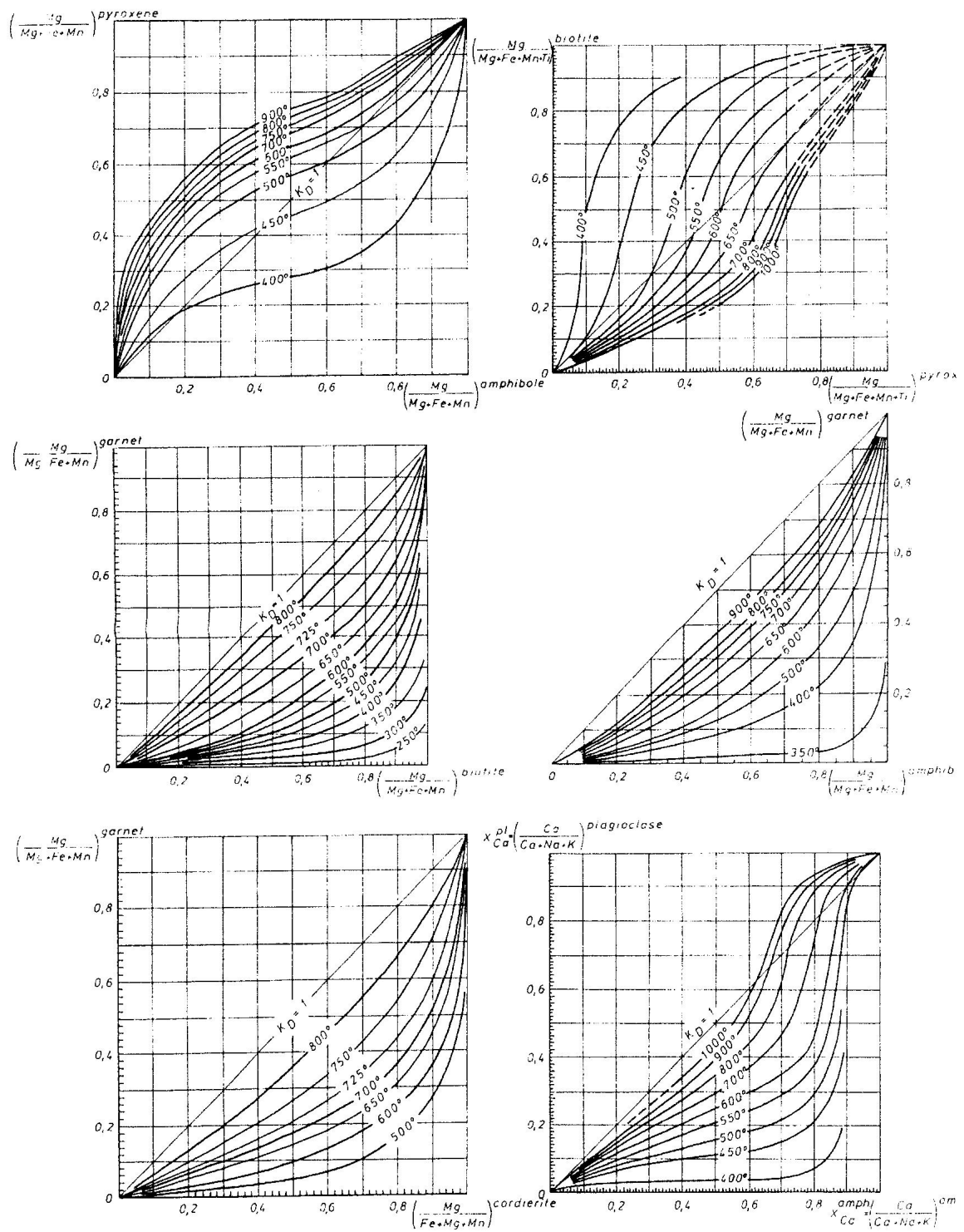
**Obr. 2.8.**

Modely intruzivního procesu získané Rambergem (1972) na centrifúze z pravidelně uspořádaných hmot různé hustoty 1 =  $d 1,14 \text{ g.cm}^{-3}$ , 2 =  $d 1,34 \text{ g.cm}^{-3}$ , hmota blízká hustotou magmatu, 3 =  $d 1,87 \text{ g.cm}^{-3}$ .



**Obr. 2.9.**

Model termálního režimu Země (Nature 36 t, 700, 1993). V originále hnědočervený obrázek ukazuje horké úseky stoupající k povrchu, modrý obrázek studené úseky klesající do pláště. Horké úseky vytvářejí typické „hříby“ (vlevo), studené spíše desky (vpravo).



**Obr. 2.10**  
Distribuce prvků mezi minerály, s kalibračními křivkami k určení teplot (J. Perčuk, různé práce).

### 3. Horniny ve vývoji Země



*Družicový snímek Země*

### 3.1 Petrogenetický cyklus

Každou horninu zkoumáme v určitém momentu jejího vývoje, resp. vývoje jejích složek, které procházejí od vzniku zemské kůry mnohokrát se opakujícím tzv. Huttonovým (podle anglického geologa J. Huttona, který žil koncem 18. století), petrogenetickým cyklem. Tím prochází i současné horniny a budou se v něm i nadále vyvíjet podle podmínek do nichž se dostanou, včetně těch, které jsou ovlivňovány člověkem.

Petrologický cyklus (obr. 3.1.) začíná juvenilním magmatem, které se eruptivně dostává k povrchu, za spolupůsobení atmosféry, hydrosféry, biosféry a nyní i technosféry zvětrává, zvětralý materiál je přemístěn, mění své složení, usazuje se, zpevňuje a v litosféře metamorfuje. Přeměněné horniny buď opět zvětrávají, nebo jsou v hloubce roztaveny a v podobě palingenního magmatu se dostávají znovu k povrchu. Během vývoje značná část materiálu, tvořícího zemskou kůru prošla tímto cyklem již vícekrát, což se projevuje v izotopickém složení prvků i v celkovém složení hornin. Za indikační je považován zejména obsah prvků vzácných zemin REE, podle něhož se rozlišují horniny primitivní, málo diferencované, s obsahy REE blízkými jejich obsahu v kamenných meteoritech (chondritech) a horniny diferencované oběhem v cyklu se zvýšenými obsahy REE lehkých. V průběhu vývoje Země tak došlo k diverzifikaci původně několika hornin (peridotity, anortozity, bazalty) na dnes rozlišovaných asi 3 000 druhů.

Vývoj litosféry probíhá jako neustálá reorganizace atmosféry, hydrosféry, biosféry a litosféry. Při tom dochází k mnoha cyklickým i nevratným změnám. Snižuje se např. obsah plynů v důsledku jejich úniku do mezihvězdného prostoru a naopak se Země zvětšuje denně o cca 2 tuny meteoritového materiálu. Dochází k rozsáhlému látkovému i energetickému přínosu z jádra do pláště a z pláště do litosféry a naopak k přemístění hmot z litosféry do pláště. Porovnáme-li charakter metamorfózy v orogenních oblastech, zdá se, že se v nich postupně zvyšuje role tlaku a snižuje význam teploty. Předpokládá se také, že subdukční procesy přinášejí z litosféry do pláště více těkavých a radioaktivních látek, které pak ovlivňují vznik, možnost a charakter vulkanické aktivity a způsobují změnu energetického režimu (ochlazování pláště).

Bohužel v názorech na charakter těchto změn panuje značný zmatek. Je to způsobeno tím, že vůbec neznáme výchozí stav. Charakter prvotní litosféry není znám a osudy svrchního obalu Země v prvotním období vývoje (4,6 - 3,8 Ga) jsou obestřeny tajemstvím. Bylo vysloveno bezpočet teorií, od předpokladu prvotní sialické kůry, přes bazalt-andezitovou, andezitovou až po tholeiit-ultrabazickou oceánskou litosféru. Zdá se, že prvotní povrch Země byl podobně jako dnešní povrch Měsíce tvořen peridotity, tholeiity a anarthozity a k postupné diverzifikaci hornin došlo během dalšího vývoje a do značné míry byla ovlivněna rozvojem života (obr. 3.2.).

Vznik pevninské kůry je v různých modelech vysvětlován vývojem o několika stadiích s postupným formováním pokročilejší, diferencovanější, geochemicky zralejší kůry na základě rovnováhy mezi taveninou a reziduem. Každé stadium vývoje (typ kůry) je provázeno charakteristickými ložisky.

Základní princip modelu :

- I. frakcionace svrchního pláště a vytvoření oceánské (bazaltové) kůry;
- II. frakcionace bazaltové oceánské kůry a vytvoření andezitové kůry ostrovních oblouků;
- III. vznik hornin kontinentálních okrajů reprezentujících vyvinutou kůru. Ta tvořila v archaiku 12% dnešní, v proterozoiku už 53% dnešní.

Geochemický charakter kontinentální kůry se během vývoje mění, např. se zvyšuje poměr  $K_2O:Na_2O$  a poměr lehkých a těžkých vzácných zemin (obr. 3.3.). Podle Jakeš - White (1971) vznikají v první fázi oceánské tholeiity, které jsou ve srovnání se svrchním pláštěm obohaceny o lehké nekompatibilní prvky (Rb, K, Cs, REE), zatímco komplementární reziduální ultrabazika zůstávají ve svrchním plášti a jsou relativně obohacena o refrakterní elementy Ni, V, Cr.

Ve druhé fázi by měly na úkor oceánské kůry (oceánských tholeiitů) vznikat horniny ostrovních oblouků obohacené o nekompatibilní prvky, ale ještě s nižším  $SiO_2$  a jiným poměrem  $Na_2O:K_2O$ , odlišujícími se v obsahu Pb, K, Th, V, Ba, Rb, nižšími obsahy REE, než by odpovídalo kontinentální kůře. Reziduum může mít i v tomto případě ultrabazický ráz, nebo ráz eklogitu a společně s oceánskou kůrou je pohlcováno pláštěm.



Třetí fáze je reprezentována magmatismem andského typu, s Ca asociací tonalit-granodiorit, který již odpovídá průměru složení kontinentů zcela ve všech prvcích. Komplementárním reziduem jsou plagioklas-amfibolové horniny, které mohou tvořit spodní kůru, nebo po přeměně v eklogit klesnout do pláště.

Před 2 Ga vzniká volný kyslík, který ovlivňuje geochemickou frakcionaci, zejména exogenní procesy v kůře. Konvekce v plášti byla podstatně rychlejší, hloubka izostatické kompenzace menší, stejně jako musela být jiná hloubka subdukce s různými výjimečnými etapami (událostmi) nastává změna trendů K/Na, La/Yb.

V plášti se předpokládá vznik diapirů z roztaveného materiálu pláště a subdukované kůry, který způsobuje narůstání kůry odspodu (akrece) a při proniknutí do vyšších pater vznik magmatických krbů.

Od doby, kdy vývoj v nejvyšší části litosféry můžeme sledovat (nejstarší horniny kolem 3,8 Ga) mají geologické jevy i geochemický vývoj hornin mnoho společných rysů až do současnosti, takže lze předpokládat, že globální vývoj zemské litosféry je proces poměrně pomalý. Je pravděpodobné, že se v něm uplatňuje celá řada protichůdných pochodů: nejčastěji se uvažuje bazifikace kontinentální kůry (eroze kořenů kontinentální kůry), průnik bazaltových magmat a jejich opakovaná diferenciací, výlevy andezitů v ostrovních obloucích, překrytí oceánské kůry mocnými sedimentárními souvrstvími, sializace kůry přínosem litofilních prvků z pláště, odnos chalkofilních prvků do pláště, laterální přirůstání orogenních pásem ke štítům, zanikání oceánské kůry při subdukci a její vznik ve středoocéánských hřbetech přínosem magmat z pláště. Předpokládá se, že mocnost litosféry je dána stářím a roste od starých štítů k mladým platformám a orogenním pásmům.

Zdá se, že **oceánská kůra** se vzdouvá při pohybu od středoocéánského hřbetu, ale kontinenty mají podobný vývoj a od prekambria stárnoucí litosféra nadurčuje na úkor podložní astenosféry. To však lze vysvětlit tím, že celková plocha kontinentální kůry se zmenšuje jak roste její mocnost.

Během vývoje litosféry vznikaly a zanikaly oceány v etapách, které se označují jako Wilsonův cyklus:

- a) Počáteční stádium vyklenování pláště a vznik riftu na kontinentu (tj. příkopové propadliny s pásmy vulkanické aktivity). Příkladem je východoafrický riftový systém nebo rýnský prolom v Evropě.
- b) Ranné stádium vzniku oceánů, kdy se v centru riftové struktury vytváří úzké moře se vznikající kůrou oceánskému typu (Rudé moře, Baffinův záliv).
- c) Stádium zralosti, v němž vzniká oceán v centru se středoocéánským hřbetem, na němž se koncentruje vulkanická činnost, vzniká oceánská kůra a vznikají pásma zemětřesení. Příkladem je Atlantský oceán.
- d) Stádium stárnutí: aktivizují se okraje kontinentů, které přirůstají a oceánský hřbet se stává excentrickým (Tichý oceán).
- e) Stádium uzavírání: okraje kontinentů se sblíží, dochází ke kolizím a skoro všechna oceánská kůra zaniká v subdukčních zónách (Středozevní moře).
- f) Stádium geosutury (oceánské jizvy) se projevuje zánikem zbytku oceánu (sutura Gangy mezi Indií a Asií, sutura Uralu mezi sibiřským štítem a Baltikou).

Velmi často se uvádí, že **vznik kontinentální kůry** je kontinuálním procesem přínosu litofilních prvků z pláště do kůry a chalkofilních z kůry do pláště. Složení dnešní kůry odpovídá jen asi z 30% plášťovému materiálu. Jako příklady nových částí kontinentální kůry se uvádí vznik indického kratonu archaického, proterozoicko-paleozoického kratonu severovýchodní Afriky a Arabského poloostrova a paleozoického kratonu západních Spojených států a v současné době východní část Karibského moře, která je v počátečním stadiu přeměny oceánské kůry na kontinentální.

Podle jiných názorů jsou však tyto procesy jen epizodické a také geochemické modely vycházejí z představ o epizodickém charakteru vzniku magmat postupnou diferenciací pláště.

Vývoj kontinentální kůry začíná vznikem žulorulových jader dnešních kratonů před více než 3 600 Ma rozsáhlými procesy granitizace. Prvotní kůra Země s převahou bazických a ultrabazických vyvřelin, jak ji známe z Měsíce či sousedních planet, se tak postupně stala složitější. Oválná jádra štítů vzniklá diapirovým výstupem granitické hmoty, v níž postupně převládá K nad Na, byla v proterozoiku obklopena protaženými mobilními zónami, což znamenalo zásadní změnu tektonického režimu zemské kůry. Charakteristickými znaky těchto mobilních zón je významná koncentrace magmatismu (vulkanismu) a sedimentace a zvýšená mobilita, projevující se vznikem významných

vertikálních kontrastů. To se projevuje mj. i zvyšujícím se podílem pšefitických sedimentů: ku příkladu molasy dosahují v prekambriu mocnosti kolem 4 km, v kaledonidách až 6 km, v hercynidách více než 12 km a v alpidách až 20 km. Postupné zvyšování mocnosti kůry může být jednou z příčin zrychlování tektonických a magmatických procesů a v podstatě také asynchronního vývoje v různých částech Země. Všechny tyto změny jsou důsledkem látkového a strukturního vývoje kůry a pláště.

Obdobné cykly, jaké byly zjištěny ve vývoji oceánů, můžeme doložit i ve vývoji kontinentů. Vzniká obří kontinent, který se po čase v důsledku hromadění tepelné energie pod kontinentální kůrou rozpadá na několik menších kontinentů a jejich postupnou amalgamací a opětným rozpad. Takových cyklů je definováno několik:

1. Pangea vznikla před cca 360 Ma a po 150 Ma existence se rozpadla nejprve na dva kontinenty Gondwanu a Laurasii a během mezozoika dále na Euroasii, Severní a Jižní Ameriku, Antarktidu, Afriku, Austrálii a Indii. Je pravděpodobné, že rozpad Pangey byl již ukončen, jak o tom svědčí např. připojení Indie k Euroasii a ukončená aktivita mnoha kontinentálních riftů (např. ohářeckého). Vznikající obří kontinent pracovně nazýváme Geosia.
2. Rodinia vznikla před 1 100 Ma a existovala nejméně 300 Ma. Během paleozoika se rozpadla na „starý červený kontinent“, k němuž patřily superkontinenty Eria, Baltika a Angara a na jižní polokouli Amazonia, Gondwana a Antarktida. Jejich opětným stmelěním vznikla Pangea.
3. Vaalbara vznikla před 3 200 Ma, existovala asi 600 Ma a v proterozoiku se rozpadla na tři země, Holoarktis, Antarktis a Equatoris. Jejich amalgamací vznikla Rodinia.

Cykly se zřejmě zrychlují a z toho lze odvodit, že před vznikem Vaalbary už existovala jen prvotní kontinentální kůra, která začala vznikat před 4 000 Ma a kterou proto můžeme považovat za první obří kontinent, Protogeu.

Nástup rozpadu každého obřího kontinentu se ohlašuje globálním orogenním cyklem, charakterizovaným vysokými tlaky a kompresní tektonikou. Rozpad Pangey zahájil orogenní cyklus staroalpínský, rozpad Rodinie panafrický (kadomský, bajkalský) a rozpad Vaalbary období rozsáhlého zalednění, trapový vulkanismus a magmatismus bimodální.

Velmi významným faktorem vývoje litosféry je její **interakce s atmosférou a hydrosférou**. Ty se začaly vyvíjet již v nejrannějším stádiu uvolňováním fluid ze vznikající kůry a svrchního pláště. Na složení těchto fluid můžeme usuzovat ze složení fluid uvolňovaných z recentních láv a plynokapalných uzavřenin v křemeni nejstarších sedimentů. Chybí v nich volný kyslík, hlavní složkou je CO<sub>2</sub> (60 %), H<sub>2</sub>S (35 %) a dále H<sub>2</sub>O, CH<sub>4</sub>, SO<sub>2</sub>, NH<sub>3</sub>, HCl, HF, Ar, kyselina boritá, obdobně jako ve sluneční koruně. Z této hmoty vznikala tenká prvotní atmosféra a také prvotní oceán. Část vody byla ovšem od počátku pohlcována v kůře (procesy serpentinizace olivínů a pyroxenů a kaolinizace živců). Vody prvotního oceánu byly kyselé a způsobovaly intenzivní chemické zvětrávání. Reakce, které při tom probíhaly, vedly k důležitým změnám hydrosféry. Voda ztrácela kyselý ráz a obohacovala se kationty rozpuštěnými při zvětrávání, takže se stávala slanou. Byly to vody chloridové, protože neexistovaly sírany a také izotopové složení síry je odlišné (není snížen poměr S<sup>32</sup>/S<sup>34</sup>). V prvotním oceánu ani v atmosféře neexistoval volný kyslík. Nejsou okysličené látky, které mají afinitu ke kyslíku největší, ku příkladu železo, lazurit, pyrit, uraninit. Malé množství kyslíku mohlo vznikat i v prvotní atmosféře fotodisociací molekul vodních par působením slunečních paprsků, ten se však zcela spotřebovával na oxidaci plynů v atmosféře. V žádném případě neexistovala ozónová vrstva a prvotní atmosféra propouštěla na zemský povrch všechny druhy kosmického záření. Proto prvotní organizmy mohly vznikat pouze pod vodou, která je chránila před tímto zářením a nikoliv na souši. K těmto organismům patřily před 3 Ga především modrozelené řasy, jejichž životní činností (fotosyntéza) se začal hromadně uvolňovat kyslík. Historie vývoje kyslíkaté atmosféry je ovšem nadmíru složitá, ovlivňovaly ji i opačné pochody, ku příkladu vulkanické procesy, spotřeba kyslíku při zvětrávání hornin a okysličování atmosférických plynů. Množství kyslíku se proto v atmosféře nezvyšovalo zcela plynule. Především se spotřebovával na okysličení amoniaku v atmosféře na dusík N<sub>2</sub>. Methan CH<sub>4</sub> a CO se okysličovaly na CO<sub>2</sub> a kyselina uhličitá s kationtem Ca<sup>2+</sup> vytvářela karbonátový roztok a mořská voda se měnila na chlorid-bikarbonátovou (vznikaly karbonátové hořčíkem velmi bohaté sedimenty) a od svrchního proterozoika vznikala voda chlorid-karbonát-síranová (první síranové sedimenty).

V proterozoiku probíhaly procesy, při nichž došlo k přechodu od redukčních k oxidačním podmínkám. Okysličení železa z FeO na Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> snížilo jeho rozpustnost a z mořské vody se proto vysráželo velké množství železa a vznikly železité kvarcity (páskované železné rudy BIF, jaspility). Zlatonosné a uranonosné slepence ve starším proterozoiku indikují ještě redukční podmínky. Po sedimentaci dolomitů a biogenních vápenců, které vznikly z organismů produkujících kyslík, již nikde nesesedimentovaly podobné slepence, zato došlo ke vzniku železných rud a červených klastik (old reds). Před 1200 Ma obsah volného kyslíku v atmosféře dosáhl hodnoty 1.10<sup>-3</sup> dnešního množství (tzv. Ureyho hladina) a změnila se proto povaha zvětrávání. Vznikaly zvětrávací kůry zbarvené alkálií a zbarvené hydroxidy železa do červena. Před 600 Ma bylo dosaženo Pasteurovy hladiny, tj. 1.10<sup>-2</sup> dnešního množství kyslíku v atmosféře a organizmy mohly přejít k energeticky mnohem účinnějšímu okysličování při dýchání (místo anaerobní fermentace). Tím se snižoval obsah CO<sub>2</sub> a začaly vznikat organizmy s pevnými schránkami. Další kritická úroveň O<sub>2</sub> v atmosféře 1.10<sup>-1</sup> dnešní hodnoty byla dosažena v siluru. Teprve tehdy začala vznikat ozónová vrstva a mohlo dojít k invazi rostlinstva na souš. Dnešního složení atmosféry bylo dosaženo po ohromném rozvoji rostlinstva v karbonu.

V průběhu tvorby karbonátů se snižoval obsah CO<sub>2</sub> v atmosféře. Došlo k tomu ve spodním proterozoiku, kdy se začaly tvořit nejprve chemogenní dolomity, zvýšenou úlohou organismů při tom se projevoval zvyšující se podíl organogenních karbonátů.

Během vývoje se měnilo zastoupení i dalších druhů hornin (obr. 3.3.). Původně převládala ultrabazika, anortozity, peridotity a bazické vyvěřeliny, bazalty (podobné horninám tvořícím měsíční regolit<sup>3</sup>). V důsledku zvyšující se eroze, denudace a sedimentace přibývá sedimentů na úkor efuziv. Zprvu v archaiku převládaly droby a pelity. Později vznikají železné rudy (jaspility). Hodnoty pH a Eh se snižovaly, poklesla geochemická mobilita Fe, Mn, Al a proto starší Fe rudy vznikaly v pelagických podmínkách a později jen v neritických. V proterozoiku se mění sedimentace na karbonátovou. Vznikají nejprve chemogenní dolomity, ale postupně narůstá podíl vápenců, zejména organogenních (obr. 3.3.). Jen mizivý podíl mají evapority (teprve v proterozoiku vznikají souše) a velmi vzácné jsou organogenní sedimenty, fosfority a kaustobiolity (šungit).

Postupně se zvyšoval podíl kyselých magmatitů (zdroj draslíku), vymizely anortozitové masívy a ostatní plutonity bohaté na Ca. Protože kontinentální kůra se vytváří přepracováním kůry oceánské a oceánská vytavováním snadněji tavitelných složek pláště, měl by vývoj celkového látkového složení kůry sledovat vývoj látkového složení pláště. V ranném archaiku musel být plášť nenasyčen SiO<sub>2</sub> (vznik zásaditých hornin, anortozitů). Vzárost obsahu SiO<sub>2</sub> v plášti se během archaika projevil vznikem pyroxenů (augitu a diopsidu) a proto mohou vznikat i alkalické čediče. Ve spodním proterozoiku již mohou vznikat i rombické pyroxeny (enstatit, hypersten) a tedy i tholeiitové čediče, postupně i andezity. Tato tendence vyvrcholila ve středním proterozoiku vznikem ohromných hmot granitů typu rapakivi. Později vznikají bimodální asociace a v metamorfních procesech roste role tlaku.

Změny v zastoupení hornin jsou projevem látkové diferenciaci Země a vzniku jednotlivých obalů. Hlavní roli při tom má diferenciaci látek podle hustoty (gravitační) a termické gradienty mezi vznikajícími obaly. Bylo to období nejintenzivnějšího vývoje tavenin. Zemský plášť proto musí být rozrůzněn nejen vertikálně, ale i horizontálně, zejména rozdílný je pod kontinenty a oceány. Pod kontinenty asi dosáhl vyššího stupně diferenciaci. V důsledku teplotního gradientu se zóna vytavování bazaltového magmatu z plášťového materiálu musela v archaiku nacházet vysoko, v hloubce kolem 30 km. V souvislosti se snižováním tepelného toku postupně klesla do hloubky 100 až 200 km.

Klíčový význam při řešení celkového trendu geologických procesů, vzniku a vývoje zemské kůry má **metamorfóza**.

Žádná metamorfóza není izochemická, při každé dochází k přínosu nebo odnosu látek. Důležité však je rozlišení těch změn, které vznikají vzhledem ke specifickým podmínkám a které se případ od případu liší od změn, které jsou důsledkem celkových trendů metamorfních přeměn.

Nepochybně jednotný trend má hlavně dehydratace a dekarbonizace. Progresivní metamorfóza není v podstatě nic jiného než progresivní dehydratace. Výjimkou jsou změny hornin zvláště suchých (efuziva a pod.) za podmínek začínající metamorfózy, kdy dochází k hydrataci. Avšak po dosažení určitého obsahu vody, odpovídajícího obsahům vody v okolních horninách za daných podmínek teploty a tlaků (zpravidla za podmínek středních stupňů), dochází i v nich k postupné dehydrataci. K dalším změnám obecného rozsahu při metamorfóze patří změna stupně oxidace.

<sup>3</sup> Měsíční regolit (místo hornina, vzhledem k tomu, že není součástí litosféry) se ovšem od pozemských bazaltů poněkud liší a měsíční bazalty se označují jako GREEP.

Podobně jako pro metasedimenty jsou předpokládány systematické změny při metamorfóze metabazitů. Také ty však nelze považovat za prokázané, jak dokazují rozdílné interpretace stejného materiálu, např. Vejnar (1972) uvádí snižování obsahu alkálií a Troll a Winter (1969) naopak přínos kalia v metabazitech jz. Čech a Bavorského lesa.

Podobně jako při jiných horninotvorných pochodech se i při metamorfóze uplatňují dva protikladné pochody - **trendy diferenciaci a trendy míšení a homogenizace**.

Nejvýznamnějšími projevy diferenciaci při metamorfóze je vznik nehomogenních hornin místo původně homogenních, metasomatózou, metamorfní diferenciací, nebo procesy tavení. Ukázalo se, že většina těchto procesů rozlišení jsou jen stadia na cestě k homogenizaci, k vyrovnání chemických potenciálů. Je pravděpodobné, že se v geologickém vývoji hornin uplatňuje gravitační diferenciaci v zemském poli, při níž se lehčí prvky koncentrují při povrchu, dochází k pronikání nejlehčích diferenciatů z pláště apod., tyto procesy se však významněji neprojevují v metamorfním procesu.

Míšení a homogenizace se v zemské kůře uskutečňují především tím, že různými cestami za různých podmínek a z různých výchozích hornin vznikají při metamorfóze horniny petrograficky zcela shodné (princip konvergence). Jiným projevem je vliv dalších částí horninového vývojového cyklu na metamorfózu, význam má zejména homogenizace materiálu různého původu při hypergenních procesech větrání a sedimentace.

Také metamorfní procesy samy jsou vlastně stadiem celkové homogenizace. Při progresivní metamorfóze se unifikuje složení pórových roztoků a také celkové složení přinejmenším v jednotlivých vyhraněných skupinách hornin. Metamorfóza tak směřuje k vyrovnání variability hornin (Mason 1952).

Zdá se nepochybné, že obě tendence - diferenciaci i homogenizace - se v zemské kůře při metamorfóze a petrogenézi uplatňují. Ne zcela zřejmý je však jejich poměr: podle Rankamy a Sahamy (1952) vede sice metamorfóza celkově k homogenizaci, ale procesy diferenciaci při ní hrají ve svrchní kůře hlavní úlohu. Procesy diferenciaci a homogenizace však tvoří jen zdánlivě protikladný trend. Metamorfní diferenciaci je jen stadiem pokračující celkové homogenizace, jen jednou její částí. Hlavní podstatou metamorfózy je zřejmě smazání rozdílů a vytvoření hornin jednotného minerálního složení (a tím i jednotného složení chemického) ve velké oblasti. Tento proces je nesmírně pomalý a málokdy trvala metamorfóza tak dlouho, aby se projevil v měřítku přístupném zkoumání. Většinou nacházíme jen jeho stadia, i když v jednotvárných prekambriických komplexech hornin tvořených křemenem, živci a amfibolem nebo slidami, horniny na cestě k celkové unifikaci značně pokročily.

Uvedená vysvětlení vývoje litosféry ovšem nejsou jediná. Zdá se, že interakce litosférových desek není jedinou příčinou geodynamických procesů. Také rozdíly mezi kontinentální kůrou a oceánskou kůrou nemusí být tak významné. I v oceánské kůře existují vrásová pohoří (Indoysian fold belt, 2 000 km dlouhé pohoří v severním Indickém oceánu) a zdá se, že severozápadní Tichý oceán byl před terciérem souší. Wilsonova teorie je kritizována také proto, že zřejmě podceňuje aktivitu pláště a přeceňuje význam litosférových desek, zejména pak význam pohybů dovnitř do pláště. Ze všeho, co o Zemi víme, vyplývá jako základní spíše role vzestupných pohybů a plášťového diapirizmu. Velké diapirové pohyby v plášti (plášťové proudy) způsobují při povrchu výzdvih, rifting, projevy vysokoteplotní metamorfózy a vznik magmat, tedy jsou spjaty s obdobími tvorby litosféry (obr. 3.4. a 3.5.). Jsou následovány obdobími destrukce litosféry s krácením a ztluštěním kůry a vznikem orogenních pásů. Toto střídání se odráží i ve změnách orientace magnetického pole.

Proti koncepci rozpínání oceánské litosféry svědčí:

- a) výskyt hornin vyššího stáří v oceánských hřbetech (byly zjištěny až 30 milionů let staré horniny). Časté jsou i výskyty neofiolitových hornin: rulové granitoidy a granity z Kapverdských ostrovů, miocénní sedimenty a pod.;
- b) geofyzikální údaje ukazují na existenci bloků kontinentální kůry jak v mladých riftových zónách (Rudé moře), tak i v Atlantském oceánu (Rockall, Voringská plošina, Labradorské moře) a v Indickém oceánu;
- c) závažné nedostatky v geomagnetické časové škále při její generalizaci na starší časová období a při umělém spojování naměřených anomálií v profilech, zpochybňují závažnost argumentace na ní založené;
- d) nedeformované sedimentární výplně hlubokomořských příkopů;



- e) pásy magnetických anomálií, které překračují z Atlantského oceánu na ostrov Island. Osy anomálií leží v místech nakloněných lávových proudů. Tyto proudy jsou maximálně 1 milion let staré, anomálie by podle geomagnetické škály měly být staré 8 milionů let. Také z tohoto důvodu vznikají pochybnosti o interpretaci stáří těchto anomálií. Dokonce v severovýchodní části Tichého oceánu se pásy anomálií ostře ohýbají do pravého úhlu a jejich časové řazení je opačné než odpovídá teorii rozpinání oceánu - mladší pásy jsou blíže k divergentní hranici než pásy starší.

### 3.2 Budoucí vývoj

Geologickou budoucnost Země můžeme rozdělit na tři zcela rozdílné okruhy problémů: vývoj v období desítek až desítek tisíců let, tedy v budoucnosti velmi blízké, v budoucnosti vzdálené miliony a desítky milionů let a v budoucnosti zcela vzdálené (miliardy let).

Při **hodnocení blízké budoucnosti** - to jsou z geologického hlediska desítky tisíc let - musíme vzít v úvahu především možnosti katastrofického vývoje. K nim patří velmi málo pravděpodobná srážka s planetoidou či kometou, možná jaderná katastrofa, změny složení atmosféry a nejpravděpodobnější možnost likvidace lidstva neznámou epidemií, na kterou nebude připraveno.

Z geologických katastrof jsou v různých částech Země velmi pravděpodobné rozsáhlé záplavy, sopečná aktivita a zemětřesení. Ohrožené oblasti jsou dostatečně známy. Záplavy jsou běžné v klesajících oblastech v Indii, Pákistánu, v Číně, v sv. části Evropy (Holandsko), v údolí Pádu i na východním Slovensku. Oblasti nejvíce ohrožené sopečnými výbuchy a zemětřeseními jsou západní pobřeží Severní Ameriky, Andy, Filipíny, Japonsko, Středomoří, Indonésie. Geologové jsou dnes schopni většinu těchto jevů předvídat a navrhnout i účinná opatření. Bohužel, v mnoha státech zůstávají stále jejich doporučení nevyslyšena. Z dalších změn, které připadají v relativně blízké budoucnosti v úvahu mají význam především ty, které probíhají v krátkém časovém úseku.

Možná je rychlá změna koncentrace některého prvku v nejcitlivější zóně interakce atmosféry, hydrosféry a litosféry s biosférou. Patří sem např. zvýšení obsahu uhlíku v litosféře, k němuž došlo v proterozoiku (vznik karbonátových sedimentů), v karbonu (vznik černého uhlí) a v terciéru (vznik hnědého uhlí a ropy). To je provázáno vždy i změnami obsahu dalších prvků v atmosféře (v karbonátech je s uhlíkem vázán i kyslík, v uhlovodících též vodík a dusík). K náhlému zvýšení obsahu uranu v litosféře došlo v ordoviku, mědi v permu a iridia ve svrchní křídě. Většinou jde o projevy geochemické cykličnosti, v případě iridia se uvažuje i o původu meteoritovém. Současné období bude z geologického hlediska hodnoceno jako anomální zvýšení obsahu olova, kadmia a radioaktivních prvků v sedimentech. To je ovšem antropogenního původu.

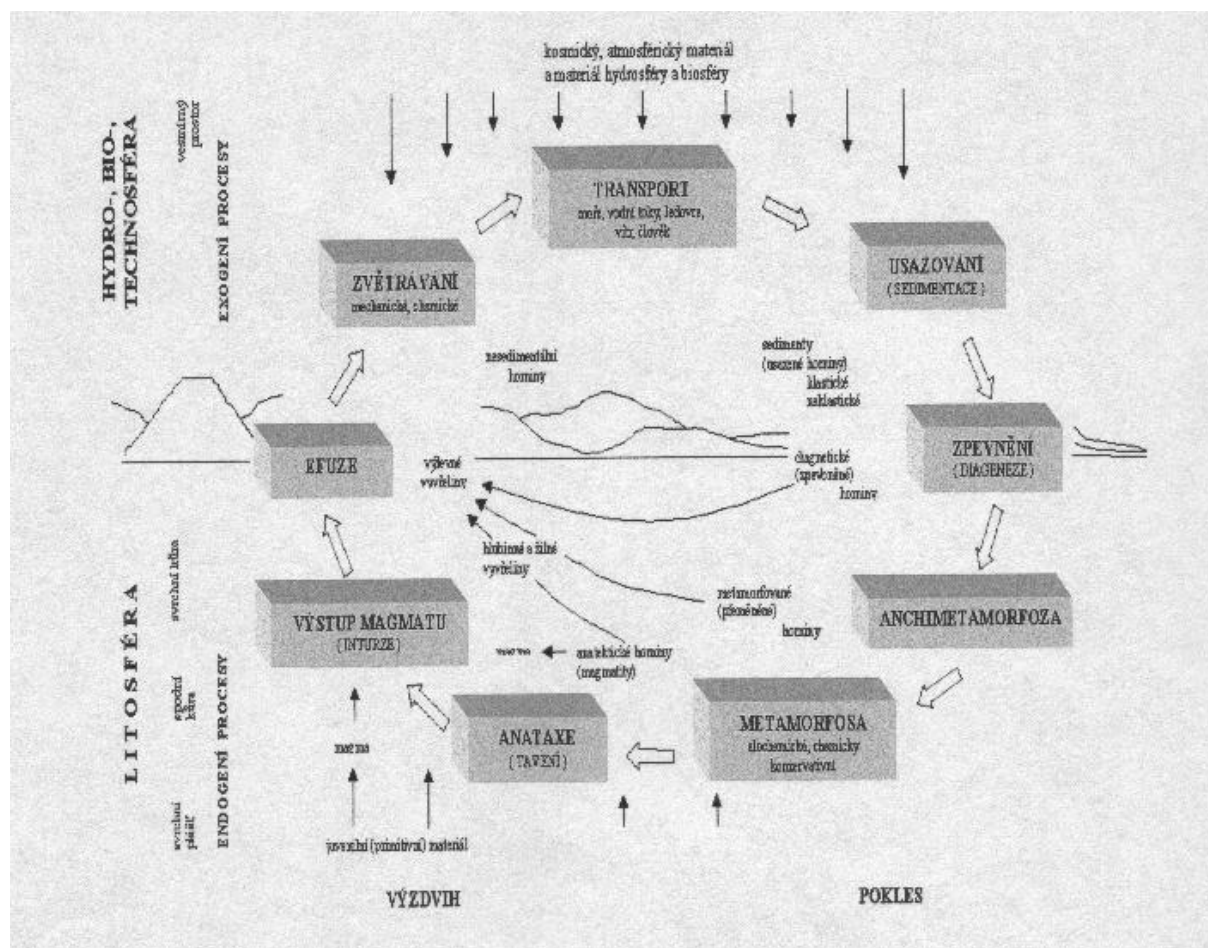
K pravděpodobným možnostem změn patří také náhlý nástup nové doby ledové. Předpovědi některých odborníků, kteří vycházeli z pozorování změn klimatu na pobřeží Severní Ameriky, o již nastavší době ledové, byly vyvráceny. Je však nutné i nadále počítat s tím, že podle pozorování ve švýcarských jezerech je nástup ledových dob velmi rychlý a trvá jen několik let nebo několik desítek let. Vrtvy v grónském ledovci zase ukazují, že období v nichž v posledním půl milionu let nedošlo k výraznějším změnám klimatu trvaly maximálně dva tisíce let, zatímco dnešní období trvalého stavu klimatu trvá již výjimečných osm tisíc let (Cílek 1993) a změna může nastat velmi rychle.

V **budoucnosti vzdálené miliony a desítky milionů let** dojde nepochybně k významným změnám ve složení atmosféry v důsledku procesů v litosféře a úniku součástí atmosféry do mezihvězdného prostoru. V dosavadním vývoji Země se projevují cykly v nichž je zejména uhlík vázán převážně v litosféře (ve formě karbonátů nebo kaustobiolitů), nebo v atmosféře (ve formě CO<sub>2</sub>). Tyto cykly mají od rozvoje života na Zemi tendenci ke zmenšování výkyvů a nastolení určité rovnováhy mezi litosférou a atmosférou. Proti nim působí sopečné výbuchy (např. změny v atmosféře na hranici perm-trias způsobené vznikem sibiřských trapů). Tato tendence v diskutovaném časovém rozmezí výrazně pokročí, pokud nebude narušena průmyslovou činností lidstva. Tento moment je o to důležitější, že po koncentraci uhlíku v litosféře následují obvykle období koncentrace kovů (ku příkladu železa nebo mědi v proterozoiku, permu a kvartéru).

Podle současné dynamiky geologického vývoje se změní konfigurace kontinentů a oceánů zejména tam, kde v současnosti probíhají horotvorné procesy (Sundské souostroví, západní pobřeží USA, předhůří Himálají).

Vzhledem ke vzniku a průběhu subdukčních procesů je Země stále ještě v etapě vnitřní diferenciaci, včetně diferenciaci litologické. Jsme při tom, když horniny vznikají a můžeme tyto procesy studovat.

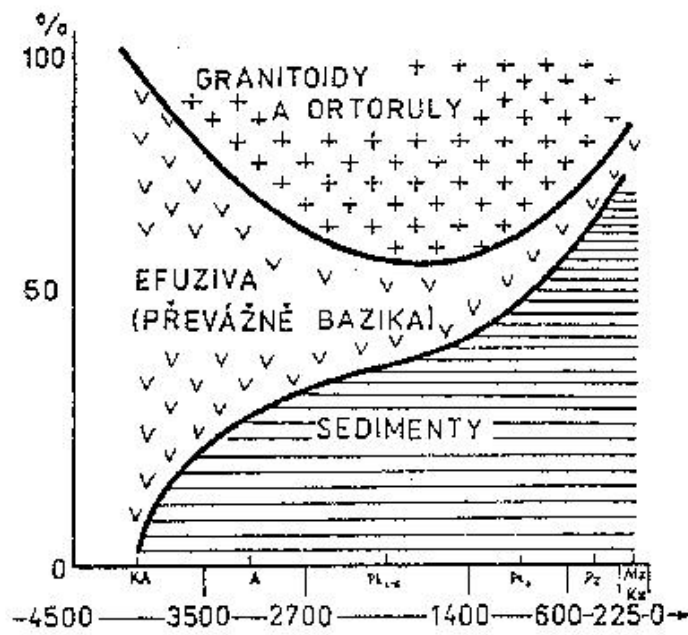
V **dlouhodobé budoucnosti několika miliard let** se bude dále zpomalovat otáčení Země, výkyvy pólů budou výraznější a bude se vytvářet chemická a energetická rovnováha mezi jednotlivými obaly Země. Zanikne atmosféra a hydrosféra a ustane výměna prvků i energetická výměna mezi litosférou spodním pláštěm a jádrem. Tím bude geologický vývoj Země ukončen.



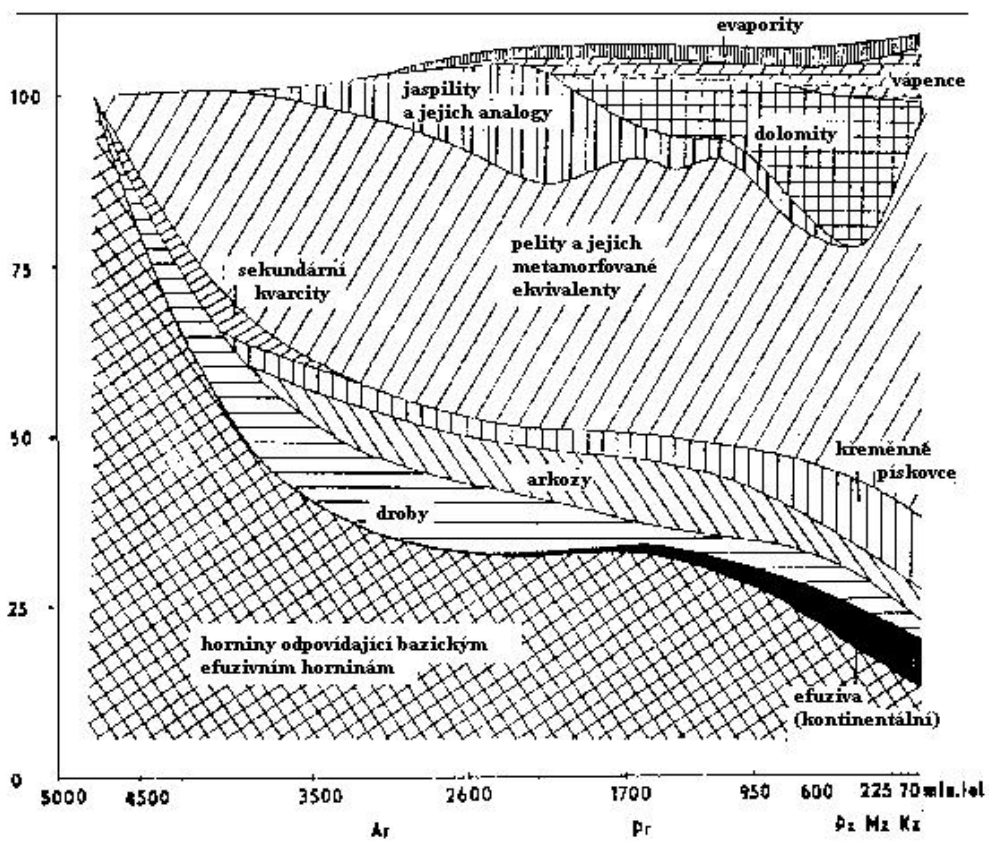
**Obr. 3.1.** Upravený diagram vzájemných vztahů hornin ve vývojovém cyklu (podle J. Huttona).

Ga	Str.	Geologie	Geochemie	Petrologie	Biosféra	
0,5	Fanerozoikum	Zalednění Pangea	Dnešní úroveň hladiny O <sub>2</sub> v atmosféře		Antropogeneze Hominides Nejstarší suchozemské organismy Barrandien Tommeto	Vliv suchozemských organismů
1,0		Zalednění Rodinia	Pasteurova hladina (3 % dnešního O <sub>2</sub> v atmosféře)		Ediacara Metazoa Hecter Bitter Spring Cristal Spring	Vliv mořských organismů
1,5	Proterozoikum	První zalednění velké kontinenty Vaalbara	Ureyho hladina (0,001 % dnešního O <sub>2</sub> v atmosféře)	Suchozemské červené pískovce (red beds) pískovce železné rudy (BIF) apority	Paradise Creek Acritarcha	Období vlivu organismů na geologické procesy
2,0			Vyšší obsahy LIL Geochemické cykly	Hojné karbonáty šungit rapakivi granity	auricola Corycium enigmaticum	
2,5			oxidační procesy	tillity	sinice, řasy Procaryotae	
3,0	Archaikum	Konec vzniku zelenokamových pásů Začátek subdukčních procesů	UO <sub>2</sub> , FeS <sub>2</sub>	šelfové sedimenty	aerobní fotosyntéza	Období diferenciace kůry vývoj života
3,5		redukční procesy	sulfidy	K-granity	biologický cyklus	
4,0		Nejstarší sedimenty Prvotní kont. kůra	biogenní FeS lehký izotop C	Pískovce, droby zelenokamy	Anaerobní fotosyntéza buněčný život	
4,5	Hadean	meteoritové deště oceánská kůra	Prvotní atmosféra a hydrosféra (H <sub>2</sub> O, CO <sub>2</sub> , S)			období vzniku prvotní kůry
5,0		separace pláště a kůry Stáří meteoritů a planet Sluneční soustavy	Globální odplynění Těžké prvky	regolit		
Hvězdný vývoj						

**Obr. 3.2.**  
Nejdůležitější události ve vývoji Země

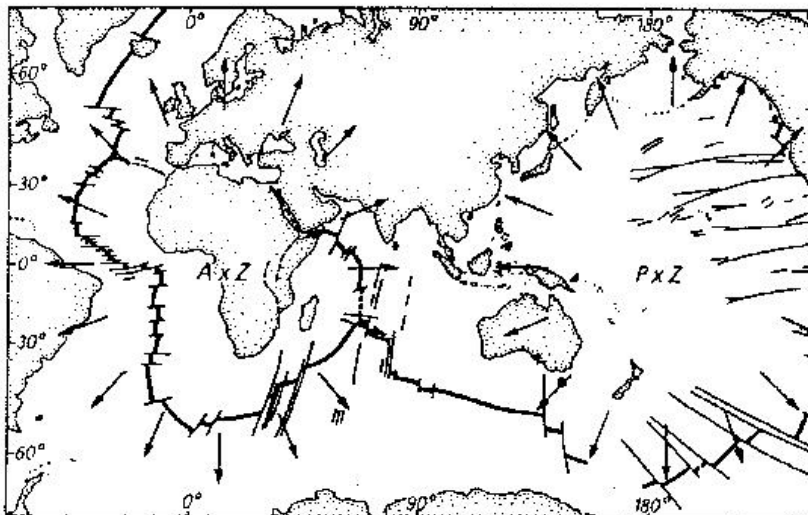


a

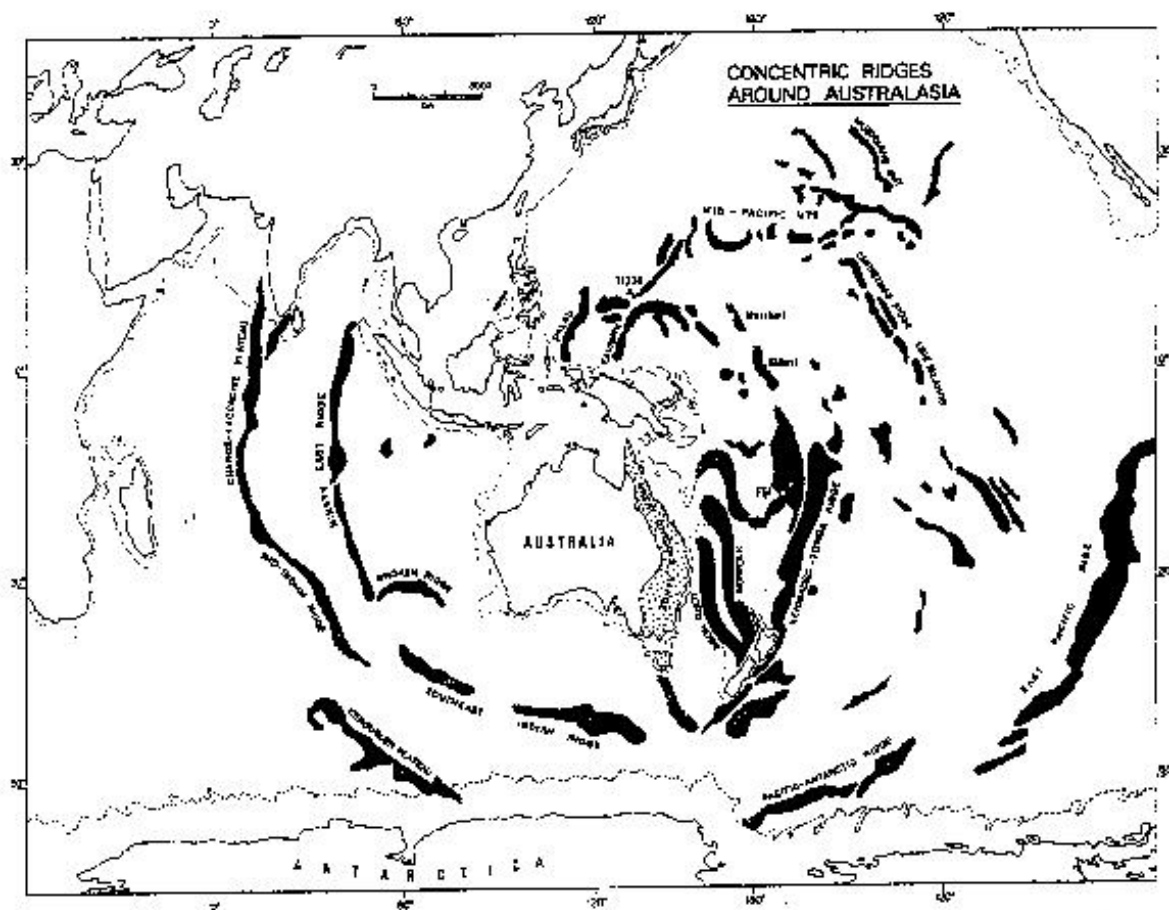


b

Obr. 3.3. Změny v procentním zastoupení hornin (a) a průběh diferenciacie litosféry (b) ve vývoji Země (Sorochtin 1971).



**Obr. 3.4.**  
Atlantické a pacifické centrum  
pohybu oceánské dna (tzv.  
spreadingu). Šípkami je  
vyznačen směr pohybu od  
center A x Z a P x Z.



**Obr. 3.5.**  
Obří spirálový systém hlubokomořských příkopů a středoocéánských hřbetů, vulkanických a seismických pásů kolem Austrálie (Zoback et al. 1990).

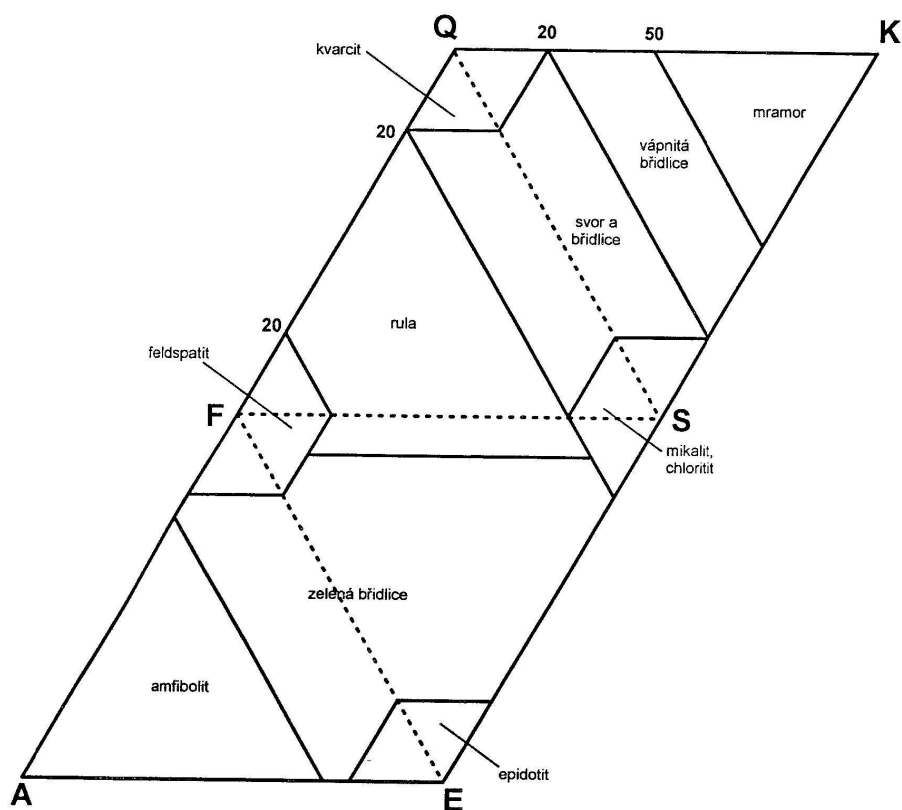


## 4. Petrografické názvosloví

ČSN EN 12670

### Klasifikační diagram metamorfovaných hornin

(v diagramu nejsou zahrnuty termíny: eklogit, granulit, leptit, migmatit, ofikalцит, fylit, serpentinit).



#### Legenda

- Q křemen
- K karbonáty
- F živce
- E epidot
- A amfibol
- S slídy (a chlorit)

## 4.1 Názvosloví hornin

Historicky vzniklé názvy většiny hornin vycházejí zpravidla z jejich minerálního složení a stavebních znaků. Jsou však v mnoha případech zavádějící, protože takto definované horniny v řadě případů vznikly zcela rozdílným způsobem, z rozdílného výchozího materiálu a prošly rozdílným vývojem přesto, že mají shodné minerální složení a často i stavbu (např. serpentinity vznikají z ultrabazických hornin buď metamorfózou nebo zvětráváním a jsou známy i takové, které vznikly resedimentací materiálu původních vyvřelin). Naopak i ze stejného výchozího materiálu za obdobných podmínek mohou vzniknout zcela rozdílné horniny (např. proto, že ve výchozím materiálu byl odlišný obsah vody). Proto stávající systém hornin je založen na kombinaci kritérií zahrnujících nejen minerální složení a stavby hornin, ale i celkové složení (chemické) a geologickou pozici, při čemž základem rozlišení jsou rozdílné podmínky vzniku. Právě ty jsou vůdčím principem základního dělení hornin.

- **Vyvřelé horniny** vznikají krystalizací magmatu při chladnutí, při němž se vytváří zákonité vztahy mezi chemickým složením, složením vznikajících minerálů a sledem jejich krystalizace. Minerály, které obsahují vznikly v závislosti na složení magmatu a podmínkách krystalizace. Zpravidla jen malou část tvoří reliktní minerály z původních přetavených hornin a minerály pohlcené magmatem při jeho výstupu (asimilace).
- **Reziduální horniny** vznikají zvětráváním na místě (in situ) obsahují proto hlavně minerály původní horniny, zčásti pozměněné procesy zvětrávání. Jen malou příměs mohou tvořit minerály, které byly během zvětrávání přineseny zvenčí (např. transportem větrem, mikrometeority apod.).
- **Usazené (sedimentární) horniny** vznikají v závislosti na přinášeném materiálu a na materiálu vznikajícím při sedimentaci. Proto jejich systém musí být založen na vlastnostech horniny a prostředí ve kterém vznikala. Podle původu jsou v nich zastoupeny minerály klastické, přinesené (vulkanický materiál, mikrometeority a často i antropogenní příměs, organická hmota apod.) a na místě vzniklé při usazování.
- **Diagenetické horniny**: při diagenезi se mezi složkami usazených hornin začíná vytvářet chemická rovnováha, které však téměř nikdy není úplně dosaženo.
- **Metamorfované horniny** jsou horniny, které výrazně pokročily na vytvoření termodynamické rovnováhy s okolními změněnými podmínkami (teplota, tlaky, chemické složení prostředí). Jsou v nich zastoupeny v různé míře reliktní minerály z původních hornin a minerály novotvořené, vzniklé v progresivním stadiu, stadiu vyvrcholení nebo ve stadiu regresivním při poklesu teploty a tlaku. Systém těchto hornin může proto být založen zejména na stupni přeměny, jejím charakteru, na stupni přizpůsobení horniny změněným podmínkám a hlavně výchozích horninách (protolitu).
- **Anatektické horniny** vznikly částečným přetavením původních, vesměs metamorfovaných, hornin. Pokud je přetavení úplné, vzniká magma. Systém anatektických hornin je proto založen především na vztazích původní horniny (restitu) a novotvořené horniny (mobilizátu), ve složení, ve stavbě a poměru složek a na podmínkách anatexe.
- **Antropogenní horniny (technolity)** jsou z hlediska systematické petrologie iracionální. Jejich složení závisí především na vůli a technických možnostech člověka. Proto lze udělat jen jejich výčet, sotva však systém. V příslušné kapitole jsou seřazeny podle podílu člověka na jejich vzniku.

Pro označování hornin jsou používány tři druhy názvů: **umělé, genetické a popisné.**

- **Umělé názvy:** Dudek et al. (1962) je označují jako speciální, vznikaly v pravěku (syenit, mramor, nefrit) a hlavně ve středověku spolu s rozvojem hornictví. Příkladem je mezinárodní pojmenování ruly – gneiss, gnějs, které pochází z českého slova hnízdo (haviřské označení pro hlušinu). Je citováno např. Agricoulou (1561) ve formě Kneist (a už to by mělo být důvodem pro nahrazení umělého termínu rula starým českým i mezinárodním názvem gneis). Hornického původu jsou i názvy další: skarn (ze švédštiny), greisen (šedě zbarvený kámen - z němčiny), rohovec (Hornfels) a serpentinit. Termín serpentinit byl poprvé použit Agricoulou pro označení ofikalcitu. Později se rozšířil i na minerál a horninu. Nyní se užívá termín serpentinit pro označení minerálu a termín serpentinit pro označení horniny. Další názvy byly dány horninám na počátku 19. století (Pinkerton 1811, d'Aubuisson 1819, Brogniart 1813): adinola, eklogit, epidozit, epidotit, fylit, itabirit, kalcifyr, mastkové břidlice (krupnik), leptynit, plodová břidlice, rohovec apod. Další umělé názvy se objevily koncem 19. století v období tzv. zlatého věku mikroskopické petrografie: antofylitit, astit, gedritit, glaukofanit, gondit, propylit, pseudotachylit, pyroxenit, rodingit. Tyto názvy jsou vesměs umělé, odvozené nejčastěji z jazyka latinského (např. eklogit, leptit), z místních názvů (bludovit, egeran,



boninit, erlan, fenit, itabirit, kinzigit, predazit), jmen významných osobností (buchit, davit, bowenit, charnockit, penkatit)) ale i psů (např. dalmatinit). Časté jsou také názvy odvozené různým způsobem od důležitých horninotvorných minerálů (amfibolit, amfibolová břidlice, olivinit, kvarcit, diasporit, korundit, epidotit) nebo jejich zkratk (grospydit, granoplagit, pyribolit, marundit). K umělým názvům patří všechny české názvy navržené J. S. Preslem a J. Krejčím v 19. století: žula, svor, rula a téměř všechny starší názvy vyvřelých hornin. Umělé názvy používá i evropská a z ní odvozená česká norma z roku 2002, podrobněji aplikovaná v příloze na str. 45 - 68. Umělé názvy jsou v mnoha případech duplicitní (např. glimmerit, hornblendit, kakirit, grafitoid) nejasné (např. pyroxenická rula – může znamenat jak Ca bohatou rulu středních a vyšších stupňů metamorfózy, tak i hyperstenovou rulu granulitové facie) nebo zcela nedostatečně definované.

- **Genetické názvy** jsou používány zejména pro metamorfované a sedimentární horniny. Patří k nim ku příkladu mylonit, migmatit, metasomatit, impaktit, diapirit, kontaktit, odvozené z procesů vzniku a názvy odvozené z výchozích hornin (eduktu, protolitu, mateřské horniny), např. předponou meta (metakvarcit, metakonglomerát, metabazit, metaferrolit).
- **Popisné názvy**, nejčastější, jsou odvozeny z vlastností horniny (např. stavby nebo minerálního složení). Jsou výhodné z toho důvodu, že umožňují respektovat jak petrografické, tak i petrologické aspekty poměrně stručným vyjádřením. Jejich tvorba (v případě přeměnných hornin) by však měla respektovat jak upozorňuje již Grubenmann 1910):
  - *Původní horninu* – indikuje předpona meta – (příp. apo-) a název původní horniny. Popřípadě je možno užít opisu (např. mylonitizovaný kvarcit) a teprve pokud nelze původní horninu určit, je možno použít obecných názvů horniny, nebo dvojice skalina – břidlice
  - *Minerální složení* – výčet hlavních minerálů v pořadí podle % zastoupení
  - *Stavbu* – pokud tato je významným znakem horniny
- Typickým příkladem popisných názvů vyjadřujících jednu z vlastností horniny (průměrné velikosti zrna) jsou názvy klastických sedimentů. Situace je tu komplikovaná ovšem tím, že jsou paralelně používány názvy řecké, latinské a u nás české.

<b>názvy/rozměry</b>	<b>nad 2 mm</b>	<b>2-0,063 mm</b>	<b>0,063-0,004 mm</b>	<b>do 0,004 mm</b>
<b>řecky</b>	psefit	psamit	aleurit	pelit
<b>latinsky</b>	rudit	arenit	lutit	
<b>česky</b>	šterk	písek	prach	jíl
<b>nezpevněné</b>				jílovec
<b>česky zpevněné</b>	slepenec	pískovec droba arkóza	prachovec	jílovitá břidlice

Popisný charakter mají názvy odvozené ze staveb např. kontaktně metamorfovaných hornin (plodová břidlice, kontaktní rohovec, pseutachylit) nebo drcených hornin (mylonit, kataklazit) a hlavně migmatitů.

Stále většího významu nabývají popisné názvy ve formě, kterou v naší literatuře konstituoval Hejtman (1961, 1962, 1969, 1974). Jsou to názvy metamorfítů typu: granát-biotit-chloritová břidlice, diopsid-plagioklasová skalina, příp. i v obecné formě granát-biotit-amfibolová hornina a obdobně i názvy vyvřelin typu muskovit-biotitový granit s andaluzitem.

V porovnání s německým nebo anglickým názvoslovím metamorfovaných hornin se české vyznačuje určitými zvláštnostmi:

- *Břidlice* – odpovídá anglickému slate i schist: ve významu slate je v češtině často používán termín aspidní břidlice nebo polofylit.
- *Svor* – je používán jednak pro označení metamorfovaných ekvivalentů lutitů středních metamorfických stupňů (granát-biotitický svor), jednak i k označení krystalických břidlic, které obsahují křemen a slidy a méně než 10 % živců.
- *Kvarcit – konglomerát* znamenající metamorfované ekvivalenty pískovců a slepenců. V sedimentární petrografii je používání těchto cizích názvů málo frekventované.

V české terminologii se rovněž setkáváme s různým používáním koncovek v adjektivních formách jmen hornin a minerálů (-ický, -ný, -ový).

Se stejnou nejednotností se setkáváme i v užívání koncovek v případě, že v názvu horniny je použito více minerálů např.: granáticko-biotitický kvarcit, granát-biotitický kvarcit, granátovo-biotitový kvarcit, granát-biotitový kvarcit.

Termín metamorfismus je v češtině nadřazenější (hornina byla vystavena silné metamorfóze, nikoliv metamorfismu), ale metamorfismus oblasti je vysokotlaký (srovnej Fediuk 1987).

U monominerálních hornin s příměsí ostatních minerálů do 10% lze použít dvou způsobů pro petrografické pojmenování:

- a) Název horniny se vytvoří z názvu převládajícího minerálu příponou –it: kvarcit, granátit, epidotit (ne tedy epidozit!), wollastonitit, serpentinitit, olivinit. Pro podobné horniny vyvěřel je pro rozlišení doporučeno používat přednostně přípony -ovec (amfibolovec, pyroxenovec). Nevýhodou je, že některé takto utvářené názvy jsou běžně používány ve více významech, zejména pro vyvěřelé i metamorfované horniny (glimmerit, pyroxenit, hornblendit) nebo horniny jiného složení, než odpovídá uvedené definici, např. amfibolit je metamorfovaná hornina tvořená amfibolem a plagioklasem a ne tedy, jak by odpovídalo definici, monominerální amfibolová hornblendová hornina.
- b) Názvem horninotvorného minerálu a označením podle stavby: např. aktinolitová břidlice, antofylitová břidlice, epidotitová břidlice, epidotová skalina, olivínová skalina:

Pro horniny obsahující více minerálů se řídíme následujícími pravidly, která jsou v souladu s mezinárodními:

1. Minerál, jehož obsah v hornině je procentuálně nejvyšší, stojí nejbliže názvu horniny (např. amfibolový kvarcit)
2. Ostatní minerály jsou uváděny obdobně, nejdále od podstatného jména stojí ty, které jsou nejméně hojné (pyroxen-granát-amfibolový kvarcit)
3. Pro zkrácení se uvádí tyto dodatečné názvy minerálů bez koncovky (obdobně jak tomu bývá v cizích jazycích). Pouze minerál, který stojí podstatnému jménu nejbliže má koncovku, zcela výjimečně se uplatňuje koncovka-ný (křemenný, dvouslídny) nebo -ický a -ový. V jejich používání však není jednota.

V petrologii vyvěřelých a metamorfovaných hornin se v naší odborné literatuře používá nejčastěji –ický, v sedimentární petrologii –ový. V mnoha případech jsou koncovky libovolně zaměňovány. Kettner (1927) uvádí: rula biotitická, chloritická, protoginická, ale současně rula cordieritová, sillimanitová nebo břidličnatá, stébelnatá, břidlice chloritová, mastková, ale též sericitická. Dudek, Fediuk, Palivcová (1957): břidlice chloritoidová, ale i ottrelitická, rula granátická, cordieritická, granulit kyanitový i pyroxenický

Fediuk (1989) navrhl, aby se, analogicky s dalšími slovanskými jazyky, ve spojení s minerály používalo jednotné koncovky –ový (ovšem koncovka –ický i nadále zůstává použita v termínech jako: bazický, mafický, felzický, ultrabazický, petrografický apod.). Koncovka –ový má i v tomto smyslu prioritu, protože byla používána již Krejčím a Bořickým a koncovka –ický byla zavedena teprve Barvířem. Koncovka –ový je použitelná téměř pro všechny minerály (ne např. pro zlato), koncovka –ický se pro některé nehodí vůbec (např. rutil, křemen, mastek) a pro jiné je použitelná jen porušením jazykové ústrojnosti (např. oligoklas, kyanit).

Jako podstatné jméno se používá:

- a) Negenetického termínu hornina (analogicky the rock, das Gestein).
- b) Popisných názvů břidlice (pro horninu s výraznou foliací) a skalina (pro horninu všesměrné stavby). Návrh zrnokam (podle drahokam, in Fediuk 1987) není používán.
- c) Můžeme-li vyjádřit i genezi horniny na základě podrobných znalostí geologické pozice, látkového složení a stavby je vhodnější, než použití umělého názvu (např. albitová adinola) použít názvu genetického (v daném případě křemen-albitový kontaktní metasomatit), odvozeného ze způsobu vzniku. Nejlepší se však zdá předponami meta- (pro metamorfity) a apo- (pro metasomatity) a příslušného adjektiva vyjádřit původní název horniny (např. křemen-albitový apolutit).

## 4.2 Přehled hlavních názvů hornin

Odhaduje se, že existuje více než 3 000 umělých názvů hornin. Jde většinou o horniny vyvěřelé. Mnohé z těchto názvů jsou zbytečné, mnohé duplicitní a mnohé uváděny v literatuře navíc v rozdílných transkripcích (např. viborgit, wiborgit i vyborgit). Vybrat ty racionální je velmi obtížné a mezinárodní komise IUGS se po mnohaleté práci o to pokusila s nejednoznačným výsledkem. U nás

se o takovou racionalizaci pokusil Dudek (in Dudek, Fediuk, Palivcová 1962). Dudek stanovil, jak ukazuje příklad na str. 69 - 74, které názvy jsou oprávněné a které druhy vyvřelých hornin nemají ještě vhodné pojmenování. Tento pokus je stále ještě nedoceněn a i ve světové literatuře zcela ojedinelý.

Zcela jiná je situace u hornin usazených. Podíl přirozených názvů je daleko vyšší a většinou dobře vystihují povahu horniny. Není však jednota v určení hranic jak v procentuálním zastoupení složek u přechodných hornin (např. mezi jílovými břidlicemi a křemenci), tak i velikostí částic u všech klastických hornin. Skoro každý autor uvádí jiné (srv. např. příručky Konty, Hejtmána, Kukala, Skočka a Petránka jen v české literatuře).

Kupodivu nejvíce přirozených názvů mají horniny metamorfované. V české literatuře zejména díky úsilí B. Hejtmána a F. Fediuka. Situaci u některých skupin (zejména migmatitů) ovšem komplikuje paralelní používání různých synonym zahraničních autorů (Sederholm, Scheumann, Niggli aj.).

V roce 2003 byla vydána česká verze Evropské normy EN 126 70 Natural stone – Terminology (Český normalizační institut 2003, 721402). I tuto skutečnost jsme se pokusili zohlednit při výběru několika set názvů a definic běžných hornin, zejména těch, které nejsou názvy umělé. V souladu se současnou tendencí v odborné literatuře je v něm dána přednost mezinárodním názvům před uměle počestěnými (granit místo žula, bazalt místo čedič, hornblenda místo obecný amfibol). Zařadili jsme také méně běžné názvy, pokud mají geografický nebo autorský vztah k České republice. Názvy uvedené v technické normě jsou přitom maximálně respektovány a zvlášť graficky vyznačeny. Vyřadili jsme jen názvy komerční, do odborného oddílu zařazené zřejmě omylem (např. černý granit), zcela zastaralé (ofikarbonátové horniny, vápencový pískovec, diabaz, rift, křemenný porfýr), upřesnili jsme zcela zcestné definice (např. migmatitu, ofiolitu, pegmatitu, bazanitu, pazourku aj.) a upravili či doplnili nepřesné definice a názvy uvedené v normě jen v diagramech (např. mikalit, chloritit, kvarcolit aj.).

V případě potřeby údajů o dalších názvech hornin nezařazených do tohoto výběru odkazujeme na Encyklopedický slovník geologických věd (Svoboda et al. 1983). U většiny názvů uvedených v normě je uveden i jejich anglický ekvivalent a u většiny názvů uvádíme také autora názvu, ovšem bez ohledu na původní význam jím navrženého termínu.

*adamellit*: odrůda hlubinné vyvřelé horniny, granitu. Plagioklasy tvoří 1/3 – 2/3 obsahu živců a obsah SiO<sub>2</sub> je vyšší než 67 %. Patří k němu některé partie v říčanském typu středočeského plutonu. Název navrhl A. Cathrein (1890) podle Monte Adamello v jižním Tyrolsku.

*adinola*: metamorfovaná hornina, vznikající albitizací jílovitých břidlic na kontaktu bazických vyvřelin. Je tvořena mozaikou albitu a křemene s příměsí chloritu a rudních minerálů. Vyskytuje se v proterozoiku barrandienu při severním okraji jílovského pásma. Název z řeckého adinos zavedl J. F. L. Haussmann (1828). Syn. adinolit.

**aglomerát (agglomerate, volcanic agglomerate)** je pyroklastická hornina nezpevněná nebo zpevněná, v níž jsou bomby a úlomky sopečných produktů okrouhlé nebo subangulární o průměru větším než 64 mm, příbuzné či cizorodé vůči obklopujícímu je tufu. Termín zavedl K. C. V. Leonhardt (1823).

*agmatit* viz *merizmit*

*agpait*: souhrnný název pro horniny, které vznikly krystalizací alkalického magmatu. Patří k nim např. nefelitické syenity z poloostrova Kola nebo jižního Grónska (Illimansak). Název zavedl N. V. Ussing (1912).

*alaskit*: hlubinná a žilná vyvřelá hornina, *alkalický živcový granit*. Obsahuje křemen a alkalické živce s akcesoriemi. Název podle anglického názvu Aljašky zavedl J. E. Spurr (1900).

*albitit*: aplitická žilná hornina tvořená převážně albitem bez významnějšího podílu křemene. Název zavedl H. W. Turner (1896).

*alemonit*: sedimentární hornina s projevy impaktové šokové metamorfózy. E. Rutte (1972) použil toto označení pro výskyty v jižním Německu a také pro zlivské slepence v budějovické pánvi.

**aleurit (prach)**: nezpevněný sediment složený z částic o velikosti 0,002 – 0,06 mm. Název zavedl A. Zavaritskij (1932).

*aleurolit*: zpevněný *aleurit (prachová břidlice)*.

*allit* (též *alit*): 1) zvětralínový plášť bohatý hliníkem (viz *laterit*),

2) hornina s podstatným množstvím hydroxidů hliníku, vznikající přemístěním a usazením materiálů lateritů (viz *bauxit*). Její název zavedl H. Harrassowitz (1926).

- aktinolit* (*aktinolitovec*): metamorfovaná hornina, tvořená téměř jen aktinolitem s kompaktní stavbou (na rozdíl od *aktinolitové břidlice* se stavbou břidličnatou). Její původní označení *actinolityte* zavedl G. H. Kinahan (1873).
- alnöit*: žilná hornina s porfyrickými výrostlicemi biotitu, augitu a olivínu v základní hmotě tvořené melilitem a augitem ( $\pm$  perovskit, granát). U nás je její výskyt znám z údolí Ploučnice. Název byl odvozen podle ostrova Alnö H. Rosenbuschem (1887).
- alunit*: 1) minerál, síran K a Al,  
2) metasomatická hornina vznikající přínosem vody, sulfátů a draslíku (alunitizace) do vulkanických hornin. Často provází zóny zrudnění Au, Ag, Cu v ryolitech, andezitech a dacitech. Z francouzského alnu název odvodil P. Cordier (1868).
- amfibolit (amphibolite)**: metamorfovaná hornina tvořená hornblendou a plagioklasy. Složení podle stupně metamorfózy (albit, oligoklas, andesin nebo i bazičtější). Hornina složením odpovídá gabru, bazaltu nebo bazaltovému tufu (*ortoamfibolit*), může však vznikat i přeměnou sedimentů vhodného složení, např. karbonátů s jílovitou příměsí (*paraamfibolit*), retrogradní amfibolizací eklogitů (*eklogitový amfibolit*) nebo metasomatickým přínosem (*metaamfibolit*, *taktit*). Její výskyt je znám z pestré skupiny moldanubika (Český Krumlov, Posázaví, Strážek) z mariánskolázeňského a letovického komplexu, z moravika, Krušných hor aj. Název zavedl A. Brogniart (1813).
- amfibolovec*: viz *hornblendit*.
- amfolit*: teoretická hornina svrchního pláště, složená z olivínu a amfibolu za předpokladu složení 1/3 průměrného bazaltu a 2/3 dunitu. Název zavedli D. H. Green, A. E. Ringwood 1956.
- anatexit*: hornina granitového složení, která vznikla roztavením a následným utužením starších hornin (anatexi). Termín zavedl F. Loevinson – Lessing 1934.
- andezit (andesite)**: po bazaltu nejrozšířenější výlevná vyvřelá hornina, extruzivní ekvivalent dioritu. Obsahuje plagioklas, monoklinický pyroxen, hornblendu, biotit, vzácně (lokality v okolí Košic) též granát a grafit. Svým složením tato hornina odpovídá oligoklas-andesinu. V ČR je její výskyt znám z lokalit u Uherského Brodu, hojnější nicméně jsou tzv. *paleoandezity*, dříve označované jako *porfyrity*. Název pro horninu zavedl L. V. Busch (1836) podle jihoamerických And.
- anhydrit*: 1) minerál síran vápenatý (CaSO<sub>4</sub>),  
2) hornina vznikající odpařením (*evaporit*) složená z minerálu anhydritu.
- anortozit** (též plagioklasit) (**anorthosite**): hornina tvořená převážně (z více než 90 %) bazickým plagioklasem ( $\pm$  olivín, augit). Podle bazicity plagioklasu je dále možné rozlišit *andezitit*, *labradoritit*, *bytownitit*, *anortitit*. Výskyt v masívech ve štítech (zčásti snad zbytky prvotní kůry Země) např. v Kanadě a v USA (Adirondack), na Ukrajině, v Grónsku aj. Ojedinelý výskyt byl zjištěn v kdyňském komplexu. Název zavedl T. Sterry-Hunt (1863) podle francouzského jména plagioklasů.
- arenit (arenite)**: viz též *psammit* či *pískovec*. Arenit představuje zpevněnou sedimentární horninu, tvořenou úlomky minerálů nebo hornin o velikosti pískových zrn. Přídavné jméno zpravidla ukazuje složení nebo genezi (např. *křemenový arenit* či *pískovec*).
- arkoza (arkose)**: odrůda zpevněného psammitu (pískovce) obsahující méně než 75 % křemene a nestabilní klastické součástí, zejména K-živce. Do angličtiny se předkládá jako *feldspathic greywacke* či *feldspathic sandstone*. V ČR tvoří polohy v karbonských a hlavně permských sedimentech např. v Podkrkonoší či v blanické a boskovické brázdě.
- arterit*: viz *stromatit*.
- asfalt*: přírodní asfalt vzniká oxidací ropy jako polotuhá hmota. Vyskytuje se v tzv. asfaltových jezerech (Trinidad) nebo jako impregnace a žíly v různých horninách. Ojedinelý výskyt přírodního výskytu je znám i z okolí Strečna na Slovensku. Název asfaltu je odvozen z řečtiny (asphaltos).
- asfaltit*: zcela zpevněný asfalt s lasturnatým lomem. Název zavedl W. Blake (1890).
- astit*: odrůda kontaktního rohovce, v němž převládají slidy a andaluzit nad světlými minerály. Jeho název byl odvozen podle Cima d'Asta v italských Alpách W. Salomonem (1898).
- augitit*: vulkanická hornina obsahující výrostlice augitu a rudních minerálů v základní hmotě tvořené hnědým sklem, bohatým na sodík. Výskyt je znám z Českého středohoří (např. Kopečský vrch). Název zavedl C. Doelter (1882).

*bahno (hlen, kal)*: mořský sediment. Rozlišuje se:

- *červené bahno* tvořené hlavně terigenním materiálem s příměsí biogenních karbonátů, Fe-oxidů a hydroxidů. Jeho výskyt je charakteristický při ústí Orinoka nebo Amazonky.
- *zelené bahno* obsahující terigenní jíl a prach, karbonáty biogenní i chemogenní, křemité schránky, často glaukonit, fosfáty a mikroelementy. Převládá v Atlantiku.
- *foraminiferové bahno* je nejrozšířenějším recentním mořským sedimentem, je tvořené schránkami dírkovců,  $\text{CaCO}_3$  a terigenním materiálem.

*bauxit*: sedimentární hornina tvořená převážně hydráty alumina (gibbsit, boehmit, diaspor, amorfni formy) a obsahující kolem 50 %  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Vzniká vyluhováním alumosilikátových hornin teplými vodami (lateritové bauxity) a přemístěním ve vodním prostředí (pravé bauxity). Recentní i terciérní bauxity zpravidla obsahují gibbsit, mesozoické boehmit, paleozoické a starší diaspor. Výskyt bauxitů u nás je vázán na Rychnov nad Kněžnou, v SR na Mojtn. Název podle Les Baux u Avignonu ve Francii odvodil H. St. C. Deville (1861).

**bazalt (basalt)**, čedič: bazická vulkanická hornina tvořená hlavně bazickým plagioklasem (labradorit – anortit) a klinopyroxenem. Obsahuje často olivín, analcim, hornblendu a sklo. Rozlišují se *kontinentální tholeiitové bazalty* (Dekkan, Lena, řeka Columbia) tzv. trapové formace, *alkalické bazalty* (České středohoří, severní Morava), *oceánské tholeiitové bazalty* (Havajské ostrovy, thulská provincie v severním Atlantiku), *olivinické bazalty* (Doupov, České středohoří), *alkalicko-vápenaté bazalty* ostrovních oblouků a bazalty typu MORB na středooceánských hřbetech (Island), příp. *lunární bazalty*. Dříve se čediče rozlišovaly i podle stáří (permokarbonské kontinentální – melafyry, paleozoické zčásti oceánské – diabasy a proterozoické oceánské spility). Termín bazalt byl poprvé používán již ve starém Egyptě a Řecku, v moderním smyslu byl poprvé zaveden Agricoulou (1546).

**bazanit (basanite)**: 1) podle čs. normy synonymum bazaltu,

- 2) obvykle vulkanity, obsahující kromě Ca plagioklasu i olivín a foidy, např. nefelin (Kravaře) či leucit (v Českém středohoří). Termín poprvé zavedl A. Johannsen (1938).

*bentonit*: hornina tvořená montmorillonitem (výjimečně i beidelitem). Vzniká devitrifikací a chemickými přeměnami vitritových tufů nebo popelu při podmořském i vzdušném zvětvávání. V ČR např. Braňany u Mostu, Polerady. Termín zavedl W. C. Knight (1898).

*berezit*: křemenem bohatý aplit s pyritem. Vzniká metasomatickou přeměnou (berezitizací) granitu kolem zlatonosných křemenných žil. Název horniny byl odvozen podle výskytu u Berezovska na Urale G. Rose (1837).

*bielenit*: peridotit s diallagem a enstatitem (od lherzolitu se liší převahou diallagu nad olivinem). Název horniny byl odvozen podle říčky Biala v Jeseníkách F. Kretschmerem (1918).

*bimetasomatit*: hornina, která vznikla látkovou výměnou na styku dvou nerovnovážných hornin, nejčastěji silikátové a karbonátové nebo ultrabazické a kyselé. Termín zavedl D. S. Koržinskij (1956).

*biolithit (biolithe)*: vápenec tvořený pouze biogenním materiálem (Folk 1962).

*biotitit*: hornina magmatického původu tvořená převážně biotitem. Tvoří bloky v sopečných vyvřeninách (Villa Seni u Říma) nebo žíly v syenitech (Klokoty a Hoštice u Tábora). Název zavedl H. S. Washington (1927).

*bitumen*: skupinové označení všech přírodních uhlovodíků bez ohledu na složení či konsistenci, jako je ropa, dehet, asfalt, asfaltit aj. Označení těchto látek pochází z latiny (tumeo).

*bogusit*: druh těšinitu obsahující hornblendu a augit. Název odvodil A. Johannsen (1938) podle Bohušovic ve Slezsku.

*bludovit*: místní označení pro erlan s Ca-granátem vyskytující se u Bludova u Šumperka.

*boghed (boghead)*: řasové černé uhlí s vysokým obsahem uhlíku a hořlavín. V ČR vyjimečně v Plzeňské pánvi. Název byl odvozen podle Bogheadu ve Skotsku.

*bojit*: hlubinná vyvřelá hornina bazického složení, hornblendové gabro (pro odlišení od gabra druhotně uralitizovaného). Obsahuje hnědou hornblendu, diallag, biotit a labradorit. Název pro tuto horninu odvodil podle keltského kmene Bójů v Bavorsku a Čechách E. Weinschenk (1899).

*boninit*: andezit s výrostlicemi olivínu, augitu a bronzitu ve skle s krystalitami (labradorit a křemen). Boninity jsou v ČR zastoupeny v jílovském pásmu. Termín byl odvozen podle jejich výskytů na Boninských ostrovech (Japonsko) J. Petersenem.

- bostonit*: žilná hornina blízká granitovému porfyru. Může obsahovat i foidy a na rozdíl od gauteytu (viz) nemá v základní hmotě sklo. V Českém středohoří se vyskytují bostonity sodalitové. Termín byl odvozen podle Bostonu v USA.
- bowenit*: jemnozrnná odrůda serpentinitu složená ze serpentinu s příměsí masku a magnezitu. Termín zavedl J. D. Dana (1950) na počest G. T. Bowena.
- brekcie (breccia)*: 1) hrubozrnná klastická sedimentární hornina tvořená ostrohrannými úlomky hornin pefitové kategorie, spojenými jemnozrnnou základní hmotou, které je méně než 20 %.
- 2) hornina tvořená ostrohrannými hrubozrnnými úlomky rozdílného vzniku, např. *sopečná brekcie* (s pyroklasty), *dislokační brekcie* (vzniká tektonizací) nebo sedimentární *intraklastická brekcie*. Tento termín zavedl J. J. Ferber (1776).
- bronzitit*: pyroxenit tvořený převážně bronzitem. V ČR u Křemže v jižních Čechách. Termín zavedl G. H. Williams (1890).
- břidlice*: skupinové označení pro horniny různého původu a složení vyznačující se výraznou foliací (kliváží). Rozlišují se zejména:
- 1) **jílovitá břidlice (shale)** je zpevněný jíl se štěpností rovnoběžnou s vrstevnatostí, obsahující zejména illit a křemen, případně kalcit (slinitá břidlice) nebo grafit (tzv. černá břidlice).
  - 2) **jílovitá břidlice zčásti přeměněná (slate)** s velmi doboru štípatelností podél ploch kliváže. Překrystalování postihuje méně než 50 % jílu (P. T. Flown 1953).
  - 3) metamorfované horniny (**schist**) různého původu:
    - kontaktně metamorfované **břidlice plodová (spotted slate)**, *skvrnitá, uzlíková* apod.
    - regionálně metamorfované **břidlice fylitová (clay slate, slate)** či aspidní se rozlišují podle minerálního složení, např. **vápnitá (calc schist, carbonate schist)**, *kyzová* (s pyritem), *chloritoidová* (bohatá  $Al_2O_3$  a chudá  $K_2O$  a  $CaO$ ), *černá břidlice* s grafitem, poněkud vyšším metamorfickým stupněm odpovídá např. *staurolit-granát-biotitová břidlice* (v české literatuře = svor).
- Odlišné složení mají:
- **břidlice zelená (greenschist)** má bazický chemismus a obsahuje chlorit, minerály epidotové skupiny aktinolit či hornblendu. Vzniká regionální metamorfózou bazických vyvřelin. Název zavedl G. F. Neumann (1849).
  - *břidlice modrá (blueschist)* s glaukofanem, zpravidla vysokotlaková přeměna bazických vyvřelin. Termín zavedl V. Holger (1840).
  - *břidlice bílá*, vysokotlaková s maskem a kyanitem (W. Schreyer 1976).
  - *břidlice chloritová* na rozdíl od břidlice zelené obsahuje jen chlorit a má ultrabazické složení, podobně jako břidlice masková.
- 4) Podle specifických vlastností se uvádějí *břidlice hořlavá* (viz kukersit), *pokryvačská* (štípatelná v tenkých deskách) nebo *roubiková* (roubikový rozpad způsobuje křížení laminární vrstevnatosti a kosé kliváže. Podle obsahu zkamenělin se uvádí břidlice *graptolitová* nebo *diatomitová*).
- buchit*: pískovec částečně roztavený na sklo na kontaktu hlubinných vyvřelin. Termín pro tuto horninu zavedl H. Möhl (1873).
- bulžník*: viz lydit.
- caliche* (kalkrusta): kůra povrchových výkvětů solí (uhličitan vápenatý, sírany aj.) vzniklá odpařováním spodních vod při povrchu. Její výskyt je vázán na hyperaridní podmínky, např. poušť Atakama v Chile. Termín pro tyto evapority ze španělštiny (oblázek) odvodili J. T. Singewald a B. L. Müller (1916).
- camptonit*: melanokratický lamprofyr s vyrostlicemi barkevikitu, biotitu a Ti-augitu v základní hmotě tvořené labradoritem, amfiboly a augitem. V ČR spjat s essexitem u Roztok nad Labem. Termín podle Campton Falls (New Hampshire, USA) odvodil H. V. Rosenbusch (1887).
- cokeit* (cinder coal): přírodní koks. Vznikl kontaktním působením magmatu nebo přírodním vypálením uhelných slojí. Termín zavedl A. Lacroix (1910).
- comendit*: alkalický ryolit. Výlevná hornina s alkalickými živci, Na-pyroxeny a Na-amfiboly. Termín podle lokality Comende na ostrově San Pietro u Sardinie (S. Bertolio 1895).

*corsit*: orbikulární hornblendové gabro (složení: bytownit, hornblenda,  $\pm$ hypersten). Termín byl odvozen podle výskytu na Korsice E. Collombem (1854).

*čedič*: viz bazalt.

**dacit (dacite)**: vulkanická hornina obsahující plagioklas (andesin či oligoklas), křemen, alkalický živec a hornblendu, biotit nebo pyroxen. Hornina tvoří výlevný ekvivalent granodioritu či křemenného dioritu. Jeden z typických výskytů je doložen ze Slovenska z okolí Banské Štiavnice. Termín pro tuto horninu podle názvu římské provincie Dacia (dnešní Sedmihradsko) zavedli F. V. Hauer a G. Stacke 1863.

*dalmatinit* (dalmatianit): prekambriická metamorfovaná vulkanická hornina s typickou lokalitou výskytu v západním Québecku. Hornina se vyznačuje charakteristickými skvrnami, obsahujícími jemnozrnný křemen (světlé) nebo cordierit, antofylit či cummingtonit (tmavé), zatímco v základní tkáni převládá biotit. Termín byl odvozen H. S. Cookem (1927) podle plemene psa.

*desmozit*: kontaktně metamorfovaná břidlice s páskovanou stavbou, složená z křemene, albitu a chloritu. Z řeckého výrazu desmos (pásek) její název odvodil J. K. L. Zincken (1841).

*diabas*: podle Rosenbusche bazalt předtřetihorního, hlavně však paleozoického stáří, podobně jako anglický dolerit. Diabasu odpovídá správně termín paleobazalt.

*diaforit*: metamorfovaná hornina, která prošla zpětnou přeměnou (diaforézou) z vyššího do nižšího stupně metamorfózy (např. fylity nebo svory vzniklé přeměnou pararuly). Termín zavedl F. Becke (1909).

*diasporit*: hornina tvořená hlavně diasporem. Vznikla lateritizací a následnými přeměnami bazických vyvřelin. Termín zavedl P. Krusch (1908).

*diatomit*: křemité usazenina, tvořená schránkami rozsivek (*diatomaceí*). Nezpevněná se označuje jako *křemelina* či *infusorová hlinka*, zpevněná (za vzniku druhotného opálu při diagenézi) jako *diatomitová břidlice* nebo *rohovec*. V ČR je známá z lokalit u Ledenic a Borovan a u Bíliny. Její název zavedli F. H. Hatch, R. H. Rastall a M. Black (1938).

**diorit (diorite)**: hlubinná vyvřelina, s plagioklasem (oligoklas-andesin), hornblendou ( $\pm$ biotit, pyroxen). Pokud obsahuje více křemene (až 20 % světlých součástí), označuje se jako *křeměnný* (křemenový) *diorit* (quartz diorite). Výskyt: ve středočeském plutonu (Benešov, Příbram), v kdyňském a brněnském masívu, v železnohorském plutonu též orbikulární. Jako přibližné synonymum termínu diorit bývá často uváděn tonalit.

**dolerit (dolerite)**: vyvřelá hornina bazaltového složení, často v žilách předmesozoického stáří. Název z řeckého doleros (klamný) odvodil d'Aubuisson (1819). V češtině je tento termín málo frekventovaný, jako synonymum (přibližně) se užívá termín paleobazalt.

**dolomit (dolomite, dolostone)**:

1) sedimentární hornina tvořená Ca-Mg uhličitany (minerál dolomit) z více než 90 % (tj. obsah MgO 19,5 – 21,6 %). Vzniká vysrážením (evaporit), zatlačováním kalcitu dolomitem při diagenézi nebo selektivním odnosem vápníku v hořečnatých vápencích. V ČR je výskyt těchto dolomitů vázán na barrandien (Velká Chuchle) nebo moravský devon (Olomouc).

2) *dolomit krystalický (dolomitový mramor)* vzniklý překrystalováním sedimentárního dolomitu nebo metasomatickou dolomitizací vápenců (Sušice, Horažďovice). Název zavedl H. B. Saussure (1792).

3) **dolomit kalcitický (calcitic dolomite)** obsahuje 50 – 89 % minerálu dolomitu a kalcit.

**droba (litický pískovec, greywacke)** nedokonale tříděný pískovec s jemnozrnnou jílovito-prachovou matrix a směsí minerálů (živce) i horninových úlomků (zpravidla metamorfítů, bazických vyvřelin apod.). Výskyt v ČR proterozoikum barrandienu, moravsko-slezský spodní karbon (kulm). Termín převzal G. S. O. Lazius (1789) podle starého hornického výrazu z Harzu.

*dunit*: téměř monominerální intruzivní hornina, tvořená olivínem (akcesoriemi bývá chromit, ilmenit, spinel). Jeho výskyt je znám z bushveldského komplexu v jižní Africe, z Uralu aj. Podle Mt. Dun na Novém Zélandě tento termín zavedl F. Hochstetter (1859).

*durbachit*: druh melanokratického syenitu obsahující K-živec, biotit, pyroxen a aktinolitový amfibol ( $\pm$ křemen). Charakteristický je vysoký obsah radioaktivních prvků v živci. Výskyt je znám z Písecka, Prachaticka nebo třebečského masívu. Název zavedl A. Sauer (1891) podle Durbachu ve Schwarzwald.

*durikrusta*: pevná železem bohatá hornina, tvořící svrchní část lateritového profilu nebo pouštní povrch. Dělí se podle složení např. kalkrusta, gypkrusta, saltkrusta apod. Termín zavedl W. G. Woolnough (1927).

*efuziva*, **efuzivní horniny (extrusive rocks, volcanic rocks)**, syn. *výlevné horniny, extruzivní horniny, vulkanické horniny, sopečné horniny*: souhrnný název pro horniny, které pronikly na zemský povrch v roztaveném stavu.

*egeran*: 1) paprscitá odrůda vesuvianu,

2) hornina *egeranovec* tvořená vesuvianem, granátem, Ca-plagioklasem a hornblendou, vznikající při kontaktní metamorfóze karbonátových hornin. Podle německého názvu Ohře termín zavedli U. Grubenmann a P. Niggli (1924).

**eklogit (eclogite)**: hornina tvořená omfacitem (Na-pyroxen) a granátem bohatým pyropovou složkou. Složením odpovídá bazaltu. Typická je vysoká hustota (kolem  $3,5 \text{ g.cm}^{-3}$ ), příměs vysokotlakových minerálů (kyanit, coesit, rutil, diamant) a retrogradní přeměny (amfibolizace). Tvoří čočky v leukokratních metamorfitech (Kutná Hora), žíly v ultrabazických horninách (Rouchovany) a uzavřeniny v horninách hlubinného původu (kimberlity, ultrabazika). Z řeckého výrazu eclogae (výběr) termín odvodil R. J. Haüy (1922).

*enderbit*: středně zrnitá hlubinná hornina, kyselý člen charnockitové série, je tvořen antipertitem, modravým křemenem, hypersténem a magnetitem. Podle Enderbyho země v Antarktidě termín zavedl C. E. Tilley (1936).

*epidotit (epidozit)*: metamorfovaná hornina tvořená hlavně minerály epidotové skupiny s příměsí křemene, živce, uralitu a chloritu. Vzniká metamorfní diferenciací při metamorfóze bazických vyvřelin. Termín zavedl K. L. Reichenbach (1834).

*erlan (pyroxenická rula, taktit, vápenatosilikátový rohovec)*: metamorfovaná hornina tvořená hlavně diopsidem a plagioklasem s příměsí křemene, kalcitu, minerálů epidotové skupiny a vesuvianu. Vzniká při regionální i kontaktní metamorfóze karbonátů s vyšší silikátovou příměsí. Jeho výskyt je doložen např. od Krásné Hory, Hazlova, Bludova (viz *bludovit*), Bechyňska. Termín erlan byl odvozen J. F. A. Breithauptem a C. G. Gmelinem (1823) podle lokality Erla u Cransdorfu v Sasku.

**essexit (essexite)** hlubinná alkalická vyvřelina, obsahující bazický plagioklas, alkalické živce, příměs analcimu a sodalitu a kolem 40 % tmavých minerálů (augit, barkevikit, biotit, diopsid). Jeho výskyt je znám např. v Českém středohoří v Roztokách nad Labem, peň v centru Doupovských hor. Kaiserstuhl aj. Termín zavedl J. H. Sears (1891) podle Essex County (Massachusetts, USA).

*evaporit*: souborné označení pro horniny, které vznikly vysrážením při odpařování vody buď v uzavřených mořích (laguny) nebo v kontinentálním prostředí v jezerech. Patří k nim sůl kamenná, anhydrit, sádrovec, soli draselné a hořečnaté, sodné a boritany (borax a kernit). Termín zavedl C. Berkey (1922).

**feldspatit (feldspatite)**: metamorfovaná hornina obsahující více než 90 % živců a příměsí nejčastěji biotitu nebo hornblendy, jejich přibýváním přechází do ruly nebo amfibolitu.

*fenit*: hornina tvořená alkalickým živcem a egirinaugitem. V podružném množství bývají přítomny Na-amfiboly, kalcit, titanit aj. Vzniká zpravidla alkalickou metasomatozou z granitoidů (fénitizace). V ČR se vyskytuje v jižní části lounského plutonu a v uzavřeninách v Českém středohoří. Podle území Fen v jižním Norsku tento termín odvodil W. C. Brögger (1921).

*ferolit*: obecné označení pro železné rudy magmatického, sedimentárního i metamorfního původu. Podle Hejtmána jde pouze o sedimentární železné rudy, ať je tvoří oxidy a hydroxidy železa (Ejповice, Březina), siderity (Hrouda u Zdic), pelosiderity (v Beskydech) nebo silikáty (Nučice, tzv. skleněnka). Termín zavedl M. E. Wodsworth (1893).

*flint*: viz *lydit*.

*flebit*: chorizmit s páskovanou stavbou bez ohledu na původ granitické (v migmatitech) či jiné složky. Termín zavedl K. H. Schemann (1936).

**foidit (foidite, feldspathoidite)**: vyvřelá hornina tvořená z více než 60 % ze světlých součástí feldspatoidy. Termín zavedl S. I. Tomkeieff (1983).

**foidolit**: viz foidit.



**fonolit (phonolit, znělec):** výlevný ekvivalent nefelinového syenitu. Jsou v něm zastoupeny Na-ortoklas a sanidin, nefelin (příp. další foidy) spolu s pyroxeny (egirinaugit) a Na-amfiboly. Jeho výskyt v ČR je vázán především na České středohoří (Bořeň, Mariánská hora, Milešovka, Bezděz). Termín zavedli A. G. Werner (1787) a M. M. Klaproth (1800) z řeckého phone (zvuk).

*fosforit:* původně název apatitu, dnes sedimentární hornina obsahující více než 19,5 % P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> (kolofanit, frankolit). Často se vyskytuje jako konkrece na dně mělkých moří nebo jako usazenina v jeskyních (viz guano). V ČR je ojediněle vázán na lokality v české křídové pánvi (Roudnice, Svitavy).

*ftanit:* viz *silicit*.

*fulgurit (bleskovec):* trubkovitá struktura, vznikající spečením pískových zrn úderem blesku. V ČR je doložen z křídových sedimentů na Blanensku.

**fylit (phyllite):** slabě metamorfovaná jílovitá břidlice obsahující mikrokrystalinní slídy (sericit, chlorit) orientované rovnoběžně s foliací, albit a křemen (často ve formě čoček). Plochy foliace jsou zvrásněné. Odrůdy se označují podle stavby (*fylit konglomerátový, pokrývačský*), podle příměsí (*fylit grafitový, kalcitový, kvarcitový*) nebo podle charakteristických minerálů (*fylit sericitový, chloritový, biotitový, granátový* apod.). Výskyty fylitů jsou uváděny od Železného Brodu, Kraslic, Chebu nebo Ještědu. Termín zavedl C. F. Neumann (1849) z řeckého phyllon (list).

**gabro (gabbro):** hrubozrná vyvřelá hornina tvořená Ca-plagioklasy (zpravidla labradorit či bytownit) a augitem či dialagem. Pokud obsahuje olivín, označuje se jako *olivínové gabro*, a s křemenem jako *křemenové gabro* (např. u Smolotel ve středočeském plutonu). V ČR se gabra vyskytují např. u Kdyně a Poběžovic, na Ransku, u Benešova, na Špičáku v Orlických horách a v brněnském plutonu. Starý italský název zavedl L. V. Buch (1810).

*gauteit:* žilná hornina se základní hmotou tvořenou sanidinem a sklem s vyrosticemi andezinu, hnědé hornblendy, augitu a případně biotitu a sodalitu. Podle lokality Kout (Gaute) u Děčína termín zavedl J. E. Hibsche (1897).

*gedritit:* metamorfovaná hornina tvořená hlavně gedritem, často s příměsí granátu, kyanitu apod. V ČR má typickou lokalitu výskytu u Poběžovic. Termín zavedl A. Lacroix (1922).

*geysirit (křemenný sintr):* uloženiny SiO<sub>2</sub> (hlavně jako opál kolem horkých pramenů. Z islandského geysa (chvat, spěch) termín odvodil J. C. Delamétherie (1812).

*glaukofanit (glaukofanová břidlice, modrá břidlice):* metamorfovaná hornina tvořená glaukofanem (příměs tvoří epidot, rutil, křemen aj.). V ČR má typickou lokalitu výskytu u Železného Brodu. Termín zavedl M. Kispatič (1888).

*glimerit (biotitit):* vyvřelá hornina plutonická nebo žilná tvořená převážně biotitem. Obdobné horniny vznikají i metasomatickým odnosem prvků (kontakty pegmatitů se syenitem v třebíčském masívu). Výskyt v ČR na lokalitách Klokoty a Hoštice u Tábora. Z německého názvu slídy termín odvodili E. S. Larsen a J. T. Pardee (1829).

*gnějs:* viz *rula*.

*gondit:* metamorfovaná hornina bohatá manganem, *metamanganolit*. Obsahuje zpravidla spessartin a křemen. Podle indického kmene Gondů termín odvodil L. L. Fermor (1909).

**granit (žula, granite):** nejčastěji hlubinná nebo žilná vyvřelá hornina vápenato-alkalická. Obsahuje křemen, K-živce v převaze nad kyselými plagioklasy, biotit a muskovit (±hornblendu, turmalin, andaluzit aj.). Vzniká utužením magmatu korového (granity S a I) nebo plášťového (granity M) původu, přetavením nebo metasomatickými přeměnami na místě. Hojný v jihočeském plutonu (Šumava, Českomoravská vrchovina), krušnohorském plutonu i ve středočeském plutonu. *Granit alkalický* obsahuje alkalické živce, pyroxeny (egirin) a amfiboly (hastingsit, riebeckit) nebo biotit. Alkalické granity jsou známy z poloostrova Kola, jižního Norska a Dobruždi.

**granit rapakivi (rapakivi granite)** s velkými oválnými K-živci lemovanými plagioklasem patří k nejstarším alkalicko-vápenatým horninám. Vyskytuje se ve štítech (Švédsko, Ukrajina, Karelíe, Kanada). Granit je starý název italského původu, v literatuře ho uvedl A. Cesalpinus (1596).

*granitoid (granolit):* skupinové označení pro horniny granitového vzhledu bez ohledu na složení (granity, granodiority a křemenové diority). Termín zavedl F. Loewinson-Lessing (1925).

**granodiorit (granodiorite):** hlubinná vyvřelá hornina, obsahující křemen, plagioklas v převaze nad K-živcem (oligoklas-andesin tvoří více než 2/3 z celkového obsahu živců), hornblendu a biotit. Rozšířený ve středočeském plutonu (sázavský a blatenský typ), v brněnském plutonu a v žulovském masívu. Název zavedl G. F. Becker (1893).

**granulit (granulite):** nejčastěji světlá hornina vysokého stupně metamorfózy, bezslídná s destičkovitými křemeny, K-živcem a kyselými plagioklasy, s pyroxeny (hypersten i diopsid), granátem, kyanitem či sillimanitem a rutil, spinelem apod. v tomto významu byla popsána J. H. G. Justim (1757) jako Namiester Stein (podle Náměště nad Oslavou), pak jako Weisstein.

Další významy:

- jakákoli hornina granulitové facie (též granulit),
- jemnozrný granit s muskovitem (ve francouzské literatuře),
- granoblastická metamorfovaná hornina bez břidličnatosti bez ohledu na složení (skalina)
- neklastické pískové sedimenty (např. oolitové).

*granulit bazický (trapgranulit, beerbachit, Murkstein)* hornina vysokého stupně metamorfózy s převahou tmavých minerálů, pyroxenu (hlavně hyperstenu, *pyriklasit*), hornblendy (*pyriholit*) či granátu (*pyrigarnit*) nad křemenem, K-živcem a plagioklasem. Výskyt v jižních Čechách (Chvalšiny, Křemže, Rudolfovo).

*greisen:* odrůda ruly (aporulový) nebo granitu (apogranitový), která v důsledku metasomatických přeměn obsahuje hlavně slídy (cínvalidit), topaz, turmalin a kasiterit. Název horniny byl převzat jako starý saský hornický název (Greisstein), v literatuře byl zaveden Agricoulou (1557). V ČR jsou výskyty greisenu především v Krušných horách (Cínovec, Slavkov).

**grit:** hrubozrný pískovec, sedimentární hornina – pískovec – s hrubozrnnými a ostrohrannými klasty.

*griquait:* metamorfovaná hornina vysoké hustoty, odrůda eklogitu s granátem a dipsidem. Často tvoří uzavřeniny v kimberlitech, ale vyskytuje se i v granulitových komplexech (např. u Křemže v jihočeském moldanubiku). Název byl odvozen podle jihoafického Griqualandu R. Beckem (1907).

*grospydit:* odrůda eklogitu, tvořená grossularem, klinopyroxenem a kyanitem. Termín zavedli A. P. Bobrievich et al. (1960).

*gypsum* (sádrovec): hornina tvořená hlavně minerálem sádrovcem, vzniká odpařením vody (evaporit). Název zavedl již Theophrastus v roce 320 př. n. l.

*guano:* fosfátové usazeniny, vzniklé akumulací odpadků ptáků, netopýrů apod. v aridním klimatu nebo v jeskyních, např. na Vánočním ostrově, ostrově Nauru nebo na Kubě. Název odvodil G. P. Merrill (1897) z rozšířených výrazů stejného významu (huanu, hovno, hnůj apod.).

*hadec:* viz *serpentin*.

*halit* (sůl kamenná): monominerální hornina, která vznikla vysrážením chloridu sodného z mořské vody nebo ze slaných jezer, jako výkvěty na pouštích (*saltkrusta*) nebo sublimací na sopkách. Výskyt halitu je znám např. ze Slovenska (Solivar, Michalovce), z Polska (Wieliczka) aj.

*hällflinta:* křemenem bohatá jemnozrná, stejnoměrně zrnitá hornina, často páskovaná, obsahující křemen, živce, slídy, chlorit. Složením odpovídá metamorfovanému ryolitu či ryolitovému tufu. Termín byl zaveden ze švédštiny (hälle=hornina, flint=pazourek) A. Cronstedtem (1758).

*harzburgit:* hlubinná vyvřelá hornina, tvořená olivínem a hyperstenem ±diallag, diopsid, magnetit. Termín odvodil H. von Rosenbusch (1887) podle německého Harzburgu.

*hercynitit:* metamorfovaná hornina tvořená hercynitem, magnetitem, korundem a rutil. V moldanubiku u Sepekova obsahuje navíc flogopit. Termín zavedl E. Kalkowski (1881).

*hornblendit:* intruzivní hornina, tvořená hlavně hornblendou, s příměsí živce, biotitu, olivínu, titanitu aj. Výskyty v ČR jsou typicky vázány na lokality Petrovice u Rakovníka a Milín. Termín zavedl J. Phillips (1846).

*hyperit:* hlubinná vyvřelá hornina ze skupiny gabra. Obsahuje plagioklas (nad An 50), augit, ortopyroxen. Obsahuje-li též olivín, označuje se jako olivínový hyperit. Výskyty hyperitu jsou známy z Kralovic u Plzně, Bystřice nad Pernštejnem; výskyty olivínového hyperitu jsou doloženy především z okolí Benešova ve středočeském plutonu.

*chamozit*: oolitová sedimentární železná ruda. Chamozit v ní bývá provázen kalcitem, sideritem nebo goethitem. Termín zavedl A. T. Hallimond (1925).

**charnockit (charnockite)**: granitová hornina, obsahující ortopyroxen (hypersten). Termín zavedl T. H. Holland (1893) podle materiálu pomníku J. Charnocka v Kalkatě.

*chorizmit*: skupinové označení pro horniny tvořené dvěma horninovými složkami. Podle jejich stavebního uspořádání (tvaru) se rozlišují flebit, oftalmít, merizmit a stromatit. Nejrozšířenějším případem jsou migmatity, tvořené rulovou a granitovou složkou. Termín zavedl J. Huber (1942) z řeckého chorizma (prostorové rozdělení).

*chloritit (chloritová břidlice)*: metamorfovaná hornina ultrabazického složení, tvořená z více než 90 % chloritem. Její výskyt je znám např. z okolí Sobotína na severní Moravě.

**ignimbrit (ignimbrite)**: zpevněná pyroklastická hornina, tvořená směsí magmatických xenolitů, krystalů a skla. Vzniká spečením žhavých vyvrženin (nuée ardente) a následnou lithifikací. Podle stavby se rozlišují pulverit, lentikulit a lapidit. Výskyty ignimbritů v ČR jsou vázány na podkrkonošské paleovulkanity nebo křivoklátsko-rokycanské pásmo. Název odvodil P. Marshall (1932) z latiny (ignis=ohněň; imbris=sprcha).

*ijolit*: vyvřelá alkalická hornina, tvořená nefelinem (50 – 70 %) egrinaugitem či jinými pyroxeny. Typický je i granát (melanit). Podle území Iijoki v severním Finsku její název odvodili W. Ramsay a H. Berghell (1891).

**impaktit (impactite)**: jemně krystalický či sklovitý materiál brekciovitě stavby vznikající přeměnami při dopadu meteoritu. K impaktům patří např. *suevit* nebo *alemonit*.

*intruzivum, intruzivní hornina (intrusive rock)*: vyvřelá hornina, která pronikla do starších hornin.

*impregnační hornina*: hornina obohacená o prvky přinesené pronikajícími vodními roztoky v nemetamorfních podmínkách. Patří k nim např. impregnace pískovců fosfáty z nadložních vrstev guána.

*itabirit (železový svor)*: metamorfovaná hornina, tvořená rudami železa (magnetit, martit, hematit) s příměsí křemene a slíd. Z ČR je její výskyt znám z lokalit Vráto u Železného Brodu, Říčky v Orlických horách, Brtnice u Jihlavy. Termín podle kraje Itabira v Brazílii odvodil W. L. C. von Eschwege (1822).

*jadeitit*: metamorfovaná hornina, tvořená Na-pyroxenem, jadeitem. Vzniká z alkalických vyvřelin při metamorfóze za vysokých tlaků (eklogitová facie). Termín zavedl L. Mrazec (1898).

*jaspilit (jaspilitový kvarcit)*: nehomogenní hornina tvořená střídajícími se pásy kryptokrystalického křemene (jaspisu) a pásy hematitu. Obsahuje více než 25 % celkového obsahu oxidů železa. K jaspilitům patří např. výskyty Fe-rud v desenské klenbě. Tento termín zavedli M. Gary et al. (1972).

*jantar (sukcinit)*: fosilní pryskyřice jehličnatých stromů. V ČR je známa od Ervěnic, Boskovic a na Opavsku (v terciérních sedimentech).

**jíl (clay)**: nezpevněný velmi jemnozrný sediment nebo měkká hornina tvořená částicemi menšími než 0,002 mm, mezi nimiž převládají jílové minerály (s příměsí částic křemene, živců a karbonátů). Vzniká zvětráváním na místě nebo transportem a usazením zvětralínového materiálu. Výskyty sedimentárních jílů jsou doloženy z Žatce, Loun, chebské a budějovické pánve, jižní Moravy aj. Termín byl odvozen z anglosaského výrazu cloeg.

**jílovec (argillite)**: zpevněný jíl, jehož jílové minerály nerekrystalovaly (tím se liší od rekrystalované jílovité břidlice). Obsahuje proto pouze částice velikosti jílu.

**jílovec (claystone)**: usazená hornina obsahující více než 67 % minerálů v jílové frakci.

*kakirit (protomylonit)*: kataklastická hornina, v níž jsou úlomky původní horniny obklopeny zónami intenzivního drcení a překrystalování. Podle jezera Kakir v severním Švédsku termín zavedl F. Svenonius (1894).

*kalciarenit*: písčité sediment, tvořený zrný karbonátů velikosti písku. Termín zavedl A. W. Grabau (1904).

**kalcilutit (calcilutite)**: vápenec tvořený převážně detritickými zrný kalcitu velikosti prachu nebo jílu.

**kalcirudit (calcirudite)**: vápenec tvořený převážně detritickými zrný kalcitu většími než písek.

**kalcisiltit (calcisiltite)**: vápenec tvořený převážně detritickými zrný kalcitu velikosti prachu (siltu).

*kameny vulkanické*: sopečné vyvrženiny tvořené pyroklasty většími než 64 mm (též sopečné pumy, bomby, bloky).

- kaolin*: 1) jílové minerály ze skupiny kaolinu (lépe kaolinit)  
2) jíl vznikající přeměnami granitoidních hornin, tzv. kaolinizací.  
Výskyty kaolinu jsou známy z Karlových Varů, Kadaně, Plzeňska, Vidnavy, Znojma. Název byl odvozen podle horského pásma v provincii Kieng-si v Číně.
- karbonatit*: souhrnný název pro vyvřelé horniny, obsahující primární karbonáty nebo karbonáty a silikáty. Dělí se podle druhu karbonátu (ankeritové, kalcitové, dolomitové i magnezitové) a podle silikátů (např. alkalické živce, alkalické pyroxeny a amfiboly a flogopit). Z Tanzanie jsou známy rovněž i recentní karbonantitové lávy. Termín zavedl W. C. Brogger (1921).
- karbonát*, **karbonátová hornina (carbonate rock)**: hornina převážně sedimentární nebo karbonáty (vápence, dolomit), vyvřelá (karbonatit).
- karbonit*: přírodní koks, kontaktně metamorfované uhlí, též obecně fosilní uhlí.
- karlsteinit*: vyvřelá hornina, kaliem bohatý alkalický granit s mikroklinem, alkalickým amfibolem nebo křemenem. Na území ČR byla žila karlsteinitu popsána od Štekně u Strakonice. Název odvodil L. Waldman (1935) podle obce Karlstein ve Waldviertlu.
- kataklasit*: hornina přeměněná kataklazou (drcením), v níž je ještě zachován charakter výchozí horniny (Kjeruff 1885).
- kärnait*: afanitická hornina, tvořená sklovitou tkání s výrostlicemi sanidinu a uzavřeninami tufů. Má složení dacitu a je snad produktem impaktní metamorfózy. Termín zavedl N. B. Svenssen (1968) podle ostrova Kärnä v jezeře Lappajärvi ve Finsku.
- kenel*: svíčkové uhlí, snadno zápalné, leštitelné, obsahuje mikrospóry. Jeho výskyt je znám v ostravském souslojí na Ostravsku a Karvinsku (černé) a ve slojích Anežka a Josef v sokolovské pánvi (hnědé).
- keratofyr*: zastaralý souborný název pro paleovulkanity různého složení (alkalické paleotrachyty, paleoandezity apod.). Termín zavedl W. C. Gumbel (1874).
- kersantit (kersanton)*: biotitový lampofyr, žilná vyvřelá hornina, tvořená plagioklasem (oligoklas a andezin) a biotitem (±augit, hornblenda). Vyskytl se v okolí Dačic v jihočeském plutonu. Termín zavedl A. Delesse (1851) podle lokality Kersantin u Brestu ve Francii.
- khondalit*: kvarcit se sillimanitem, někdy s příměsí granátu. Horniny tohoto druhu se vyskytují na Sedlčansku v plášti středočeského plutonu. Název podle kmene Khondů v Indii odvodil T. L. Walker (1902).
- kimberlit*: porfyrický slídnatý peridotit vyskytující se jako brekciovitý tuf v diatremách a žilách. Je vesměs silně serpentinizovaný a karbonizovaný (původní minerály bronzit, Cr-diopsid, flogopit, Cr-ilmenit, perovskit, diamant) s nodulemi ultrabazických a eklogitových hornin. Výskyty jsou známy z jižní Afriky a Jakutska. Podle Kimberley v jižní Africe byl tento termín zaveden H. C. Lewisem (1887).
- kinzigit*: granát-grafitová pararula, obsahující rovněž živce, muskovit, cordierit nebo sillimanit. Termín zavedl H. Fischer (1860) podle Kinzigsthal ve Schwarzwaldu.
- kodurit*: metamorfovaná hornina tvořená K-živcem, granátem (spessartin + andradit) a apatitem. Termín zavedl L. L. Fermor podle dolu Kodur (Vizagapatam, Indie).
- komatiit*: ultrabazická výlečná hornina s vysokým obsahem MgO (nad 9 %) a extrémně nízkým obsahem alkálií a TiO<sub>2</sub> a spinifexovým uspořádáním pyroxenů. Termín zavedli R. P. a M. J. Viljoen (1969).
- konglomerát (slepenec, conglomerate)**: hrubozrnná sedimentární hornina, tvořená oválnými či poloostrohrannými úlomky (oblázky, valouny, balvany) v jemnozrnější základní hmotě obsahující písek nebo jíl. Je to zpevněný štěrk. Dělí se podle složení valounů (*křemenový, granitový konglomerát*) nebo podle jejich průměrně velikosti (*konglomeráty blokové, balvanové, hrubozrnné, středno- a drobnozrnné*). Termín zavedl C. Lyell (1835).
- kontaktolit*: kontaktně přeměněná hornina. Termín zavedl F. Loewinson-Lessing (1925).
- koprolit*: fosilizovaný živočišný exkrement, zpravidla fosfátový.
- korundit (korundolit)*: metamorfovaná hornina tvořená korundem. Vyskytuje se ve štítech, např. u Bajkalského jezera na Sibiři. Termín M. E. Wodswartha (1893).
- křemelina*: viz *diatomit*.
- křemenec (ortokvarcit)*: sedimentární hornina vzniklá silicifikací (prokřemeněním jílovitých či vápnitých pískovců při diagenězi). Křemence budují skalecké i drabovské souvrství pražské pánve i neogen u Loun, Mostu a Zlivi u Českých Budějovic.

**křída (chalk):** 1) jemnozrnný foraminiferový nebo řasový vápenec křídového stáří.

2) vápnitý sediment sladkovodních jezer (jezerní křída).

Termín zavedl C. Lyell odvozením z řeckého výrazu lime (váпно).

**kvarcit (quartzite):** Souborné označení pro horniny s dominantním podílem SiO<sub>2</sub>. Za kvarcitu mohou být v rámci definice považovány:

1) metamorfované horniny tvořené více než z 80 % křemenem (*metakvarcit*). Tzv. metakvarcitu jsou běžné ve všech metamorfovaných jednotkách Českého masívu (v moldanubiku, Krušných horách, na Ještědu) v různých metamorfních stupních.

2) sedimentární horniny (*quartarenite*) tvořené jen křemenem, často zpevněné (*ortokvarcit*, *křemenec*).

3) *sekundární* (druhotné) *kvarcitu*: metasomatická hornina vznikající silicifikací kyselých vyvřelin (zpravidla láv a tufů složená z křemene a minerálů alumina (alunit, diaspor, korund) nebo debazifikací, tj. odnosem železa, vápníku a alkálií z bazických hornin (podle N. I. Nakovnika 1968).

*kvarcolit*: vyvřelá hornina tvořená z více než 90 % primárním křemenem (zpravidla s příměsí alkalického živce).

*kvarcporfyr (křemenový porfyr)*: afanitická vyvřelá hornina složení granitu s výrostlicemi křemene a alkalického živce (±slídy). Dříve se tak označovaly paleoryolity. Termín zavedl J. Durocher (1845).

*kukersit (hořlavá břidlice)*: bituminózní slinité břidlice ordovického stáří z Kukers v Estonsku. Bituminózní složku tvoří převážně sinice. Termín zavedl M. D. Zalesský (1916).

**lamprofyr (lamprophyre):** skupinový název pro tmavé žilné vyvřelé horniny s výrostlicemi biotitu, hornblendy nebo augitu v jemnozrnné základní hmotě, v níž je K-živec, plagioklas nebo analcim. Složením jsou blízké syenitům (*mineta* s biotitem a diopsidem, *vogezit* s hornblendou), dioritům (*kersantit* s biotitem a diopsidem a *spessartit* s hornblendou) nebo gabrům (*camptonit* s augitem a *monchiquit* s augitem a sklem). Termín zavedl C. V. von Gümbel (1874).

**lapilli:** úlomky lávy pefitové velikosti, tvořící nezpevněné pyroklastické uloženiny (*tefru*). Termín zavedl C. Lyell (1835) odvozením z latinského výrazu lapillus (malý kámen).

**larvikit (larvikite):** syenit s Na-živci, oligoklasem a Ti-augitem, barkevikitem a lepidomelanem. Charakteristická je modrá labradorescence živců. Termín zavedl W. C. Brogger (1890) podle Larviku u Oslo.

*laterit*: hornina je součástí zvětrávacího profilu, často se zbytky staveb původní horniny, obohacená o oxidy železa a alumina při zvětrávání zejména bazických hornin v tropických a subtropických oblastech i mírném klimatu. Výskyty lateritů u nás jsou známy u Kremže v jižních Čechách nebo u Bojanovic na jižní Moravě. Název byl odvozen F. Buchananem (1807) z latinského označení cihly (later).

**latit (latite, trachyandezit):** extruzivní ekvivalent monzonitu, s nímž má i shodné minerální složení (sanidin, bazický plagioklas). Termín zavedl F. L. Ransome (1898) podle oblasti Latium v Itálii. Obsahuje-li 5 – 20 % křemene, označuje se jako *křemenný latit (quartz latite)*.

**láva (lava):** magma, které vyvřelo z vulkánu nebo pukliny na zemský povrch.

**leptit (leptite):** jemnozrnná metamorfovaná hornina (metamorfovaný tuf nebo efusivum) tvořená hlavně živci a křemenem s příměsí mafických minerálů (slíd, hornblendy popř. granátů). Výše metamorfovaný ekvivalent hälleflinty. Termín zavedl J. J. Sederholm (1897).

*leptynit*: ekvivalent granulitu metamorfovaný za podmínek amfibolitové facie. Minerály granulitové facie má např. v důsledku nízkého obsahu vody. Běžné jsou v kutnohorském krystaliniku. Ve starší francouzské literatuře byla pod pojmem leptynit chápána jemnozrnná hornina tvořená živci, slídkami a křemenem (např. aplit). Termín zavedl R. J. Haüy (1813).

*leucitit*: bazická vyvřelá hornina, tvořená hlavně leucitem a Ti-augitem (bez živců a křemene). Pokud obsahuje olivín, označuje se jako *olivinický leucitit*. V ČR v Doupovských horách a Českém středohoří (vrch Čičov). Termín zavedl H. von Rosenbusch (1877).

*lherzolit*: peridotit s ortopyroxeny (enstatit či bronzit) i klinopyroxeny (diopsid, Cr-diopsid, diallag) a více než 50 % olivínu. Název byl odvozen podle Lac de Lherz v Pyrenejích. Termín zavedl J. C. de Lamétherie (1875).

*lignit*: v angličtině synonymum hnědého uhlí, v Německu též fragmenty dřeva v hnědém uhlí, v ČR nejméně prouhelněné hnědé uhlí. Lokality lignitu v ČR se nachází v Mydlovarech, Čičenicích v jižních Čechách, Dubňanech nebo Kyjově na jižní Moravě.

*limburgit*: tmavá alkalická vyvřelá hornina tvořící plně a žíly. Obsahuje pyroxen a olivín v základní hmotě hnědého skla. Živce chybí. Několik výskytů je limburgitu je známo z Českého středohoří. Název podle lokality Limburg v Kaiserstuhlu v Německu odvodil H. von Rosenbusch (1872).

*limnokvarcit*: pórovitá křemitá sladkovodní uloženina, tvořená amorfním křemenem (opálem). Vzniká chemogenně v souvislosti se změnami chemismu při vulkanické aktivitě. Typickou lokalitou jeho výskytu je např. Žiar nad Hronom na Slovensku. Termín odvodil F. Senft (1857).

*liparit*: viz *ryolit*.

*listvenit*: metasomaticky (listvenitizace) přeměněná ultrabazická hornina, tvořená směsí křemene, dolomitu, magnetitu, mastku a limonitu. Z ruského výrazu list (plátek) její termín odvodil G. Rose (1844).

*luhit*: lamprofyrová žilná hornina s výrostlicemi pyroxenu (Ti-augit) a s melilitem, kvarcitem, biotitem, olivínem a nefelinem. Termín zavedl podle nálezů na lokalitě Luhov u Mimoně K. H. Scheumann (1922).

*lutit*: souhrnný název pro sedimenty tvořené jílovými i písčítými částicemi. Z latinského výrazu lutum (bahno) tento termín odvodil A. W. Grabau.

*lydit (chert, novaculit, buližník, jasper)*: druh silicitu, kompaktní kryptokrystalická křemitá hornina tmavé barvy, často s příměsí grafitu a jílu a se zbytky křemitých hub, spongií a radiolarií. SiO<sub>2</sub> je více než 90 %. Podle krajiny Lydie v Malé Asii termín zavedl Theophrastus již v roce 320 př. n. l. a do soudobé odborné literatury až F. A. Reuss (1801).

*magmatit*: vyvřelina, eruptivum. Horniny, které vznikly utužením magmatu.

*magnezit*:

- 1) hornina tvořená MgCO<sub>3</sub> může vznikat:
  - metasomatozou (krystalický magnezit), např. v Rakousku v Alpách nebo u Lučence na Slovensku
  - žilné útvary vyloužené v serpentinizovaných vyvřelinách s amorfním magnezitem, např. v Řecku.
  - jako evaporit vytvořený odpařením z vodného roztoku (Jelšava, Košice).
- 2) minerál uhličitán hořečnatý

*malchit*: jemnozrnná žilná hornina složení křemenového dioritu (od dioritového porfyritu se liší nepřítomností porfyrických vyrostlic). Obsahuje plagioklas (andesin), hornblendu (±biotit, křemen). Ojedinelý výskyt malchitu v ČR byl zjištěn u Zbořeného Kostelce na území středočeského plutonu. Termín podle Malchen, Odenwald zavedl A. Ossan (1892).

*manganolit*: souhrnný název pro sedimentární horniny, tvořené hlavně minerály s manganem, zejména oxidy, s jílovitou příměsí do 20 %. Patří k nim i recentní konkrece na mořském dně a v severských jezerech. Vyskytuje se na Slovensku na lokalitách Kišovce a Švábovce u Popradu. Termín zavedl M. E. Wadsworth (1893).

*mangerit*: metamorfované horniny složení syenitu, monzonitu až dioritu, přeměněné v granulitové facii. Obsahují augit, hypersten, mesopertit, oligoklas až andesin, zčásti hornblendu a akcesorické rudy. Podle lokality Manger u Bergenu v Norsku tento termín zavedl C. F. Kolderup (1903).

*marchit*: pyroxenit tvořený diopsidem a enstatitem (Staré Město na severní Moravě). Termín zavedl F. Kretschmer (1917) podle německého názvu řeky Moravy (March).

*marienbergit*: porfyrický vulkanit (fonolit) se sanidinem, andesinem a augitem (±hornblenda, biotit) a natrolitem, popř. sodalitem v základní hmotě. Podle německého názvu Mariánské hory u Ústí nad Labem tuto horninu poprvé popsal J. E. Hübsch (1904), zatímco termín zavedl později A. Johannsen (1938).

*mariupolit*: albit-nefelinový syenit s egirinem, lepidomelanem, sodalitem nebo kankrinitem. Tento termín zavedl J. Morozewitch (1902) podle Mariupolu u Azova na Ukrajině.

**mastek (mastková břidlice, steatit, tuček, sapostone)**: souborný název pro horniny obsahující minerál mastek, které na dotek navozují pocit mýdla a jsou snadno rýpatelné nožem.

- mejmečit*: výlevná (vzácně i žilná) ultrabazická hornina, tvořená vyrostlicemi olivínu v základní hmotě tvořené augitem, magnetitem, serpentinem a chloritem. Hornina tvoří součást sibiřské trapové formace. Její označení bylo odvozeno podle řeky Mejmeči na poloostrově Tajmyr.
- melilitit*: vyvřelá výlevná hornina tvořená hlavně melilitem s příměsí augitu a případně olivínu. Termín zavedl C. T. Prior (1902).
- melafyr*: zastaralý název pro paleobazalty karbonského až triasového stáří.
- melteigit*: melanokratický člen urtit ijolitové série. Intruzivní alkalická hornina s méně než 35 % nefelinu a Na-pyroxenu s příměsí biotitu a melaninu. Podle lokality Melteig v oblasti Fen v Norsku její termín odvodil W. C. Brogger (1921).
- merizmit*: heterogenní hornina (chorizmit) tvořená nepravidelnými úlomky rul v granitickém materiálu. Znamou lokalitou výskytu merizmitů v ČR je „Granátová skála“ v Táboře. Termín do literatury zavedli J. Huber (1942) a P. Niggli (1948).
- metaamfibolit*: amfibolit, který vznikl metasomatickými přeměnami. Termín zavedl F. Loewinson-Lessing (1911).
- metabazit*: souborné označení pro metamorfované horniny vzniklé z bazických vyvřelin (bazaltů, gaber, andezitů apod.). Patří k nim zelené a modré břidlice, prasinity, některé amfibolity a eklogity. Termín zavedl J. J. Sederholm.
- metaferolit*: metamorfovaný ferolit. Ve slabě přeměněných sériích bývají hematitové, v silněji (v ČR u Třebíče a Brtnice) spekularitové (viz *itabirity*), nebo magnetitové (Hrubý Jeseník). Také část skarnů lze označit jako metaferolity.
- metakonglomerát*: metamorfovaná hornina vznikající přeměnou slepenců. Tmel je zcela překrytý, valouny bývají jen deformovány. Metakonglomeráty se vyskytují ve fylitech, svorech i rulách. Jsou známy z Krušných hor, krkonošsko-jizerského krystalinika a z moldanubika (Hluboká nad Vltavou, Pacov).
- metakvarcit (kazachit)*: (1) *druhotný kvarcit* (viz též *monokvarcit*) (S. F. Maškovcev, 1937), (2) metamorfovaný křemenec.
- metamorfity (metamorfované horniny, přeměněné horniny, metamorphic rocks)*: souborné označení pro všechny horniny, které byly změněny metamorfózou, tj. přizpůsobením mateřské horniny, protolitu, změněným podmínkám teploty, tlaku a chemismu prostředí.
- metasomatit (exchangit, replacit)*: hornina, jejíž složení je ovlivněno metasomatózou, tj. metamorfózou spojenou se změnami složení přínosem a nebo odnosem látek. Termín zavedl C. P. Berkey (1922).
- miaskit*: hlubinná vyvřelá hornina, nefelinický syenit, v níž převažuje K-živce nad plagioklasem (oligoklas, andesin i albit) a z tmavých minerálů převládá biotit. Podle města Miask na Urale termín zavedl G. Rose (1839).
- migmatit (migmatite)**: metamorfované horniny (chorizmity) tvořené rulovou, příp. amfibolitovou (restit) a granitovou (metatekt) složkou v různém texturním vztahu. Podle vztahu obou složek se rozlišují *stromatity* (páskované), *flebity* (větvičkovité), *merizmity* (brekciovitě), *ptygmaticity* (plasticky zvrásněné) a *anatexity* (stínovité). Velký rozsah mají v moldanubiku. Nepoužívaná synonyma pro tyto horniny jsou *miktit*, *miktosit*, *migmatitit*. Používaný termín odvodil J. J. Sederholm (1907) z řeckého výrazu migma (směs).
- mikalit**: metamorfovaná hornina, tvořená z více než 80 % slídkami. Příměsí bývá křemen. Přechází do svoru a slídnaté břidlice.
- mineta*: původně starý hornický název pro oolitovou železnou rudu (ferolit) v Lorraine, nyní se tímto výrazem rozumí lamprofyrová žilná hornina tvořená K-živcem, Na-živcem a biotitem. Může obsahovat též olivín, diopsid či augit (*kaskadit*). Minety jsou hojné ve středočeském plutonu. V tomto významu název zavedl P. L. Voltze (1828) snad podle údolí Minkete ve Vogézách.
- modlibovit*: lamprofyr tvořený olivínem, melilitem, lazuritem, slídkou, nefelinem a kalcitem (odrůda *polzenitu* bez monticellitu). Termín zavedl K. H. Scheumann (1922) podle obce Modlibohov v severních Čechách.
- monchiquit*: porfyrická žilná hornina, lamprofyr s vyrostlicemi Ti-augitu a olivínu ( $\pm$ barkevikit, biotit) v základní hmotě tvořené analcimem či sklem. V ČR se vyskytuje u Velkého Března u Ústí nad Labem. Jižně od Děčína má i foidy. Podle Galdas de Monchique v Portugalsku termín zavedl L. von Verweke (1880).
- mondhaldeit*: žilná hornina s vyrostlicemi hornblendy a augitu, bytownitu a leucitu ve sklovité základní hmotě. Podle Mondhalde, Kaiserstuhl v Německu termín zavedl T. F. Graeff (1900).

**monzonit (monzonite):** skupinový název pro hlubinné vyvřeliny, přechodné mezi syenitem a dioritem. Tvoří je hlavně K-živce, plagioklas, pyroxeny (diopsid, augit) a biotit ( $\pm$ hornblenda). Obsah  $\text{SiO}_2$  49 – 62 % přechází od olivinických monzonitů po **křemenové (quartz monzonite, adamellite)**. Podle hory Monzoni v Tyrolsku termín zavedl A. Lapparent (1864).

*moře kamenná:* plošná akumulace balvanů či hranáčů na mírných svazích hor, vznikající rozpadem skalních masívů při mrazovém zvětrávání nebo obnažením balvanů ze zvětralinových plášťů. Výskyty kamenných moří jsou v ČR v Pošumaví na Mářském vrchu u Vimperka, na Čertově stěně aj.

**mramor (marble):** souhrnné synonymum pro krystalický vápenec, dolomit, magnezit či siderit. Mramory sestávají z rekrystalovaných karbonátů ve všech metamorfních stupních, vzájemně se liší akcesorickými silikáty. Mramory nízkých metamorfních stupňů provází křemen, tremolit, epidot (skupina Branné, moravikum), mramory středních metamorfních stupňů provází fosterit, diopsid, flogopit a plagioklas (Raspenava, Nedvědice, Olešnice), zatímco mramory vyšších metamorfních stupňů wollastonitem, flogopit, forsterit nebo diopsid (Český Krumlov, Chýnov). Termín podle řeckého výrazu marmaros (jiskřivý) zavedl již Theophrastus v roce 320 př. n. l.

**Mramor dolomitický (dolomitic marble, magnesian marble)** je takový mramor, který obsahuje více než 90 % minerálního dolomitu, **mramor kalcitický (calcitic marble)** má více než 90 % kalcitu, **mramor vápenatosilikátový** (též erlan) je mramor obsahující vápenaté i hořečnaté silikáty.

*mugearit:* olivínový andezit až bazalt s oligoklasem ( $\pm$ K-živce) a trachytovou stavbou. Termín zavedl A. Harker (1904) podle Mugeary, ostrov Skye, Skotsko.

**mylonit (mylonite):** jemnozrnná kompaktní hornina, často s páskovanou stavbou, která vznikla drcením (dynamometamorfózou) v poruchových zónách z hornin různého složení, např. u Mladé Vožice a Přibyslavi z rul, u Kaplice z granitů. Termín odvodil C. Lapworth (1886) z řeckého mylos (mlýn).

*naxit:* metamorfovaná hornina (alit) složená z flogopitu (60 %) a korundu (33 %) s příměsí plagioklasu a turmalinu. Termín podle ostrova Naxos zavedl J. Papastamatiou (1939).

*nebulit:* viz *anatexit*.

**nefelinit (nephelinite):** vulkanická hornina bazického složení tvořená nefelinem a augitem (či egirinaugitem) případně olivínem. Výskyty v ČR jsou popsány z Českého středohoří (Sřekov) a z Doupovských hor, olivínové nefelinity tvoří např. Lovoš, Klapý a Vinařickou horu u Kladna. Termín zavedl F. A. Zirkel (1866).

*nefrit:* kompaktní hornina tvořená jemnou směsí jehličkovitých krystalů hornblendy a pyroxenů. Termín odvodil z řeckého výrazu nephros (ledvina) A. G. Werner (1780).

*niklesit:* pyroxenit s diallagem, enstatitem a diopsidem. Podle německého názvu Raškova (Nikles) na severní Moravě termín odvodil F. Kretschmer (1917).

**norit (norite):** hlubinná vyvřelá hornina tvořená z bazického plagioklasu a hypersténu ( $\pm$ klinopyroxen). Typické výskyty z ČR jsou známy z lokalit Mohelno, Načetín či Ransko. Termín byl odvozen podle Norska J. Ermarkem (1823).

**oblázky (pebbles):** hladké oválné kameny o velikosti od 4 do 60 mm.

**obsidian:** tmavé vulkanické sklo, složením odpovídající ryolitu (výjimečně bazičtější). Jeho výskyty jsou známy např. z východního Slovenska nebo v dómech na Aljašce a Novém Mexiku v USA. Termín zavedl již Theophrastus v roce 320 př. n. l.

*odinit:* žilná hornina, lamprofyry bazaltového složení s vyrostlicemi labradoritu a augitu v základní hmotě tvořené tabulkovitými živci s hornblendou. Odinity jsou známy z lokality Krankenstein v německém Odenwaldu. Název zavedl C. Chelius (1892) podle boha Odina.

*ofiolit:* (1) původně hornina tvořená serpentinem s příměsí diallagu a granátu (A. Brogniart 1813)  
(2) asociace bazických hornin (pillow láv) s radiolarity a karbonáty, vznikající v mořském prostředí, např. v proterozoiku barrandienu (G. Steinmann 1906).  
(3) asociace pillow láv s podložními gabry a peridotity v oceánské litosféře (A. Coleman 1978).



- oftalmit*: heterogenní hornina (chorizmit) s čočkovitými agregáty minerálů obklopených jemnozrnnější základní tkání. Patří k nim např. perlové ruly moldanubika. Z řeckého výrazu ophthalmos (oko) termín odvodil P. Niggli (1948).
- olivinit*: (1) souhrnný název pro pro peridotity, obsahující 50 – 95 % olivinu ( $\pm$ pyroxen,  $\pm$ hornblenda) (H. Sjörgen, 1876).  
(2) metamorfovaná hornina tvořená olivinem.
- organolit*: hornina organického původu, nejčastěji vznikající nahromaděním rostlinných zbytků (uhlí, resin, bitumen) (F. Senft, 1857).
- organodetritická hornina (bioclastic rock)**: hornina tvořená úlomky či rozbitými zbytky organizmů. Viz též *organolit*.
- ortoamfibolit*: viz *amfibolit*.
- ortobřidlice (ortoschist)**: břidlice vzniklá z vyvřelé horniny zpravidla v nízkých a středních metamorfických stupních.
- ortorula (orthogneiss)**: břidličnatá hornina vyšších metamorfických stupňů, která vznikla přeměnou vyvřelin kyselých a intermediárních (např. ryolitů, granitů). Složení: křemen, biotit ( $\pm$ muskovit nebo hornblenda), plagioklas ( $\pm$ K-živec). Patří k nim bítešská rula, část rul kouřimských, mirotické a starosedelské, bechyňská rula a ortoruly Krušných hor. Termín zavedl H. V. Rosenbusch (1891).
- ortokvarcit*: (1) klastická sedimentární hornina, zpevněný pískovec, tvořený křemenovými zrny tmelenými křemenem; (2) metamorfovaný kvarcit (E. Weinschenk 1905).
- osit*: guano tvořené kostmi želv a jiných mořských živočichů. Z latinského výrazu os (kost) termín odvodil J. Leidi (1880).
- ouachitit*: žilná nebo subvulkanická hornina, tvořená biotitem, augitem, magnetitem a apatitem ( $\pm$ melanit, nefelin) v základní sklovité hmotě analcimového složení. Ojedinelé výskyty ouachititu jsou známy např. v těšinitové formaci u Nového Jičína. Termín zavedl J. F. Kemp (1891) podle řeky Ouachita v Arkansasu v USA.
- ozokerit*: pevný šedobílý, hnědý či černý bitumen voskového vzhledu (*zemní vosk*) vznikající oxidací ropy. Termín zavedl E. G. Glocker (1833).
- palit*: souhrnný název mylonitizovaných granitoidů. Termín podle Pfahlu v Bavorském lese zavedl C. Frenzel (1911).
- pantellerit*: alkalický ryolit s vyrostlicemi anortoklasu (je zastoupen více než 95 % ze živců) a egirinaugitu a cossyritu (Na-pyroxeny převládají nad Na-amfiboly) v tmavé trachytické základní hmotě. Podle ostrova Pantelleria jižně od Sicílie termín odvodil E. Foerster (1881).
- paraamfibolit*: viz *amfibolit*.
- parabřidlice (paraschist)**: souhrnný název pro břidličnaté horniny, které vznikly přeměnou sedimentů (např. fylit, svor, pararula).
- pararula (paragneiss)**: rula vzniklá ze sedimentů (většinou jílovitých břidlic) metamorfózou vyšších stupňů. Obsahuje křemen, K-živce i plagioklasy a biotit, popř. cordierit, sillimanit, granát apod. Podle dalších minerálů se rozlišuje *pararula svorová* (s nízkým obsahem živců), *pararula grafitová*, *dvojslídá*, *amfibol-biotitová* apod. Pararuly tvoří hlavní horniny moldanubika. Termín zavedl H. von Rosenbusch (1891).
- parakonglomerát*: slepenec, v němž se nevytříděné valouny v základní tkáni navzájem nedotýkají.
- pazourek (flint)**: viz *silicit*.
- pegmatit (pegmatite)**: hrubozrnná žilná hornina většinou granitového složení, vyskytují se však i syenitové, dioritové a gabrové pegmatity. Žíly jsou často zonální, charakteristické je grafické prorůstání křemene a živců a obsah minerálů vzácných zemin (beryl, spodumen, lepidolit, kolumbit, tantalit aj.). K nejznámějším lokalitám výskytu pegmatitů v ČR patří Písek, Dolní Bory, Rožná, okolí Domažlic. Termín odvodil R. J. Haüy (1813) z řeckého výrazu pegma (rámeček, soustava).
- pelagit*: málo používané označení manganových konkréci na mořském dně.
- pelit (pelite, mudstone)**: sedimentární nezpevněná hornina (viz *jíl*), tvořená jílovými částicemi o velikosti do 0,004 mm. Termín zavedl C. F. Naumann (1858). Pelity se dělí hlavně podle složení:  
*kaolinitové jíly* (přemístěný kaolin) v chebské pánvi, v budějovické a třeboňské pánvi, Šatov u Znojma.  
*halloysitové jíly* u Michalovců na Slovensku.

*montmorillonitové jíly* (přeplavený bentonit) z lokalit Braňany a Obrnice v Českém středohoří.

*illitové jíly* v chebské pánvi.

*pemza* (*pumice*): světlé pěnovité vulkanické sklo, v němž póry tvoří často i větší část objemu. Složení je většinou ryolitové, popř. ryodacitové či dacitové. Pemza má velmi nízký obsah vody. Výskyt ve střední Evropě je znám např. z východního Slovenska (Zemplín).

*penkatit*: krystalický vápenec obsahující kalcit a brucit v množství odpovídajícím molekulárnímu poměru (63 a 37 %). Vzniká kontaktní metamorfózou dolomitických vápenců a dolomitů. Termín zavedl F. Roth (1851) podle hraběte J. Marzani-Pencati.

**pěnivec** (*tufa*, *pěnovce*, *vápnitý sintr*, *jeskynní sintr*, *vápnitá pěna*, *travertin*): vápnitá usazenina vysrážená ze studených vod, zčásti krasových. Tvoří se v jeskyních nebo pod skalními převisy v horách, kde je průměrná roční teplota kolem +5 °C a vlhko. Podle rostlinného prostředí se rozlišují pěnovce řasové, játrovkové, listové, trávové, mechové apod. Lokality výskytů travertinů v ČR jsou např. Svatý Jan pod Skalou a Kodska rokla. Termín K. Absolona definovali V. Ložek a K. D. Jäger.

**peridotit** (**peridotite**): ultrabazická vyvřelá hornina, tvořená hlavně olivinem (90 %). Podle dalších minerálů se rozlišují peridotity jen olivinické (Šumperk), pyroxenické (Nízké Tatry), amfibolové (Kdyně, Poběžovice, Milín) a slídnaté (Prachatice). Termín odvodil P. L. A. Cordier (1848) z franouzského výrazu peridot pro olivín.

*perlit*: ryolitové sklo s drobně perličkovitou odlučností. Výskyt je znám např. z lokality Hliník v Kremnickém a Štiavnickém pohoří. Termín zavedl F. S. Beudant (1822).

**pikrit** (**picrite**): ultrabazická, většinou žilná vyvřelá hornina bohatá olivinem (s příměsí Ti-augitu či amfibolů), bez alkalických afinit (s těšinity v Beskydech, Loděnice u Prahy, Lugařská žíla ve Skotsku). Termín zavedl G. Tschermak (1866) podle řeckého výrazu pikros (hořký).

**písek** (**sand**): nezpevněný sediment vznikající v různých prostředích, mořském, jezerním, říčním, glaciofluviálním (i jako vátý, vulkanický apod.). Je tvořen klastickými částicemi o velikosti 0,0625 (tj. 1/16 mm) až 2 mm. Podle velikosti částic se dělí na velmi hrubý (1 – 2 mm), hrubý (0,5 – 1 mm), střední (0,25 – 0,5 mm), jemný (0,125 – 0,25 mm) a velmi jemný. Převládajícím minerálem je křemen (křemenový písek) s příměsemi, písek vápnitý, živcový, lithický (tj. s úlomky hornin), černý (s těžkými minerály), glaukonitový, fosfátový. Termín definoval C. K. Wentworth (1922).

**pískovec** (**sandstone**): zpevněná sedimentární hornina (písek), tvořená zrny od 0,0625 do 2 mm. Tmel může být primární (jílovitý), nebo sekundární (karbonátový, křemitý, fosfátový apod.). Podle složení se rozlišují **křemenový pískovec** (**quartzarenite**), **arkózový pískovec** (**feldspathic sandstone**, **subarkose**) s obsahem živců nižším než arkóza (méně než 15 %), **vápencový pískovec** (**calcarenite**) tvořený detritickými zrny kalcitu velikosti písku apod. Nejznámější v ČR je hořický pískovec a další v české křídové pánvi (např. Prachovské či Adršpašské skály). Termín zavedl C. Lyell (1833).

*plagiaplit*: leukokratní dioritový aplit. Termín zavedli L. Duparc a S. Jerchov (1902).

*plauenit*: syenit, obsahující 8 – 10 % křemene. Termín podle Plauenscher Grund u Drážďan odvodil A. G. Werner (1788).

*plutonit*, **plutonická hornina** (**plutonic rock**): vyvřelá hornina, která vznikla utužením magmatu pod zemským povrchem. Termín zavedl T. Scheerer (1862) podle řeckého boha podsvětí Pluta.

*plyn zemní*: souhrnný termín pro všechny plyny unikající ze zemské kůry při vulkanické aktivitě, z vrtů a důlních děl, při využívání geotermální energie i samostatně. Zemními plyny se nejčastěji rozumí uvolňování oxidu uhličitého, dusíku, sirovodíku, vzácných plynů, hélia, uhlovodíků, vodních par, methanu a bahenních plynů vznikajících při prouhelnění. Na území ČR jsou úniky zemních plynů vesměs uhlovodíkového složení známy z jižní Moravy (Hluk) a Ostravska (Horní Žukov).

*polofylit*: viz *břidlice fylitová*.

*polzenit*: žilný lamprofyry složený z olivínu a melilitu (±Mg-biotit, monticellit) bez pyroxenu. Dělí se na *vesecit* s melilitem a *modlibovit* bez melilitu. Podle německého názvu řeky Ploučnice termín zavedl K. H. Scheumann (1912).

*popel*: 1) hornina vznikající vyhořením uhelných slojí v přírodních podmínkách (spalovací metamorfózou), např. na kontaktech vyvřelin (Medlovice u Kyjova).

2) vulkanický popel vznikající jako pyroklastická hornina tvořená drobnými částicemi vulkanického skla a lávy i samostatnými krystaly o velikosti 0,0625 až 2 mm.

- porcelanit*: 1) kompaktní termálně metamorfovaná hornina, zpravidla jílovitá nebo slinitá břidlice (obsahující křemen, živce, mullit, sillimanit, wollastonit, cordierit). Častý na kontaktech bazaltů se sedimenty české křídové pánve (Čeřovka u Jíčina, Kunětická hora).  
2) obecný název pro různé sedimenty (bulžníky, silicifikované tufy apod.) vzhledem připomínající porcelán. Též termálně přeměněné laterity a bauxity.
- porfyr*: 1) žilná hornina s výrostlicemi živců s převahou K-živce nad plagioklasy. Podle složení může být rozlišován např. granitový, syenitový apod. Hojně výskyty porfyrů jsou známy především ze středočeského plutonu (Benešovsko, Blatensko).  
2) *porfyr křemenový* (F. Zirkel 1873) je zastaralý termín pro paleoryolit (Davle, Tatobity, Opárno, křivoklátsko-rokycanské pásmo aj.).
- porfyrit*: žilná hornina porfyrické stavby. Podle složení bývá rozlišován např. granodioritový, dioritový nebo gabrový porfyrit. Termín křemenový porfyrit (H. von Rosenbusch 1877) je již zastaralý název pro paleovulkanit dacitového složení, paleodacit (Kozí hory, Nová Paka). Termín porfyrit je znám už od antických dob.
- porfyroid*: metamorfovaná hornina přechodná mezi halleflintou a ortorulou. Hornina má ryolitové složení. Obsahuje sericit, křemen a albit, bazičtější se nazývají porfyritoidy (Lukavice u Chrudimi, Jeseníky, Nová Rabyň). Termín zavedl J. C. Delamétherie (1795).
- poros*: diageneticky zpevněný celistvý *pramenit*.
- prach (silt)**: klastický sediment s úlomky o velikosti mezi jílem (1/265 mm) a jemnozrnným pískem (1/16 mm). Často eolický nebo transportovaný ve vodní suspenzi. Prach vulkanický je nezpevněná pyroklastická hornina s částicemi menšími než 1/16 mm.
- prachovec, siltovec (siltstone)**: jemnozrnná zpevněná sedimentární hornina, obsahující převážně částice velikosti prachu (zpevněný prach).
- pramenit*: sladkovodní vápenec (dříve travertin) vznikající usazováním z minerálních, často temperovaných vod. Vytváří deskovité útvary uprostřed s vývěry vod, tzv. pramenitové kupy. Termín definovali V. Ložek a K. D. Jäger.
- prasinit*: druh zelené břidlice, metamorfovaná hornina bazického složení, obsahující chlorit, minerály epidotové skupiny a charakteristický Na-amfibol barroisit (±albit, kalcit). Výskyty prasinitů jsou v Alpách, v ČR jsou známy z Jeseníků a železnobrodského komplexu. Termín zavedl E. Kalkowski (1886) z řeckého výrazu prasinos (trávnově zelený).
- predazzit (periklasový mramor)*: kontaktně metamorfovaný dolomitový vápenec, obsahující kalcit a periklas (většinou přeměněný na brucit). Termín zavedl G. P. A. Petzholdt (1843) podle lokality Predazzo v Tyrolsku.
- propylit*: hydrotermálně přeměněný andezit, dacit apod. Živce jsou albitizovány, sericitizovány a tmavé minerály nahrazeny uralitem, epidotem, chloritem a karbonáty. Termín zavedl F. von Richthofen (1868) z řeckého výrazu propolos (služebník, který jde vpředu).
- protogin*: břidličnatý granit, tvořící masív Mont Blanc. Je tvořen ortoklasem, mikroklinem, oligoklasem a křemenem s příměsí zelené slídy. Termín zavedl L. Jurine (1806).
- protomylonit*: soudržná brekcie složená z úlomků drcených hornin, v nichž je zachována stavba původní horniny (viz též *kakirit*). Termín zavedl H. Backlund (1918).
- psamit (psammite, arenit, pískovec)**: klastická zpevněná hornina o velikosti zrna 0,0625 až 2 mm. Termín odvodil A. Brogniart (1807) z řeckého výrazu psammos (písek).
- psefit (psephite, rudit, konglomerát, slepenec)**: hrubozrnná zpevněná klastická hornina tvořená oválnými součástmi s průměrem nad 4 mm. Zrnitostí odpovídá šterku. Termín odvodil A. Brogniart (1813) z řeckého výrazu psephos (oblázek).
- pseudotachylit*: tmavý mylonit, v němž působením tlaku vzniklo sklo (melt mylonite). Zpravidla vzniká jako produkt šokové metamorfózy. Termín zavedl F. Zirkel (1876).
- ptygmatit (folded migmatite)*: odrůda migmatitu s extrémně plasticky provrásněnými žilkami metatektu. Termín zavedl J. J. Sederholm (1907) podle řeckého výrazu ptygma (záhyb).
- pyrolit*: teoreticky vypočítaný materiál svrchního pláště (olivín a pyroxen) složením odpovídající jednomu dílu průměrného bazaltu a dvěma dílům dunitu. Termín zavedli D. H. Green a A. E. Ringwood (1956).
- pyroklastika (pyroclastic rock, tuf, tefra, vulkanoklastika)**: úlomkovité vulkanické produkty vznikající fragmentací lávy při erupci. Dělí se podle zrnitosti a podle složení.
- pyroxenit (pyroxenite)**: (1) hlubinná vyvřelá hornina obsahující pyroxen (též pyroxenolit) nebo více druhů pyroxenů, méně než 40 % olivínu; (2) metamorfovaná hornina granulitové faciemi tvořená pyroxenem.

Pyroxenity se rozlišují se rozlišují podle druhu pyroxenu, např. *diosidit* (znám z ranského masívu), *augitit* (v Českém středohoří) nebo *enstatitit*. Termín zavedl H. Coquand (1857).

*raabsit (alkalická mineta)*: žilná vyvřelá hornina, tvořená mikroklinem, alkalickým amfibolem a biotitem ( $\pm$ olivín, diopsid). Termín zavedl L. Waldmann (1935) podle města Raabs ve Waldviertlu.

*radiolarit*: pevná křemité hornina, druh silicitu, vzniklá lithifikací radiolarií. Je tvořena různými modifikacemi  $\text{SiO}_2$ . Výskyt radiolaritů na území Českého masívu je vázán na svrchní proterozoikum barrandienu (tzv. buližníky), např. v Šárce v Praze, u Starého Plzně aj.

*rapakivi*: viz *granit*.

*rašelina*: organogenní sediment, který vzniká kvašením a hnitím organické vesměs rostlinné hmoty pod vodou za nedostatku vzdušného kyslíku. Výskyty jsou v na území Českého masívu známy z okolí Soběslavi, Třeboňské pánve, Šumavy nebo Krušných hor.

*redwitzit*: skupinový název lamprofyrových hornin variabilního složení (syenitové až dioritové) a proměnlivé stavby se šlírý a čočkami biotitu. Údajně vznikají asimilací kontaktních rohovců granitem. Podle Marktredwitz ve Fichtelgebirge termín zavedl K. Willman (1919).

*regolit*: 1) zbytková hornina vznikající zvětřáváním matečných hornin na místě. Dělí se na klastické a chemogenní.

2) *regolit (měsíční)*: obecný název pro nezpevněné úlomkovité horniny z povrchu Měsíce a planet. Termín zavedl G. P. Merrill (1897) z řečtiny (regos=pokrývka; lithos=kámen).

*replacit*: viz *metasomatit*.

*resinit*: souborný název pro pryskyřice vyskytující se v uhlí.

*rezidua klastická*: viz též *regolit*; sypké horniny vznikající in situ zvětřáváním matečných hornin. Podle velikosti částic se dělí na úlomkovitá, písková, šterková a jílová.

*rezidua chemogenní*: viz též *regolit*; např. laterity.

*rodingit*: gabro a serpentizovaný peridotit metasomaticky přeměněné na hrubozrnný agregát diallagu a grossularu (resp. hydrogrossularu). Termín zavedl P. Marschall (1911) podle řeky Roding na Novém Zélandě.

**rohovec**: 1) *kontaktní keralit, keratit (hornfels)* je kompaktní metamorfovaná hornina s granoblastickou stavbou, obsahující zpravidla křemen, živce a slídy a podle složení a podmínek kontaktní metamorfózy cordierit, pyroxeny či amfiboly. Hojný na kontaktech středoevropského plutonu s jílovými břidlicemi pláště (Sedlčany, Říčany). Termín zavedl K. von Leonhardt (1823).

2) *sedimentární (hornstone)* kompaktní, silicitová hornina se částicemi různého původu (např. menilit, pazourek), nejčastěji chemogenní.

3) *vápenatosilikátový* (viz *erlan*).

*rongstockit*: alkalická hlubinná vyvřelá hornina. Obsahuje Na-plagioklas, příměs K-živce a foidů a augit, hornblendu či biotit. Tvoří peň o průřezu 600 m<sup>2</sup> u Roztok v centru Doupovských hor. Termín zavedl J. E. Hibsich (1900) podle Roztok u Ústí nad Labem.

*ropa (crude oil)*: není v pravém slova smyslu horninou, spíše součástí horniny. Je to směs přírodních kapalných uhlovodíků a v nich rozpuštěných uhlovodíků pevných a plyných. Podle převládajícího uhlovodíku se rozlišují ropy parafinické, naftenické (cykloparafinické) a aromatické. Ve střední Evropě jsou výskyty naftenických ropných ložisek ve vienské pánvi a aromatických u Měnína v karpatské předhlubni.

**rudit (rudite)**: klastická sedimentární hornina tvořená úlomky hrubšími než písek, v české literatuře je užívanější synonymum *psefit*.

**rula (gneiss)**: metamorfovaná hornina, tvořená většinou křemenem, živci a slídami. *Ortorula (leukokratní rula)* má tyto minerály v poměru odpovídajícím granitoidům, *pararula* odpovídá jílovité břidlici. Ruly se dále dělí podle přídavných minerálů např. biotitová, granátová, amfibol-biotitová, sillimanitová, cordieritová nebo pyroxenová. *Pyroxene gneiss* je nepřesný název jak pro rulu obsahující diopsid (terminologicky nahrazuje *erlan*), tak i pro rulu s hypersténem, odpovídající granulitové facií (*trappgranulit, pyroxenový granulit*). *Granulitová rula* je leukokratní rula s minerály granulitu s příměsí slíd, přechodná hornina mezi ortorulou a granulitem nebo zbřidličnatělý granulit (B. von Cotta 1862). Jiným kritériem může být stavba (rula páskovaná, perlová, konglomerátová či rula stébelnatá známá z Doubravčan).

V různých jazycích se označuje gneiss, gnějs či gneis, což jsou termíny českého původu (hnízdo) používané krušnohorskými horníky ve středověku.

**ryodacit**: výlevný ekvivalent granodioritu. Je většinou porfyrický (křemen, plagioklas). Z tmavých minerálů obsahuje biotit, často hornblendu nebo i pyroxeny. Je to přechodná hornina mezi ryolitem a dacitem. Jeho výskyty jsou na východním Slovensku (Lesná, Vranov nad Topľou). Termín zavedl A. N. Winchell (1913).

**ryolit (rhyolite, liparit)**: efuzivní ekvivalent granitu, kdy křemen a alkalické živce ( $\pm$ biotit) jsou v převaze nad plagioklasem. Může obsahovat i menší množství hornblendy či pyroxenů a v základní hmotě sklo. *Ryolit alkalický* obsahuje hlavně alkalické živce, pyroxeny a amfiboly. Výskyty ryolitů ve střední Evropě se nachází Kremnickém pohoří a Štiavnických vrších (Bartošova Lehotka, Hliník) nebo ve Slánských vrších. Termín odvodil F. von Richthofen (1860) podle řeckého výrazu rheo (téci).

**rytmit**: hornina tvořená pravidelně se střídajícími polohami odlišných hornin, např. drob a jílovitých břidlic. Někdy bývá definována pouze jako druh chorizmitu.

**sádrovec**: druh evaporitu tvořený minerálem sádrovcem. V ČR se vyskytuje např. v Kateřinkách či Koberčicích u Opavy.

**samozit**: metamorfovaná hornina tvořená diopsidem a oxidy železa. Mívá pisolitickou stavbu a složením odpovídá slabě přeměněnému bauxitu. Termín zavedl J. de Lapparent (1837) podle ostrova Samos v Egejském moři.

**sanidinit**: (1) kontaktně metamorfované horniny složení syenitu. Tvoří např. bloky ve vulkanitech Laacher See (C. W. Nose 1808); (2) intruzivní horniny tvořené hlavně sanidinem (A. Johansen 1937).

**sapropelit**: druh uhlí, tvořený sapropelem (produktem anaerobního rozkladu organismů ve vodě). Sapropelity se rozlišují podle geologického stáří recentní *saprokol*, terciární *saprodyl* a karbonický *sapantrakon*, nebo podle složení jako *kenel*, *boghed* a přechodné druhy. Termín zavedl H. Potonié (1906).

**saxonit**: peridotit s enstatitem. Podle názvu Saska termín odvodil M. E. Wadsworth (1884).

**sediment (usazenina, uložení)**: materiál různého původu usazený po transportu vodou, vzduchem či ledovcem (**sedimentary rocks**). Termín zavedl F. Boyle (1685) z latinského výrazu sedere (usadit se).

**serpentin (hadec)**: hornina tvořená hlavně minerály serpentínové skupiny (antigorit, chrysotil, lizardit). Vzniká zpravidla nízkoteplotními přeměnami peridotitu. Jsou ovšem známy i sedimentární serpentinity (přelavený materiál ultrabazik). Často obsahuje magnetit, reliktní pyroxeny a granáty. Výskyty serpentinitů na území Českého masívu jsou Mohelno, Kutná hora, Dolní Bory, Bernartice nebo Bečov. Termín zavedl A. von Humboldt (1823) podle latinského výrazu serpens (had).

**shonkinit (šonkinit, shonkinite)**: nefelinový syenit či monzonit, složený z augitu (kolem 50 %), biotitu, ortoklasu, plagioklasu s příměsí olivínu, hornblendy, nefelinu a sodalitu. Obsahuje více než 60 % tmavých minerálů. Název zavedli W. H. Weed a L. V. Pirson (1905) podle názvu indiánského území Shonkin Sag v Montaně.

**silex**: hornina tvořená žilným křemenem magmatického původu. Obsahuje zpravidla malé množství K-živce, turmalínu, pyritu. Vzniká za vyšší teploty než žilný křemen hydrotermální a neobsahuje pneumatolytické minerály. Nesprávně se tohoto termínu používá i k označení rohovcových hlíz v karbonátech, vhodnější je silicit.

**silicit (chert)**: běžně používaný termín pro geneticky různorodou skupinu sedimentárních hornin tvořených  $\text{SiO}_2$ :

- 1) hornina masivní, tvořená  $\text{SiO}_2$  v různých modifikacích vč. krystalického či amorfního, pokud není klastického původu. Sem patří např. diatomity.
- 2) hornina tvořená modifikacemi křemene chemogenního původu, např. *lydit*, *pazourek*, *rohovec*, *křemité sintro*, *geysirit*, *limnokvarcit*, *fanit*.
- 3) křemenové horniny biogenního původu: *diatomit* (křemelina, diatomová břidlice) např. z Ledenic a Borovan, Hájku u Františkových Lázní, Kučlína, Bechleovic, *radiolarit* (Šternberk, Konice) a *spongilit* (česká křídová pánev: Zeměchy, Březová, Boskovice aj.).
- 4) křemité horniny nejasného původu: *buližníky* v proterozoiku barrandienu, *menility* v karpatském flyšovém pásmu.

- sintr* (sinter): porézní silicit vysrážený z vody, tvořený kryptokrystalickými odrůdami SiO<sub>2</sub> biogenně nebo chemogenně v jeskyních i v půdách dříve též obdobná hornina vápnitá (vápnitý sintr, travertin, pěnovce).
- skarn*: silikátová hornina, která vznikla zpravidla metasomatickými přeměnami karbonátů na kontaktu hlubinných vyvřelin. Obsahuje Ca-silikáty (granáty, pyroxeny, hornblendu) spolu s křemenem a karbonáty a často magnetit či ilmenit. Obdobné složení, ale odlišnou geologickou pozici, mají i regionálně metamorfované sedimentární železné rudy, také označované jako skarny. Tzv. *reakční skarny* vznikají látkovou výměnou na styku karbonátových a silikátových hornin (*taktity*). Výskyty skarnů u nás jsou doloženy u Přísečnic, Měděnce, Malešova, Vlastějovic, Věchnova, Rudy, Obřího dolu aj. Starý švédský hornický název do odborné literatury zavedl V. M. Goldschmidt (1911).
- sklo*: podchlazený silikátový roztok, obsahující krystalicity. Termín do odborné literatury uvedl J. J. Teal (1888). V přírodě se rozlišují:
- 1) sklo vulkanické granitového složení (černý *obsidián* chudý vodou, světlá *pemza*, *smolek* bohatý vodou a *perlit* s kuličkovou odlučností) i bazického složení, tmavý i světlý *sideromelán* (*tachylit*).
  - 2) *sklo thetomorfni* či *diaplektické* vznikající extrémními tlaky při šokové metamorfóze např. v impaktních kráterech (Nordlingen Ries).
  - 3) *křemenné sklo* vznikající tavením zrn křemene v pískovcích buď na kontaktu s neogénními vulkanity, nebo při úderu blesku (viz *fulgurit*).
- slепенec*: viz konglomerát.
- skalina* (*fels*): metamorfovaná hornina různého původu s všesměrnou stavbou (opak břidlice, schist). Termín definoval B. Hejtman (1963).
- skalní proudy*: seskupení bloků odolnějších hornin, přemístěných soliflukcí od místa původních sklaních výchozů. Přechází do skalních řek nebo skalních „ledovců“ (glaciers).
- slín** (**marl**): usazená nezpevněná hornina tvořená směsí jílu (25 – 75 %) a karbonátů (25 – 75 %), většinou mořského původu. Hojně výskyty slínů jsou v karpatské předhlubni na Moravě.
- slínovec*: částečně zpevněný slín (zcela zpevněný je slinitá břidlice). Pro slínovce v České křídové pánvi se zpravidla používá místního označení *opuka*.
- smirek*: metamorfovaná hornina tvořená korundem s příměsí magnetitu, křemene aj. (chloritoid, diaspor, margarit), vznikající metamorfózou bauxitů. Výskyty smirku jsou v Turecku (Izmir), Řecku (Naxos), na Urale (Marmarskoje) a v USA (Chester). Smirek představuje starý název odvozený podle lokality Izmir (Smyrna).
- smolek* (*retinit*, *stigmatit*): vulkanické sklo granitového složení, obsahující až 10 % vody. Typické výskyty má v Německu (Míšeň) a na Slovensku (Hliník a Merník). Termín zavedl Schultze (1759).
- solí*: evapority vznikající odpařením vody. Podle složení se rozlišují *solí draselné* a *hořečnaté*, tvořené sylvinem, karnalitem, kieseritem či kainitem (Stassfurt v SRN, Elsasko) a *solí sodné*, především *sůl kamenná* (minerál halit) např. v SR (Michalovce, Vranov, Prešov), mirabilit (síran sodný, Glauberova sůl) v Utahu (Velké solné jezero) nebo natrit, nitronatrit, termonatrit a trona (v tzv. chilském ledku).
- sparit** (**sparite**): vápenec obsahující kalcitické pojivo se zrnitostí hrubší než je mikrit.
- spessartit*: lamprofyr, žilná hornina dioritového složení (kyselý plagioklas, hornblenda, augit, popř. olivín). Výskyty jsou ve středoevropském plutonu (Říčany, Příbram) i plutonu jihočeském (Dačice). Termín odvodil H. von Rosenbusch (1896) podle pohoří Spessart.
- spilit** (**spilite**): zelená bazická hornina vznikající spolupůsobením mořské vody na bazaltovou lávu při podmořských výlevech. Plagioklas je nahrazen albitem (vzácně K-živcem) a tmavé minerály směsí chloritu, karbonátů a epidotu. Typická je pillow struktura (polštářová). Spility se vyskytují jako součást ofiolitového sledu oceánské kůry. Běžné jsou v proterozoiku barrandienu (Blovce, Štěchovice). Termín zavedl A. Brogniart (1827).
- spilozit*: kontaktně metamorfovaná břidlice se skvrnami, tvořenými shluky albitu a chloritu. Vzniká spolu s adinolou na kontaktech paleobazaltů. Termín zavedl Zincken (1841).
- spongolit* (*spongiolit*, *spongilite*): odrůda silexitu, křemitý sediment rohovcového vzhledu, tvořená převážně jehlicemi hub. Termín definoval L. Cayeux (1929).
- spongodiatomit*: usazená hornina složená ze skeletu spongií (hub) a schránek diatomaceí. Druh silexitu. Termín definoval L. Cayeux (1927).

- spraš*: eolický kontinentální sediment s převahou částic ve frakci 0,004 – 0,063 mm. Obsahuje zhruba ½ křemene a živce, karbonáty a jílové minerály. Vyloužením karbonátů vznikají konkrece, tzv. cicváry. Velký rozsah spraší je na Moravě na hranici Českého masívu a karpatské soustavy (Znojmo, Brno, Vyškov).
- sparagmit*: místní název pro prekambriické (jotnien) metamorfované horniny sedimentárního původu (konglomeráty, pískovce, arkózy) ve Skandinávii. Termín zavedl J. Esmark (1820).
- stiriolit*: silicit vysrážený z vodních kapek horkých pramenů, rozstříkovaných kolem gejzírů. Tyto silicity popsal a definoval Walter (1976) podle výskytů v Yellowstonském národním parku v USA.
- stromatit*: chorizmit s páskovanou stavbou metamorfního původu (např. erlan-rulový stromatit u Týna nad Vltavou) nebo se stavbou migmatitovou v moldanubiku Pošumaví. Termín zavedl P. Niggli (1948).
- suevit*: sklovitá brekciovitá hornina, která vznikla z tufů působením tlaku a tavení při meteoritovém impaktu v kráteru Riess v SRN. Termín zavedl podle germánského kmene Suevů A. Sauer (1920).
- svor (micacite, mica schist)**: regionálně metamorfovaná jílovitá břidlice, tvořená převážně křemenem a slídkami (muskovit, biotit) s malou příměsí živců a minerály středních metamorfních stupňů (granátem, staurolitem, kyanitem, turmalinem). Obdobné horniny vznikají z rul retrogradní metamorfózou. Výskyty svorů jsou známy z Klínovce, Domažlic, Kaplic a celého moravika (Vranov nad Dyjí, moravská svorová zóna).
- syenit (syenite)**: hlubinná vyvřelá hornina, tvořená K-živcem a plagioklasem (jehož je méně než 1/3 podílu živců) a hornblendou, příp. biotitem či pyroxenem. Křemene je méně než 5 %. Výskyt: Tábor, Vodňany, Prachatice a Jihlava. **Syenit nefelinický (nepheline syenite)** je hlubinná vyvřelina tvořená alkalickými živci, nefelinem a alkalickým amfibolem nebo pyroxenem (Košťál u Lovošic). *Syenit alkalický* s převládajícím alkalickým živcem, typický je erigin augit, křemen a plagioklad chybí. Lokality výskytů těchto syenitů jsou u Sofie, Ditrau, Mariupol, na poloostrově Kola, ojediněle i ve středočeském plutonu (Milín). *Syenity s foidy* ostatními sodalitový (Ústí nad Labem), leucitový (Monte Somma), kankrinitový (Stockholm) nebo analcimový (Maine, Kazachstán). Název definoval a zavedl H. von Rosenbusch (1907).
- šoшонit (shoshonite)*: odrůda kaliového olivínového trachybazaltu, tvořící nejčastěji žíly. Charakteristický je porfyrický labradorit lemovaný ortoklasem a augitem. Může obsahovat malé množství biotitu, křemene nebo olivínu. Podle řeky Shoshone v Yellowstonském národním parku USA tento termín zavedl J. P. Iddings (1895).
- šterk*: sypký sediment tvořený částicemi o průměru nad 2 mm (pokud obsahuje částice pouze do 10 mm, označuje se jako *šterčik*). Podle složení se rozlišují *šterky monomiktní* (částice jednoho druhu), *oligomiktní* (částice dvou druhů) a *polymiktní* (částice více druhů). Podle původu se rozlišují mořské, říční, jezerní, glaciáluální či antropogenní šterky.
- šungit (grafitit)*: hornina, tvořící polohy a čočky v prekambriických sedimentech, tvořená téměř výhradně čistým uhlíkem v přechodné formě mezi amorfním uhlíkem a grafitem. Výskyty této horniny jsou v okolí Šungy v Karelii. Termín grafitit zavedl W. Suzi (1893).
- tachylit (nesprávně tachylit)*: tmavé až opakní sklo bazaltového složení s krystalitami bazaltových minerálů. Z řeckého výrazu tachys (náhlý) a lytos (tavený) termín odvodil A. Breithaupt (1826).
- taktit*: souborný název pro kontaktně metamorfované karbonáty s metasomatickými proniky látek z vyvřeliny. Patří k nim některé skarny a kontaktně metamorfovaný erlan. Na území ČR se vyskytuje v mirovickém a sedlčansko-krásnohorském ostrově ve středočeském plutonu a v okolí Horažďovic. Termín zavedl J. L. Hess (1919).
- tannbuschit*: melanokratický nefelinový bazalt, resp. melanokratický olivínový nefelinit. Termín zavedl J. E. Hibsche (1898) podle německého názvu Jedlové u Benešova nad Ploučnicí.
- tefra (pyroklastikum, tuf)*: souborný název pro nebezpečné pyroklastické horniny, vznikající ejekcí vulkanického materiálu. Termín zavedl S. Thorarinsson (1953) podle řeckého výrazu tephra (popel).

- tefrit*: alkalická výlewná vyvřelina, bezolivínový bazalt s foidy (může být nefelinový, analcimový či leucitový) a Ca-plagioklasy. Výskyty jsou v Českém středohoří (leucitové tefrity), na Kunětické hoře (nefelinový tefrit) nebo Ralsku (sodalitový tefrit).
- tektonit (tectonite)*: hornina s velmi jemnozrnnou stavbou, která vznikla během tektonických procesů přeměnami hornin různého složení.
- těšinit (teschenit)*: alkaliemi bohaté gabro, obsahující augit či egirin-augit, Na-amfiboly (barkevikit), někdy biotit či olivín a Ca-plagioklas, analcim nebo i nefelin. Výskyty těšinitů jsou mezi Českým Těšínem a Novým Jičínem, ojediněle v okolí Karlštejna. Termín zavedl L. Hohenegger (1861) podle Těšína ve Slezsku.
- theralit*: středně zrnitá alkalická hlubinná vyvřelina s převahou tmavých minerálů (Ti-augit, Na-amfibol, biotit, olivín) nad bazickým plagioklasem a nefelinem. Výskyty theralitů jsou známy z Montany, Skotska, Odenwaldu, ve šmouhách esexitu Doupovských hor. Termín odvodil H. von Rosenbusch (1887) podle řeckého města Théry.
- tholeiit (tholeiite)**: druh bazaltu, obsahující plagioklas, augit a ortopyroxen ( $\pm$ olivín). Vyskytuje se na středooceánských hřbetech i v kontinentálních riftech. Termín zavedl J. Steininger (1840) podle Tholei v oblasti Nahe v Německu.
- thuresit*: žilný alkalický syenit s mikroklinem (cca 70 %) a Na-amfibolem, hornblendou s jádry tvořenými augitem a příměsí albitu a křemene. Výskyty thuresitů jsou v údolí Dyje severně od Raabs. Termín zavedl L. Waldmann (1935) podle Thures ve Waldviertlu.
- till*: netříděné ledovcové usazeniny s opracovaným detritem (ledovcové souvky) v jílové hmotě. Jako tilly jsou obecně označovány všechny morénové sedimenty bez rozdílu zrnitostního složení. Termín byl odvozen podle skotského lidového názvu, odborně jej definoval J. Williams (1789).
- tillit*: zpevněný till. Na území ČR se vyskytl např. ve svrchním proterozoiku Železných hor. Termín zavedl A. Penck (1906).
- tinguait*: středně zrnitá alkalická žilná hornina, tvořená alkalickým živcem, nefelinem (příp. dalšími sodnými foidy) a egirinem nebo egirinaugitem ( $\pm$ biotit). Složením odpovídá nefelinovému syenitu. V ČR se vyskytuje především v Českém středohoří (žilný doprovod esexitu u Roztok nad Labem). Termín zavedl podle Sierra de Tingue u Rio de Janeiro v Brazílii H. von Rosenbusch (1887).
- titanolit*: alkalický pyroxenit s titanitem a magnetitem. V ČR se vyskytl ve staroměstském pásmu u Bušína. Termín zavedl F. Kretschmer (1917).
- tonalit (tonalite)*: hlubinná vyvřelá hornina, obsahující hornblendu anebo biotit, andezin a příměs křemene (křemenový diorit). Hojný je ve středočeském plutonu (Benešovsko). Podle Monte Tonale v severní Itálii termín zavedl G. Roth (1864).
- topazovec*: hornina tvořená převážně topazem. Vzniká metasomatickými účinky zbytkových roztoků granitového magmatu za přínosu fluoru (lokalita Cínovec).
- trachyandezit (latit)*: efuzivní hornina, přechodného složení mezi trachytem a andezitem. Obsahuje vyrostlice andezinu ( $\pm$ ortoklasu) v základní hmotě s Fe-Mg silikáty, plagioklasem a ortoklasem. V Českém středohoří se vyskytuje na lokalitách nedaleko Ústí nad Labem (Libov) a Tepelské vrchovině. Termín zavedl A. Michel-Lévy (1894) z řeckého trachos (hrbolatý).
- trachybazalt*: alkalický bazalt obsahující Ca-plagioklasy s příměsí K-živce nefelinu nebo noseanu. Termín zavedl E. Bořický (1874).
- trachyt (trachyte)**: výlewná hornina s alkalickými živci (sanidin, anortoklas), biotitem, augitem či diopsidem ( $\pm$ Na-plagioklas, Fe-olivín). Trachyt alkalický obsahuje tmavé minerály egirinaugit, egirin nebo riebeckit. Některé trachyty obsahují foidy: sodalit (Milešovka, Kletečná, Velký a Malý Bezděz), natrolit (viz marienbergit) nebo leucit (Loučná v Krušných horách). Originální lokalita jeho výskytu je Drachenfls v povodí Rýna, v ČR se vyskytuje na Špičáku u Teplé a u Valkeřic. Termín zavedl podle řeckého výrazu trachos (hrbolatý) A. Brogniart (1813).
- trapgranulit*: pyroxenový granulit (A. Stelzer 1871).
- tras*: světlé tufy trachytového složení, tvořené úlomky pemzy. Vyskytují se v Eifelu.
- travertin (travertine)**: světlá vápnitá usazenina kolem horkých pramenů, vznikající rychlým vysrážením z vody, z části i biochemického původu. Leštitelná odrůda se označuje jako onyxový mramor. Ve střední Evropě se vyskytuje např. na Slovensku (Vyšné Ružbachy, Vrútky).



- troktolit (pstruhovec, Forellenstein)*: gabro s Ca- plagioklasem a olivínem ( $\pm$ pyroxen). Výskyty troktolitů jsou v ČR v ranském masívu, v Polsku u Nowa Ruda. Termín zavedl A. van Lassaux (1875) z řeckého troktos (pstruh).
- trondhjemit (trondhjemite, leukotonalit)*: odrůda tonalitu s nízkým obsahem tmavých minerálů a vyšším obsahem křemene. V ČR se vyskytuje v okolí Požár ve středočeském plutonu jako valouny v dobříšských slepencích. Termín zavedl V. M. Goldschmidt (1916) podle města Trondhjem v Norsku.
- tuf (tuff)**: kompaktní zpevněná pyroklastická hornina, tvořená úlomky vulkanického materiálu o průměru menším než 64 mm. Podle velikosti částic se dělí na aglomerátové, lapillové, pískové, popelové a prachové (siltové). **Tuf lithický (lithic tuff)** je tvořen převážně horninovými úlomky.
- tufit (tuffite)**: souhrnný název pro horniny, tvořené směsí pyroklastického a detritického materiálu. Dělí se podle velikosti částic podobně jako tuf.
- turmalit (tourmalite, turmalinit)*: žilná hornina tvořená turmalinem a křemenem. V ČR se vyskytuje zejména v jižní části středočeského plutonu (Putim, Písecko, Sepekov). Termín zavedl A. Daubrée (1841).
- uhlí*: kaustobiolit vznikající ze zbytků rostlin procesy prouhelnění (biochemické, geochemické a fyzikální změny). *Uhlí černé* vznikalo v karbonu a permu (podstatně méně v mezozoiku) z výtrusných rostlin (přesliček a plavuní). Má vysoký stupeň prouhelnění. *Uhlí hnědé* vznikalo z rostlin krytosemenných (obsahuje lignin ze dřeva jehličnatých stromů). *Uhlí kanelové* je sapropelové uhlí, obsahující spóry.
- ultramylonit (puré parfairte)*: mylonit, v němž byly stavby původních hornin účinky tlaku zcela přepracovány za vzniku téměř afanitické homogenní horniny s náznaky pouze paralelní stavby (Přibyslav, Mladá Vožice). Termín zavedl R. Staub (1915).
- urtit (urtite)**: vyvřelá hornina s více než 70 % nefelinu a příměsí egirinaugitu a apatitu, živce zcela chybí. Podle Lujavr Urt na poloostrově Kola tento termín zavedl W. Ramssay (1894).
- vápenec (limestone)**: velmi rozšířená sedimentární hornina, jejíž hlavní složkou je kalcit (méně aragonit). Dělí se podle příměsí (jílovité, písčité, křemité, **dolomitické – magnesian limestone, dolomitic limestone**), podle struktur (mikritové, organodetritické, organogenní, **lithografické – lithographic limestone**) i podle geneze na sladkovodní (*jezerní křída*) a mořské, chemogenní, biochemické i organogenní. Organogenní jsou zoo- i fyto- (**numulitové, lumachelové, korálové, globigerinové=křída**). V ČR výskyty vápenců jsou zejména v devonu pražské pánve, Moravského, Mladečského a Hranického krasu a Štramberka.  
*Vápenec krystalický* je metamorfovaná karbonátová hornina (viz mramor), *vápenec rekrystalovaný* je překrystalován při zpevnění (diagenezi).
- variolit*: hornina bazaltového nebo andezitového složení se sférolitovými, živcovými a pyroxenovými mikrolitovými agregáty, variolami, v mikrokrytalické matrix. *Variolity* jsou některé spility barrandienu (Kamenec, Koterov, Zbečno, Zločice).
- vesuvit*: leucitový tefrit s převahou leucitu nad plagioklasem. Podle Vesuvu tento termín zavedl A. Lacroix (1917).
- vesecit*: lamprofyr tvořený olivínem, monticellitem, melilitem a lazuritem v základní hmotě složené z monticellitu, flogopitu a nefelinu. Podle obce Vesce u Světlé pod Ještědem tento termín zavedl K. H. Scheumann (1922).
- vozezit*: lamprofyrová žilná hornina syenitového složení. Obsahuje ortoklas a hornblendu ( $\pm$ plagioklas, pyroxen) (Úročnice u Benešova ve středočeském plutonu). Termín zavedl H. von Rosenbusch (1887) podle pohoří Vogézy.
- vřídlovec*: usazená chemogenní hornina složená z aragonitu. Vysrážela se z teplých (nad 30 °C) pramenů (Karlovy Vary), při nižších teplotách mohl vznikat pouze pěnovec (travertin).
- vulkanoklastika (sopečné vyvrženiny)*: souborné označení pro nesouvislé sopečné produkty transportované atmosférou. Podle velikosti částic se dělí na vulkanické bloky a balvany, kameny a bomby, lapilli, vulkanický písek, popel a jemný popel (silt).
- vyvřeliny, vyvřelé horniny (eruptivní, magmatické)*: vznikají krystalizací magmatu (přirozené silikátové taveniny). Dělí se na hlubinné, utuhlé pod zemským povrchem a extruzivní,

jejichž magma tuhlo na povrchu po výlevu. Intruzivní se dále dělí na abysální (hlubinné, plutonické) a hypabysální žilné a mělce podpovrchové.

*websterit*: pyroxenit s hypersténem a diopsidem či diallagem ( $\pm$ olivín). Podle lokality Webster v Severní Karolíně termín zavedl G. H. Williams (1890).

*weigelit*: ultrabazická intruzivní hornina, tvořená hornblendou, enstatitem a olivínem. termín zavedl F. Kretschmer (1917) podle vrchu Weigelsberg (dnes Skřivánčí vrch) u Habartic jihovýchodně od Starého Města.

*wehrlit*: skupinový název pro ultrabazické horniny obsahující diallag a olivín. Výskyty wehrlitů jsou z ČR známy z lokalit Hvožd'any, Zábřeh, Ransko. Termín zavedl F. von Kobell (1838) podle chemika Wehrleho.

*wesselit*: ultrabazická alkalická žilná hornina složená z barkevikitu, Ti-augitu, haünu, nefelinu a analcimu ( $\pm$ olivín). Termín zavedl K. H. Scheumann (1922) podle Veselí nad Pl. v severních Čechách (Wesseln).

*yosemitit*: leukokráttní granit, termín zavedl P. Niggli (1923) podle údolí Yosemite v Kalifornii v USA.

*zelenokámen (greenstone)*: metamorfovaná bazická hornina (metabazit) s epidotem, chloritem a hornblendou (A. G. Werner 1787). Termín se dnes užívá jen pro označení prekambriických formací s převážně bazickými vyvřelinami (zelenokamenové pásy).

*zobtenit*: odrůda přeměněného gabra (metabazit) s oky diallagu obklopenými uralitem v zrnité hmotě tvořené epidotem a saussuritizovaným plagioklasem. Termín zavedl L. von Busch podle lokality Zobtenberg ve Slezsku.

*znělec*: viz *fonolit*.

**železivec (ironstone)**: sedimentární hornina, tvořená převážně minerály železa s příměsí jílu.

*žula*: viz *granit*.

## Horniny s křemenem

Obsah křemene	Obsah živců	Hlubinné	Žilné neodštěpené s porfyrickou strukturou	Výlevné neovulkanické paleovulkanické	
křemen > 95% ze světlých součástí	0				
křemen převažuje 50–95% ze světlých součástí	1 K-živec zcela převažuje, více než 95% z živců	moyit			
	2 K-živec převažuje, 50–95% z živců	křemenná žula			
	3 K-živec podstatně zastoupen 5–50% z živců	křemenný granodiorit			
	4 K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	křemenný tonalit			
křemen podstatně zastoupen 5–50% ze světlých součástí	5 K-živec zcela převažuje, více než 95% z živců	kaligranit	kaligranitový porfyr	pancellerit —	
	6 K-živec převažuje 50–95% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	albitická žula afaskit*	albitický žulový porfyr	albitický rhyolit alb. paleorhyolit**
		plg An <sub>10–50</sub>	žula (granit)	žulový porfyr	rhyolit paleorhyolit (kř. porfyr)
		plg An <sub>50–90</sub>	kalcigranit		kalcirhyolit —
	7 K-živec v rovnováze s plagioklasem (±5%)	plg An <sub>10–20</sub>	adamellit	adamellitový porfyr	křemenný latit —
	8 K-živec podstatně zastoupen 5–50% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	albitický granodiorit		albitický rhyodacit alb. paleorhyodacit**
		plg An <sub>10–50</sub>	granodiorit	granodioritový porfyr	rhyodacit (dellenit) —
		plg An <sub>50–90</sub>	granogabbro	granogabbrový porfyr	rhyobasalt —
	8 K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	albitický křemenný diorit	albitický křemenný dioritový porfyr	albitický dacit alb. paleodacit** (kř. spilit)†
		plg An <sub>10–50</sub>	křemenný diorit (tonalit)	křemenný dioritový porfyr	dacit paleodacit
		plg An <sub>50–90</sub>	křemenné gabbro	křemenný gabbrový porfyr	křemenný čedič křemenný diabaz
		plg An <sub>90–100</sub>	křemenné anortické gabbro		

\* leukokrtní odrůda alb. žuly; \*\* horniny lze souhrnně označit jako křemenný keratofyr; † s optickou nebo spilitickou strukturou

Příloha A – hlubinné a výlevné horniny skřemenem.

## Horniny s křemenem

Křemen	Živce	Horniny světlé struktura stejnoměrně zrnitá		Horniny s vysokým obsahem tmavých součástí struktura většinou porfyrická vyrostlice tvoří tmavé součástky lamprofyry			
		aplitická	bostonitická tinguaitická	biotit	amfibol nebo pyroxen		
křemen > 50% ze světých součástí	1 K-živce zcela převažuje >95% z živců	arizonit					
	2 K-živce převažuje 50–95% z živců	křemenný žulový aplit (tarantulit)					
	3 K-živce podstatně zastoupen 5–50% z živců	křemenný granodioritový aplit					
	4 K-živce chybí nebo <5% z živců	křemenný tonalitový aplit (rockallit + eg)					
křemen podstatně zastoupen 5–50% ze světých součástí	5 K-živce zcela převažuje >95% z živců	draselný žulový aplit – pegmatit		lindöit + a amf grorudit + eg	křemenná mineta (jerseyit)	křemenný vogesit	
	6 K-živce 50–95% z živců	plg An <sub>10–30</sub>	(žulový) aplit pegmatit				
	7 K-živce = plg ±5%	plg An <sub>10–50</sub>	adamellitový aplit				
	7 K-živce 5–50% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	granodioritový aplit				
	8 K-živce <5% z živců	plg An <sub>10–30</sub>	tonalitový aplit* malchit + amf		křemenný kersantit (hamrongit)	křemenný spessartit (gladkait) vaugnerit	
křemen chybí nebo < 5% ze světých součástí	9 K-živce zcela převažuje >95% z živců	lestiwarit		křemenný bostonit	mineta (+ol, +py)	vogesit amf ≧ py	
	10 K-živce převažuje 50–95% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	syenitový aplit pegmatit			durbachit amf > bi	
		plg An <sub>50–90</sub>				elkhornit bi > py	
	K-živce = plg ±5%	plg An <sub>10–50</sub>	monzonitový aplit			cuselit amf = bi > py	
	11 K-živce podstatně zastoupen 5–50% z živců	plg An <sub>0–10</sub>			sölvbergit aamf, apy		
		plg An <sub>10–50</sub>	syenodioritový aplit				
	12 K-živce chybí nebo <5% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	albicit			albitický kersantit	albitický spessartit
		plg An <sub>10–50</sub>	plagiaplit* dioritový aplit (malchit)			kersantit	spessartit
		plg An <sub>50–90</sub>	gabbrový aplit beerbachit + py			kalcikersantit	odinit
	živce zastoupeny jen akcesoricky						garevait + ol, py

\* leukokratická hornina  
zkratkou je vyznačena přítomnost charakterisujícího tmavého minerálu nebo foidu, eventuálně přítomnost dalšího důležitého nerostu, který nemohl být do tabulky zahrnut

### Příloha B – žilné horniny s křemenem.

## Horniny bez podstatného množství křemene a foidů

Křemen foidy	Obsah živců	Hlubinné	Žitné neodštěpené s porfyrickou strukturou	Výlevné neovulkanické paleovulkanické		
Křemen chybí nebo méně než 5% ze světlých součástí	9	K-živec zcela převažuje, více než 95% z živců	kalisyenit nordmarkit (leuk.)	kalisyenitový porfyr	kalitrachyt paleokalitrachyt	
	10	K-živec převažuje 50–95% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	albitický syenit	albitický syenitový porfyr	albitický trachyt albitický paleotrachyt*
			plg An <sub>10–50</sub>	syenit	syenitový porfyr	trachyt paleotrachyt
			plg An <sub>50–90</sub>	kalci-syenit	—	ciminit —
	11	K-živec v rovnováze s plagioklasem (± 5%)	plg An <sub>10–50</sub>	monzonit	monzonitový porfyr	latit —
			plg An <sub>0–10</sub>	albitický syenodiorit	—	albitický trachyandesit alb. paleotrachyandesit*
		K-živec podstatně zastoupen 5–50% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	syenodiorit	syenodioritový porfyr	trachyandesit paleotrachyandesit
			plg An <sub>50–90</sub>	syenogabbro	syenogabbrový porfyr	trachybasalt —
			plg An <sub>0–10</sub>	albitický diorit	albitický dioritový porfyr	albitický andesit alb. paleoandesit* (spilit)†
	12	K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	diorit	dioritový porfyr	andesit paleoandesit
			plg An <sub>50±5</sub>	gabbrodiorit	gabbrodioritový porfyr	— —
			plg An <sub>50–90</sub>	gabbro, norit** anortosit	gabbrový porfyr	čedič, melafyr diabas
plg An <sub>90–100</sub>			anortitické gabbro	—	anortitický čedič —	
foidy chybějí nebo méně než 5% ze světlých součástí	13	K-živec zcela převažuje, více než 95% z živců	pulaskit larvikit (m. shonkinit)	pulaskitový porfyr	fonolitický trachyt —	
	15	K-živec převažuje 50–95% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	—	—	drakonit —
			plg An <sub>10–50</sub>	rongstockit	—	—
			plg An <sub>50–90</sub>	—	—	—
	16	K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	diorit s nefelinem (nebo jiným foidem)	dioritový porfyr s nefelinem	— —
plg An <sub>50–90</sub>			gabbro s nefelinem (nebo jiným foidem)	gabbrový porfyr s nefelinem	linosait (alk. čedič) —	

\* horniny lze souhrnně označit jako keratofyr; \*\* gabbro s monoklinickým pyroxenem, norit s rombickým pyroxenem; † viz str. 247.

### Příloha C – horniny bez křemene a foidů

## Horniny s foidy

Obsah foidů	Živec	Foidy (olivín)	Hlubinné	Žilné neodštěpené s porfyrickou strukturou	Výlevné neovulkanické	
foidy podstatně zastoupeny 5–50% ze světlých součástek	K-živec zcela převažuje více než 95% z živců		ne	nefelinický syenit	ne. syenitový porfyr	fonolit
			lc	leucitický syenit	lc. syenitový porfyr	leucitický trachyt
			sd	sodalitický syenit	sd. syenitový porfyr	sodalitický trachyt
	K-živec převažuje 50–95% z živců	plg An <sub>0–10</sub>	ne	lakarpit	–	–
			ne	miaskit	–	tefritický fonolit
			na	–	–	marienbergit
			ne	nefelinický kalcisyenit	–	vetralit
	K-živec podstatně zastoupen 5–50% z živců	plg An <sub>50–90</sub>	lc	–	–	viterbit
			ne	litchfieldit	–	–
	K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	plg An <sub>10–50</sub>	ne	nefelinický syenodiorit	nefelinický syenodioritový porfyr	–
			ne	essexit	essexitový porfyr	fonolitický tefrit
		plg An <sub>50–90</sub>	lc	sommaít	–	martinit
ne			mariupolit	–	–	
plg An <sub>10–50</sub>		ne	nefelinický diorit	–	nefelinický andesit	
		lc	–	–	leucitický andesit	
		ne	thermalit	–	nefelinický tefrit	
		ne+ol	–	–	nefelinický basanit	
		lc	–	–	leucitický tefrit	
		lc+ol	–	–	leucitický basanit	
foidy převažují 50–95% ze světlých součástek	K-živec zcela převažuje, více než 95% z živců		ne	nordsjöit	selbergit (+lc + ne)	nefelinitofonolit
			sd	beloellit	–	–
	K-živec podstatně zastoupen 5–50% z živců	plg An <sub>50–90</sub>	lc	–	–	vicoit
			ne	–	–	nefelinitotefrit
	K-živec chybí nebo méně než 5% z živců	plg An <sub>50–90</sub>	ne+ol	–	–	nefelinitobasanit
			sd	tavit	tavitový porfyr	sodalitit
	foidy zcela převažují více než 95% ze sv. součástek			sd+ol	–	–
ml				uncompahgrit turjait	–	melilitit
ne				urtit, ijolit, melteigit	ijolitový porfyr	nefelinit
ne+ol				bekinkinit	–	olivinický nefelinit
lc				fergusit	–	leucitit
lc+ol				missourit	–	olivinický leucitit
25						

Příloha D – Horniny s foidy

## Horniny s foidy

Foidy	Živec		Horniny světlé struktura stejnoměrně zrnitá		Horniny s vysokým obsahem tmavých součástí struktura většinou porfyrická vyrostlice tvoří tmavé součástky <b>lamprofyry</b>	
			aplitická	bostonitická tinguitická	biotit	amfibol nebo pyroxen
foidy chybějí nebo foidy < 5% ze světých součástí	K-živec zcela převažuje >95% z živců		pulaskitový aplit	bostonit		
	K-živec 50–95% z živců	plg An <sub>10–50</sub>		gauteit amf aug		
	K-živec 5–50% z živců	plg An <sub>0–10</sub> plg An <sub>50–90</sub>		tutvetit		mondhaldeit
	K-živec <5% z živců	plg An <sub>10–50</sub>				camptonit aamf
foidy podstatně zastoupeny 5–50% ze světých souč.	K-živec zcela převažuje >95% z živců		nefelinický syenitový aplit – pegmatit	tinguit ne eg (lc sd anc)	nefelinická mineta	kvelit + ol aamf
	K-živec 50–95% z živců	plg An <sub>10–50</sub>		heumit aamf ne, sd		
	K-živec 5–50% z živců	plg An <sub>50–90</sub>				espichellit + ol anc
	K-živec <5% z živců	plg An <sub>50–90</sub>				heptorit ha
foidy převažují 50–95% ze světých součástí	K-živec zcela převažuje >95% z živců			sussexit ne eg		tjosit ne
foidy zcela převažují > 95% ze světých součástí	foid			struktura porfyrická, vyrostlice tm. minerálů = lamprofyry		
				biotit	amfibol	pyroxen
	nefelin	– ol	ijolitový pegmatit			+ lc ha schorenbergit
		+ ol		wesselit		
	nefelin a melilit	– ol		bergalit + ha sklo		luhit + cc + bi
		+ ol		alnöit + py		
				polzenit modlibovit + mtc vesecit		
	melilit	+ ol				holmic + bi
					farrisit	
	analcim	– ol		ouachitit		fourchit
+ ol					monchiquit ± aamf	

Příloha E – Štěpené žilné horniny s foidy.

## Horniny ultrabazické

	PY	Amfibol a (nebo) biotit > 95% z amf + bi + py	Amfibol a (nebo) biotit > pyroxeny	Pyroxeny > amfibol a (nebo) biotit	Pyroxen > 95% z amf + bi + py	
peridotity	olivín > 95% ze silikátů	dunit, (peridotit) magnetitický, ilmenitický, chromitický dunit* (při > 5% rudních nerostů)				
	olivín převládá 50–95% ze silikátů	R R + M M	amfibolický peridotit biotitický peridotit	kimberlit† eulysit	amfibol-pyroxenický peridotit lherzolit wehrlit	
	olivín podstatně zastoupen 5–50% ze silikátů	R R + M M	olivinický hornblendit cortlandit olivinický glimerit scyelit (ol + amf + bi)	pikeit (bi) schriesheimit (amf)	bahait montrealit pikrit†	saxonit harzburgit* bielenit kosvit*
pyroxenit, hornblendit, glimerit	olivín chybí nebo < 5% ze silikátů	R R + M M	hornblendit glimerit biotitit	grönlandit (amf + hy) avezacit* (amf + di)	amfibolický hyperstenit biotitický pyroxenit bebedourit*	bronzitit hyperstenit enstatitit websterit (hy + di) marchit (en + di) diallagit diopsidit jacupirangit*
			9	10	11	12
			1	2	3	4

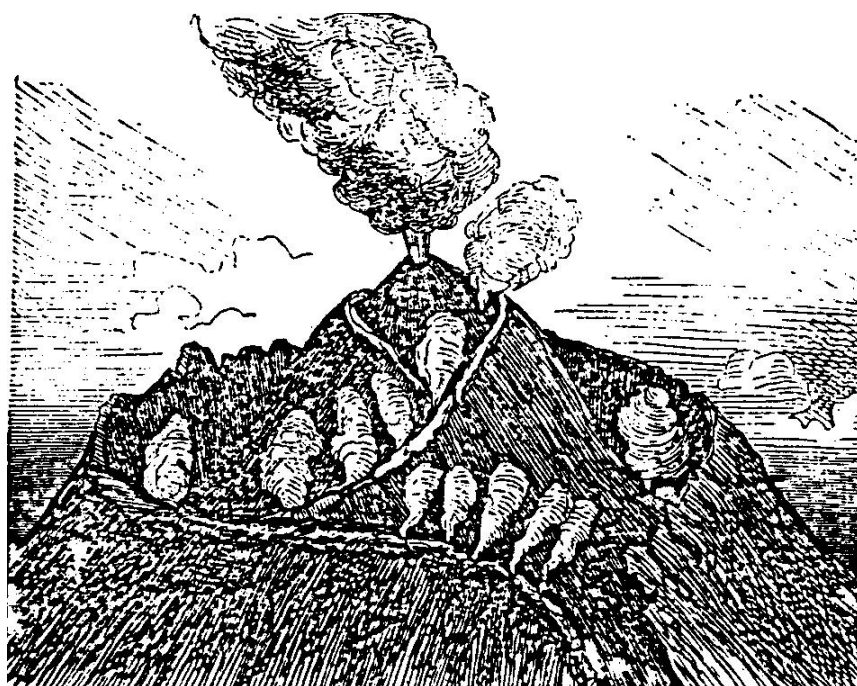
† hornina efusivní, žilná nebo výplň sopouchů  
\* hornina obsahuje > 5% rudních minerálů

R – rombický pyroxen  
M – monoklinický pyroxen

### Příloha F – ultrabazické horniny.



## 5. Úvod do petrografie a petrologie vyvřelých hornin



*Výbuch Vesuvu v roce 1774 (podle Fuchs 1878).*

## 5.1. Principy systému vyvřelých hornin

Nejčastěji používanou klasifikací magmatických hornin je postup podle Streckeisenovy komise IUGS, který je mezinárodně uznáván. Minerály se zařadí do skupin, které odpovídají vrcholům Q-A-P-F klasifikačnímu diagramu (obr. 5.1. a 5.2.):

Q = křemen + ostatní formy  $\text{SiO}_2$

P = plagioklasy ( $\text{An}_{5-100}$ ) + skapolit

A = alkalické živce (K-živec + albit  $\text{Ab}_{0-5}$ )

F = foidy (zástupci živců)

M = mafické minerály (včetně muskovitu)

Je-li M větší než 90 %, jde o ultramafickou horninu.

Ultramafické horniny se zobrazují v trojúhelníkových diagramech s vrcholy Ol-Cpx-Opx nebo jiných, např. s vrcholem Hbl (hornblenda), ostatní horniny jsou uvedeny ve zdvojeném diagramu.

Pro terénní práce a předběžná zařazení byla komisí doporučena zjednodušená klasifikace. Použití zjednodušené klasifikace je nomenklatoricky charakterizováno koncovkou – oid, -oidy. Tak místo názvu granit se podle detailnější klasifikace používá název granitoid, místo gabro gabroid apod.

Jestliže hornina obsahuje méně tmavých minerálů označí se jako leuko-, hornina s vyšším podílem než je stanoveno pak předponou mela-.

Ve výlevných horninách bývá přítomno sklo, proto je diagram kombinován s klasifikací založenou na chemickém složení (Le Bass 1986), poměru hmotnostních %  $\text{SiO}_2$  a  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  (obr. 5.3. a 5.4.).

Přesnější zařazení hlubinné horniny (a také mnoha hornin žilných a výlevných, jejichž modální nerostné složení je zjištěné) umožňují podrobnější tabulky, publikované např. v učebních textech M. Gregerové (1994).

Účelem studia staveb vyvřelých hornin není jen popis a pojmenování horniny, ale hlavně řešení jejího vzniku a vývoje.

### U vyvřelých hornin se rozlišují:

- podle uspořádání (orientace) minerálů: stavba (textura) všesměrně zrnitá a stavba lineární a plošně paralelní. Dále stavba fluidální (proudová), kulovitá (orbikulární) a polštářová
- podle vyplnění prostoru: stavba kompaktní a pórovitá (vesikulární) k níž patří např. pěnitá, mandlovitá (amygdaloidní) a miarolitová.

### **Struktury jsou:**

- stejnoseměrně zrnité:
  - podle velikosti zrna: velkozrné, velmi hrubozrné, hrubozrné, středně zrnité, drobnozrné, jemnozrné, velmi jemnozrné a celistvé
  - podle omezení minerálů: automorfní, hypautomorfní, xenomorfní, ofitická, poikilitická, intersertální, granitická (tmavé minerály jsou více automorfní než světlé), gabrová (plagioklas má vyšší stupeň automorfie než tmavé minerály), grafická (písmenkovaná), koronitová
- porfyrické struktury se dělí podle uspořádání základní hmoty: radiálně paprscitá, sferolitová, trachytová, nefelinitová, pilotaxitová
- podle podílu skla: holokrystalická, hypokrystalická, hyalinní (sklovitá), intersertální, obdobná ofitické, ale mezi listovitými plagioklasy je sklo, je-li převládající, označuje se stavba jako hyalopilitová.

Vzájemné vztahy jednotlivých skupin magmatických hornin hlubinných, žilných a výlevných na základě chemismu obsahu křemene a alkalických kovů a minerálního složení vyjadřuje u nás běžně používaná tabulka Hejtmanova; z níž lze odvodit i další zákonitosti (např. vztah leukokratních a melanokratních horninových typů).

## 5.2. Magma a jeho vlastnosti

Magma je suspenzí pevných částic v kapalném roztoku za vysokých teplot. Pro posouzení možnosti jeho vzniku a vývoje v magmatickém rezervoáru („krbu“), během pronikání k povrchu a tuhnutí má zásadní význam zjištění jeho základních vlastností:

## Přehled vyvěřelých hornin (podle Hejtmana 1979)

PŘESYČENÉ	povaha plagioklasů	albit	oligoklas až andezin			labradorit, bytownit, anortit		Přítomny jen foidy nebo melilit	Světlé minerály jen do 10 %		
	zastoupení živců	albitické živce	K-živce plagioklas	plagioklas K-živce	jen plagioklas	plagioklas K-živce	jen plagioklas				
NASYČENÉ	Horniny s podstatným množstvím křemene	ALKALICKÝ GRANIT	GRANIT	GRANO-DIORIT	KŘEMENNÝ DIORIT	GRANO-GABRO	KŘEMENNÉ GABRO			hlubinné	
		(ADAMELLIT)									
			žulový porfyr žulový aplit a pegmatit	grano-dioritový porfyr	křemenný dioritový porfyr						žilné
		alkalický ryolit, kvarceratofyr	ryolit kvarcporfyr	ryodacit	dacit (křemenný porfyr)					výlevné	
	Horniny bez křemene nebo s jeho podružným množstvím	ALKALICKÝ SYENIT	SYENIT	SYENO-DIORIT	DIORIT	SYENO-GABRO	GABRO ANORTOZIT			PERIDOTIT PYROXENIT HORN- BLENDIT	hlubinné
		(MONZONIT)									
			syenitový porfyr mineta		dioritový porfyr, kersantit, spessartit		gabrový porfyr				žilné
		alkalický trachyt (keratofyr)	trachyt (bezkřemenný porfyr)	trachy- andezit	andezit (porfyr)	trachybazalt	BAZALT, augitit, limburgit			komatiit mejměčit	výlevné
	Horniny s podružným množstvím foidů	ALKALICKÝ SYENIT S NEFELÍNEM	SYENIT S NEFELÍNEM		DIORIT S NEFELÍNEM	SYENO-GABRO S NEFELÍNEM	GABRO S NEFELÍNEM				hlubinné
		alkalický trachyt s nefelinem	trachyt s nefelinem		andezit s nefelinem			sodalitový leucitový trachyt			výlevné
NENASYČENÉ	Horniny s podstatným množstvím foidů	NEFELÍ-NICKÝ SYENIT				ESSEXIT	THERALIT	URITIT JOLIT MELTE- GIT KARBO- NATIT		hlubinné	
		nefelínský syenitový pegmatit						tinguit, gaueit polzenit, alnóit		žilné	
		fonolit					těšinit, tefrit (bez olivínu) bazanit (s olivínem)	nefelimit, leucitit, melilitit, větš. s olivínem		výlevné	
	<b>alkalické</b>	<b>kyselé</b>	<b>intermediální</b>		<b>bazické</b>		<b>ultrabazické</b>				
		> 65	65 - 52		52 - 44		44 >			% SiO <sub>2</sub>	

1. *Složení magmatu* je velmi rozmanité, nejčastěji jde o taveninu silikátovou, popřípadě karbonátovou (či karbonáto-silikátovou) nebo sulfidovou. V každém případě kromě již vykrystalizovaných (případně pohlcených) pevných fází obsahuje i fluidní (těkavé složky), které se z něho při tuhnutí z velké části uvolňují. Převážně tomuto procesu vděčí Země za vznik hydrosféry a atmosféry. Součástí těkavých složek je hlavně voda (čerstvé vulkanické sklo může obsahovat až 10 % H<sub>2</sub>O), fluor, chlor, sirné sloučeniny, bór a další.

2. *Teplota magmatu* je měřena přímo v lávových jezerech a nepřímo odvozována z kapalných a plyných uzavření a dalších vlastností horninotvorných minerálů. Většinou u hlubinných a výlevných hornin se jedná o teploty pod 1200 °C, výjimečně až o 1350 °C. Při povrchu lávy je v důsledku reakcí se vzdušným kyslíkem teplota vyšší, pak se v důsledku ochladnutí směrem do hloubky rychle zvyšuje. I bazické magma může však ještě při teplotách pod 900 °C pohyblivé.

3. *Viskozita* (vazkost) magmatu odpovídá vnitřnímu tření, čím je větší, tím vyšší je viskozita. Závisí na složení a teplotě, klesá s postupným ochlazením a únikem těkavých látek. Viskozita ovlivňuje tvar magmatických těles (bazaltové lávy tvoří zpravidla příkrovy, ryolitové spíše kupy, obr. 5.1., 5.2.) i krystalizaci (při rychlém růstu viskozity vznikají často kostrovité krystaly).

4. *Krystalizace magmatu* vychází z poznatků o postupu krystalizace magmatu při tuhnutí lávy a z experimentálních studií krystalizace umělých tavenin. Magma tvoří soustavu tvořenou jednak fázemi (F), jednak složkami (S). Fáze je fyzikálně odlišná a mechanicky oddělitelná část soustavy. Fáze mohou být v pevném, kapalném nebo plynném stavu. Příkladem je voda, led a vodní pára. Složka (S) je součástí systému chemicky definovatelná, při čemž složky tvoří nejmenší počet chemických sloučenin z nichž je možné vytvořit všechny fáze systému. Např. v systému voda, led a vodní pára stačí jediná složka  $H_2O$ . Stupeň volnosti (V) je počet podmínek (teplota a tlak), které je možné měnit, aniž by se porušily rovnovážné vztahy v systému (soustavě). Ku příkladu voda může v poměrně širokém rozmezí teploty a tlaku existovat jako stabilní bez toho, že by se vypařovala nebo naopak utuhla. Jakmile je však dána určitá teplota, např.  $0\text{ }^{\circ}\text{C}$  je určen i tlak ( $1,0132 \cdot 10^4$  barů). Jakmile by se tento tlak změnil, voda by se vypařila nebo utuhla. Je to monovariantní soustava, která má pouze jeden stupeň volnosti. Jestliže mají vedle sebe existovat všechny tři fáze v rovnováze pak jsou teplota i tlak určeny ( $t = 0,0075\text{ }^{\circ}\text{C}$ , tlak =  $6,0928 \cdot 10^1$  barů) a soustava je invariantní. Tyto vztahy vyjadřuje tzv. Gibbsovo fázové pravidlo, které pro přírodní systémy má v důsledku změn teploty a tlaku formu  $F = Z$ , a počet fází se rovná počtu složek. Je to tzv. mineralogické fázové pravidlo, podle něhož může v hornině existovat v rovnovážném vztahu tolik minerálů, kolik má hornina složek.

Příkladem aplikace mineralogického fázového pravidla na jednosložkovou soustavu  $SiO_2$ , může být diagram stability jednotlivých fází  $SiO_2$  v podmínkách teploty a tlaku (obr. 5.9.).

Vicesložkové soustavy se označují jako krystalizační či reakční schéma.

*Eutektické krystalizační schéma* platí pro soustavy jejichž složky netvoří směsné krystaly a vznikající krystaly nereagují se zbývající taveninou.

Příkladem je binární systém titanitu a anortitu (obr. 5.10.). Poloha bodu A odpovídá tekuté fázi, tavenině, tvořené z 80 % z anortitu a z 20 % titanitu. Příměs titanitu snižuje bod tuhnutí anortitu na  $1\ 490\text{ }^{\circ}\text{C}$  (ve srovnání s bodem tuhnutí anortitu  $1\ 550\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) bod H. Krystalizace anortitu způsobuje obohacení zbytkové taveniny o titanit, při čemž se složení taveniny posouvá doleva diagramu a bod krystalizace dále snižuje až do bodu E (tzv. eutektický bod), kdy s z taveniny začnou krystalovat obě fáze. Horizontální linie procházející tímto bodem ukazuje podmínky za nichž existují jen pevné fáze a nazývá se proto solidus. Jestliže je obsah titanitu vyšší než odpovídá eutektickému složení začne krystalovat z taveniny titanit (bod K) až do dosažení eutektika, kdy vykristalují obě složky.

*Diskontinuální reakční schéma* vyjadřuje poměry v soustavě s nespojitelnou krystalizací některých minerálů a tzv. ingoherentním bodem tavení. Minerál, který vykristaloval při vyšší teplotě se při změně podmínek dostává do nerovnovážného vztahu k tavenině, rozpouští se za vzniku jiného minerálu (fáze) od stabilního za daných podmínek.

V binární soustavě K-živce – křemen ( $K\ Al\ Si_3O_8 - SiO_2$ ). V tavenině složení K-živce při chladnutí nejprve krystaluje leucit a tavenina se obohacuje o  $SiO_2$  až do bodu C, kde je stabilní tavenina, leucit (obr. 5.11.) a K-živce při stálé teplotě. Bod C je peritektickým (tj. reakčním) a nikoli eutektickým bodem. Při chladnutí jakékoliv taveniny složení mezi leucitem a K-živcem bude výsledkem jejich směsi. V bodě C nastávají reakce mezi leucitem a taveninou a vzniká K-živce, z taveniny v rozmezí bodů D a C bude obdobně vznikat směs K-živce a křemene. Pokud po skončení peritektické reakce zbývá ještě tavenina, krystaluje při poklesu teploty K-živce a složení taveniny se posouvá až k bodu E. Tehdy dosáhne eutektika a krystaluje K-živce a tridimit. Z diagramu vyplývá, že leucit nemůže existovat v rovnováze s jakoukoliv formou křemene.

*Kontinuální reakční schéma* platí v systémech v nichž krystalizující minerál není nahrazován jiným, ale kontinuálně se mění jeho složení. Vznikají minerály složené ze dvou nebo i více izomorfně se zastupujících složek.

Příkladem je binární soustava albit – anortit  $Na\ Al\ Si_3O_8 - Ca\ Al_2\ Si_2O_8$  (obr. 5.12.). Soustava, která složením odpovídá bodu A, obsahuje za dané teploty taveninu složení B a složení krystalů odpovídá bodu C. Při chladnutí taveniny D se v bodě E vylučují krystaly složení F. Složení taveniny se obohacuje o albitovou složku. Tavenina složení G nemůže existovat v rovnováze s krystaly F, které se vyloučily dříve a tavenina G je pouze v rovnováze s krystaly složení H, tavenina J s krystaly K atd. Tavenina reaguje se všemi dříve vyloučenými krystaly a kontinuálně mění jejich složení. Se změnou taveniny od bodu E k J se kontinuálně mění složení všech krystalů bodu F do K. Zbytek taveniny D se spotřebuje tehdy, když složení krystalů v bodu K odpovídá složení výchozí taveniny D. V případě, že krystalizace probíhá v důsledku změny podmínek velmi rychle, krystaly se nestačí přizpůsobit a mají zonální stavbu.

V přírodním systému (magma) probíhá krystalizace složitě za spoluúčasti všech těchto principů krystalizace, přičemž rozhodující význam má kontinuální a diskontinuální schéma. N.L. Bowen

sestavil reakční schéma (tzv. Bowenovo schéma), které se skládá ze dvou reakčních sérií podle nichž krystalizace probíhá. V levé části schématu je diskontinuitní série minerálů a rozdílnou strukturou, v pravé části kontinuitní série minerálů se stejnou strukturou (plagioklasů). Obě série se spojují a jsou ukončeny třemi minerály (K-živce – muskovit a křemen), které reakční sérii netvoří (obr. 5.13.).

Jde o schéma, protože v přírodě jsou časté odchylky. Např. v diskontinuitní části schématu za podmínek vysoké fugacity kyslíku může část železa přetrvat v tavenině až do konečných stádií krystalizace (tzv. Fennerovské schéma), plagioklasy mohou krystalovat před ortopyroxeny apod. Celkově však toto schéma platí, ale pozorování postupu krystalizace na havajských sopkách ukázalo, že sled je velmi rychlý a jednotlivé minerály vypadávají v rozmezí často jen desetin stupně Celsia (obr. 5.14.).

5. *Asimilace* je další proces změny složení původního magmatu, zejména pohlcením (kontaminace, hybridizace) hmoty zvenčí, protože během krystalizace může docházet v důsledku změn podmínek ke změnám složení nebo diferenciaci magmatu na několika heterogenních fázích (tzn. na několik magmat rozdílného složení). Cizorodý materiál se stává součástí magmatu a je pohlcován podle postavení minerálů v Bowenově schématu. Xenolity mohou být pohlceny zcela (např. granitoidní xenolity v bazickém magmatu), částečně mohou být asimilovány jen některé jejich minerály. Velký význam je při tom připisován i mísení dvou magmat různého složení ve větších hloubkách. Z našich hornin by mohly být příkladem durbachity, obsahující zbytky ultrabazických hornin, minerály které z nich vznikají (aktinolitový amfibol) a pentlandit na straně jedné a typické složky granitoidního magmatu, K-živce, křemen, biotit a vysoký obsah radioaktivních prvků.

6. *Diferenciace magmatu* je sice při vzniku většiny vyvřelých hornin předpokládána, avšak její skutečný charakter a příčiny jsou velmi málo známy. Příčiny a mechanismy rozdělení původně homogenního magmatu na několik samostatných magmat rozdílného složení nejsou známy hlavně proto, že je nelze experimentálně napodobit a proto jsou jen odvozovány z více či méně teoretických předpokladů, nebo z dílčích poznatků při metalurgických procesech..

K diferenciaci může docházet zejména krystalizací. Vykrytalováním minerálů z taveniny se mění její složení a proto další vykrytalované minerály mají jiné složení. Jestliže dojde k oddělení dříve vykrytalovaných minerálů vznikají tak dva rozdílné systémy. K oddělení může dojít gravitací nebo filtrací. Při gravitační diferenciaci klesají dříve vykrytalované minerály ke dnu, protože jsou těžší než tavenina, v níž se naopak hromadí lehčí zpravidla světlé minerály. Tento proces byl v přírodě prokázán. Vysvětluje se jím ku příkladu vznik tzv. Merenského rifu v bushveldském komplexu v jižní Africe, který je obohacen v určitém horizontu o rudní minerály obsahující chrom, titan (chromit, ilmenit) a kovy platinové skupiny. Filtrační diferenciaci probíhá při zásahu směrného tlaku, kterým je tavenina oddělována od taveniny. Takový proces se může během vývoje magmatického krbu i několikrát opakovat za vzniku rozdílného složení (obr. 5.15.).

Speciálním případem gravitační diferenciaci je tzv. likvace, známá z metalurgie. Původně homogenní tavenina se rozdělí na nemísitelné složky sulfidickou a silikátovou (struska). Sulfidická s kovy je těžší, klesá ke dnu, kde z ní samostatně krystalují např. chromit, pentlandit, chalkopyrit, pyrit a další.

Další způsob diferenciaci může být oddělení fluidní fáze, která kromě plynných složek ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $H_2S$ ) obsahuje i další horninotvorné prvky (Fe, Al, Si a alkálie) i prvky stopové (Be, Zr, Sr., Ba apod.), známé např. z hydrotermálních zdrojů. Únikem plynů nastanou v magmatu odlišné podmínky a dojde k vyloučení krystalů jiného druhu. Mohou tak vznikat jevy frakční krystalizace.

### 5.3. Formace magmatických jednotek

Klasické dělení magmatických jednotek podle způsobu geologického vystupování (formace plutonické, formace vulkanické, formace vulkano-plutonické a formace žilných hornin) zdaleka již nevyhovuje potřebám. Totéž platí pro dělení podle stáří např. na spility (prekambrické), diabasy (staropaleozoické), melafyry (mladopaleozoické) a bazalty (neoidní) a pro umělé chemické systémy (CIPW, Wolff).

Podle geologické pozice jsou nyní rozlišovány např. magmatické formace středoocéánských hřbetů a ostrovů, ofiolitové formace, formace vyvřelin ostrovních oblouků, formace vyvřelin aktivních okrajů kontinentů a formace vyvřelin kontinentálních.

Velkého rozvoje v návaznosti na toto geologické dělení doznalo rozlišování formací podle chemického složení. Původně byly rozlišovány tzv. provincie:

- vápenatoalkalická (pacifická)
- draselná (mediteránní)
- sodná (atlantická)
- vápenatá (arktická)
- suchá (anortozit-charnockit)
- mokrá (dioritová s biotitem)

Podle chemismu se dnes nejčastěji dělí vyvěřelé horniny na formace tholeiitové, vápenato-alkalické a alkalické. K jejich dělení se používají různé diagramy, např.  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$  (Kuno 1966), AFM ( $\text{A} = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{F} = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{M} = \text{MgO}$  (Wager, Brown 1939) nebo  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} : \text{SiO}_2$  (Kuno 1960).

Další rozlišení umožňují stopové prvky. V různých kombinacích jsou používány hlavně  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{Zr}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Nb}$ ,  $\text{Ta}$  a  $\text{Th}$ ,  $\text{Tb}$  k rozlišení formací bazaltů vápenato-alkalických (CAB), ostrovních oblouků (IAT), primitivní bazalty ostrovních oblouků (P-IAT), za obloukové (BABB), kontinentální tholeiity (CT), (N-MORB) normální tholeiity středooceánských hřbetů, (E-MORB) obohacené tholeiity středooceánských hřbetů, (AB) alkalické bazalty a kontinentální bazalty (WPB).

Pro granitoidy jsou používány prvky  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Rb}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Y}$ ,  $\text{Ta}$  k rozlišení granitů vulkanických oblouků (VAG), oceánských hřbetů (OR), kolizních zón (COL) a kontinentálních granitů (WPG). Z četných návrhů na geochemickou formační analýzu granitů je nejčastěji používáno upravené Whiteovo dělení vyvěřelin na I, S, M a A typ:

- M – plášťového původu s nízkým  $\text{O}^{18}$ , nízkým  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a nízkým obsahem Rb
- I – intruzivní remobilizací materiálu vyvěřelin, nízký  $\text{O}^{18}$  i  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (руды Co, Mo, skarny W-Mo-Cu)
- S – sedimentární, přesycené hliníkem, neobsahují magnetit (redukce uhlíkem z původních sedimentů),  $\text{O}^{18}$  nižší než 10, vysoký  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ , akumulace Sn
- A – anorogenní, hypersolvní až alkalické (s egirinem), vysoký obsah Ga a poměr Ga/Al, nízký obsah Eu, vysoké F<sup>-</sup> a Cl<sup>-</sup>, akumulace W-Sn-F, Mo-Bi, W-U-Th.

Jindy se bere v úvahu místo vzniku tavenin: granity krustálního původu, smíšeného původu (H) a plášťové granity (T+A) nebo granity ostrovních oblouků IAG, granity kontinentálních okrajů (Sierra Nevada) CAG, kolizní kontinentální granity CCG, poorogenní granity POG, granity spjaté s rifty RRG, kontinentální vzniklé při vyklenování kontinentální kůry CEUG a oceánské plagiogranity OP.

Petrochemická členění jsou oprávněně kritizována proto, že není dostatečně doložena závislost chemického složení na způsobu vzniku.

Právě tyto pochybnosti jsou příčinou, proč si svůj význam stále podržuje kromě geologických a petrochemických členění i členění magmatických formací podle vztahu k tektogennímu cyklu, které navrhl Stille (1940):

- iniciální bazický magmatismus
- synorogenní salický plutonismus
- subsekventní vulkanismus
- finální bazaltový vulkanismus

1. Iniciální bazický magmatismus: submarinní, odpovídající ofiolitové asociaci oceánské kůry. Jsou to pillow lávy ofiolitového typu (spility), spjaté s gabry a peridotity v hlubších částech vrcholů v období poměrného klidu mezi kompresním stádiem a intenzivním vrásněním.
2. Synorogenní salický plutonismus: v centrálních zónách orogenu pronikají kyselé či intermediární taveniny, vzniklé roztavením sedimentů (s tufy). Mají vápenato-alkalické složení. Začínají při tektonických pohybech a pokračují do pozdně a postorogenního stádia.
3. Po synorogenním plutonismu následuje subsekventní vulkanismus (ryolity, andezity), charakteristické jsou ignimbrity, tufy a subvulkanická tělesa.
4. V tabulovém stadiu vznikají hlubinné zlomy a na nich finální vulkanismus ze spodní kůry a svrchního pláště. Převládají alkalické bazalty.

Každé členění magmatických formací musí však odpovídat konkrétním podmínkám, zejména rozsahu oblasti (vhodné měřítko podrobnosti), změnám ve vývoji a rozdílům v jednotlivých vývojových etapách (např. i v Českém masívu je třeba formace hodnotit pro každou vývojovou

epochu zvláště). Každé členění musí být zatím proto jen kompromisem mezi jednotlivými hledisky. Podle geologické pozice vzniku se proto rozlišují:

### **Magmata oceánské litosféry**

#### *Magmata riftových zón a středooceánských hřbetů*

Diapírový výstup hmoty svrchního pláště v oblastech riftů a oceánských hřbetů vede k její diferenciaci a případně parciálnímu tavení. Vznikají *oceánské tholeiity* (ocean floor basalts OFB, middle ocean rift basalts MORB), které pochází z malých hloubek kolem 30 km, mají nízký obsah litofilních prvků (K, Rb, Ba, Cs, Th, U) a primitivní distribuci REE podobnou chonritům. Charakteristická je bimodální asociace tholeiit (gabro) a leukogranit (plagiogranit, obr. 5.11.). Podobné asociaci odpovídají mj. i granulity a s nimi spjaté metabazity v moldanubiku. Tyto bazalty jsou alternovány mořskou vodou. Při tom dochází k vyluhování S, Cu, Zn, které se ukládají v místech výstupu theren (vznikají ložiska typu Beshi, Kypr).

Bazalty středooceánských hřbetů jsou v důsledku diferenciačních pochodů oproti původnímu plášťovému materiálu (pyrolitu) obohaceny o některé litofilní prvky (Rb, Ba, Sr, Al, U, Si) a naopak vzniklé rezidium, za které jsou považována kumuláty typu alpských ultrabazik je obohaceno o Cr, Ni a Mg. Mají nízké Rb, Sr, U a Pb a vysoké Sm a Nd. V tomto smyslu je oceánská kůra vznikající na středooceánských hřbetech první frakcionací primitivního pláště směrem k vyvinutější kontinentální kůře.

#### *Magmata horkých skvrn (oceánských ostrovů)*

Magmata oceánských ostrovů (Hawaii obr. 5.17., Sv. Pavel, Sv. Helena, Azory, Afar, Markézy, Tuburai, Mururoa, Pitcairn apod.) jsou výrazně odlišná od magmat riftových zón (konvergentních rozhraní). Jsou zastoupeny primitivní tholeiity a alkalické bazalty (fonolit, trachit, hawaiiit-mugearitová (s výrazným obsahem uranu) asociace tzv. HIMU) jako produkty různých etap tavení pláště ve spodních částech litosféry. V Tichém oceánu (Hawaii) na horkých skvrnách začíná magmatická aktivita tholeiity, později převládají alkaličtější horniny a nakonec nefelity. V Atlantickém a Indickém oceánu chybí primitivní tholeiity a převládají alkalické horniny, alkalický olivinický bazalt, trachyt, fonolit.

Anomálie radiogenních izotopů v bazaltech oceánských ostrovů v pásmu od jižního Atlantiku, přes Indický oceán do jižního Pacifiku označovaná jako DUPAL (Dupré, Allégre 1983) indikuje obohacení pláště v této oblasti o U/Pb, Th/U a Rb/Sr.

K tavení pláště pod horkými skvrnami dochází buď v důsledku zvýšení obsahu těkavých látek v souvislosti se subdukčními procesy, nebo v důsledku místního obohacení svrchního pláště a o radioaktivní prvky a jimi způsobeným zvýšením teploty. Představa o souvislostech se subdukčními procesy odpovídá lépe skutečnosti, že horniny oceánských ostrovů jsou více obohaceny o inkompatibilní prvky než horniny středooceánských hřbetů, ale nemohou být odvozovány přímo z recyklované oceánské kůry.

#### *Magmata ofiolitových sekvencí*

Označení ofiolity (G.Steinmann 1927) bylo původně použito pro triádu hornin (bazické vulkanity – bulžníky, radiolarity – karbonáty) například ve svrchním proterozoiku barrandienu, přičemž se magmatické členy této triády označovaly podle H. Stilleho (1936) jako produkty iniciálního vulkanismu. Podle usnesení Penrose (konference USA, 1972) a pak zásluhou monografie „Ophiolites“ R.G.Colemana (1977, 1979) se nyní jako ofiolity (ofiolitový komplex) chápe soubor bazických a ultrabazických hornin s charakteristickými texturami a minerálním složením. Úplný ofiolitový komplex má (od podloží k nadloží) tyto členy (obr. 5.18.):

- a) *metamorfované, ultramafity*, tvořené proměnlivým podílem lherzolitů, harzburgitů a dunitů. Charakteristická pro ně je serpentinizace. Odpovídají spodní části oceánské kůry,
- b) *gabro peridotitový (resp. kumulátový) komplex* je charakterizován kumulátovými struskami, kumulátové peridotity a pyroxenity jsou v podstatě nemetamorfované,
- c) *roj paralelních žil* (sheated dyke complex) reprezentuje zprostředkující člen mezi gabry v podloží, z nichž se vyvíjí místy pozvolna a komplex bazických vulkanitů v nadloží,
- d) *lávy typu pillow (spility)*, (obr. 5.19.), příkladem mohou být ofiolitové komplexy masivu Troodos na Kypru, Bay of Islands na Novém Foundlandu a Východní Papua na Nové Guiney.

Při subdukci dochází často k zavrásnění části ofiolitových komplexů do kontinentální kůry. Patří k nim serpentinizované peridotity tzv. alpského typu v silně deformovaných oblastech a některé komplexy ofiolitových asociací např. mariánskolázeňský v západních Čechách nebo letovický severozápadně od Brna. Ve složení je charakteristická indikace ochuzeného pláště.

e) jako určitý kompromis se do ofiolitové sekvence zařazují i bulžníky (radiolarity a karbonáty spojené se spility, ku příkladu v barrandienu).

Akumulace spjaté s ofiolitovými komplexy:

1) kyzové rudy spjaté s pilow lávami, které vznikly vyluhováním z bazaltů a vysrážením (kyperský typ, Troodos).

2) akumulace spjaté s ultrabazity, primární rudy Cr, Ni (chromit, pentlandit).

### Magmata na okrajích kontinentů

*Magmata ostrovních oblouků* jsou tvořena nejčastěji výlevnými horninami vápenato-alkalické suity, označovanými jako bazalt–andezit–ryolitová asociace či orogenní vulkanická série (obr. 5.21.).

Bazalty této skupiny jsou vysoko-aluminiového typu, běžně obsahují hypersten (který bývá přítomen ve všech bazičtějších členech série).

V kyselých členech převládají nejprve lávy vápenato-alkalické později Na-alkalické nebo horniny šošonitové série, které jsou bohaté alkáliemi (6,5 - 7,0 % celkově), obsahují normativní hypersten, poměr  $K_2O : Na_2O$  je větší než 1. Obsah křemíku je vysoký (50 - 54 %).

Vápenato-alkalické horniny mají četné příznaky nerovnovážných vztahů minerálů, běžné jsou xenokrysty (hlavně plagioklasů) a v kyselejších i křemene. Časté jsou však i xenokrysty olivínu, biotitu, granátu, mnohé xenokrysty jsou po okrajích korodovány, olivínové mají reakční lemy tvořené hypersténem.

Obsah draslíku ve výlevných horninách na povrchu je prostorově závislý na úklonu Benioffovy zóny pod ním: se zvětšováním hloubky se zvyšuje obsah draslíku a celý sled je geograficky závislý na úklonu této zóny (čím příkřejší je subdukční zóna, tím je magmatický sled na povrchu užší).

Vznik magmat v ostrovních obloucích je vysvětlován podsouváním alterované oceánské kůry, která znamená zavlečení těkavých látek do oblasti subdukce. Fáze s OH jsou nestabilní, těkavé látky jsou uvolňovány a dochází k parciálnímu tavení v subdukční zóně nebo v jejím těsném nadloží nebo v nadložním klínu svrchního pláště. Při tom vzniká pestrá paleta vyvřelin: směrem ke kontinentu: tholeiity, vápenatoalkalické horniny, šošonity. To je provázeno i vertikální variací: nejprve tholeiity, potom vápenatoalkalické horniny a nakonec šošonity. Vzniká primární stratifikace. Je bližší kontinentální kůře (vyšší obsahy litofilních prvků, nízké iniciální poměry izotopů).

Chemické složení andezitu odpovídá běžnému tholeiitovému čediči a břidlici v poměru 5:1. Jsou spíše produktem natavení kyselejšího materiálu pláště pod kontinenty. Svědčí pro to vázanost andezitového vulkanismu na pevniny, jeho obrovský objem a uniformita dlouhotrvajících erupcí.

*Tholeiitová série ostrovních oblouků* a okrajů kontinentů je považována za produkt frakční krystalizace. Většina hornin je bazická (obsah pod 52 %  $SiO_2$  v bazaltu a bazaltickém andezitu). Obsahují augit a pigeonit a liší se od bazických členů vápenato-alkalické řady i diferenciačním trendem (obr. 5.21.).

Zákonitost prostorové distribuce těchto sérií jsou sledovatelné v oblasti aktivní subdukční zóny v Japonsku. Tato zóna je pod japonskými ostrovy k západu. Tímto směrem je sled vulkánů tholeiitové, vápenatoalkalické horniny a sodnoalkalické horniny. Je proto třeba vždy sledovat jak prostorovou tak časovou distribuci těchto vulkánů.

Časový sled bývá převážně tholeiitický na začátku (bazalty a bazaltové andezity), později vápenatoalkalický a nakonec sodnoalkalický nebo šošonitový.

Podle schématu Ringwooda se při subdukci mění horniny oceánské kůry na amfibolity, které zasahují do hloubky 80 - 100 km. Tam přestává být stabilní amfibol, mění se na eklogit a uvolňuje voda. Ta proniká do peridotitů svrchního pláště, způsobuje jejich tavení a diapirové stoupání. Při tom frakcionace způsobuje vznik tholeiitové série ostrovních oblouků. Ostatní minerály obsahující vodu (např. serpentín) zůstávají stabilní do větších hloubek.

Rozdíly v chemickém a minerálním složení vulkanitů v ostrovních obloucích jsou spjaté se vzdáleností od oceánu. Musí být tedy také ve vztahu s hloubkou ukloněné plochy, která ohraničuje podsouvanou oceánskou desku vůči nadloží kontinentální. Zdroje magmatu jsou pak tím hlouběji, čím je oblast vzdálena více od oceánu, nejhlubší jsou šošonitová magmata, méně hluboké vápenatoalkalické andezity a mělká jsou tholeiitová. Tomu odpovídají i časové vztahy. Nová Guinea



má celou posloupnost a na 200 km obsah  $K_2O$  v lávách roste z 0,82 % na 2,20 %. Naproti tomu ovšem v kurilsko-kamčatském systému žádná zvláštní zonálnost nebyla zjištěna.

Rudní akumulace spjaté s magmatity ostrovních oblouků:

1. rudy spjaté s andezity a dacity – typ Beshi a typ Kuroko
2. akumulace spjaté s vápenato-alkalickými vyvřelinami: Mo, Cu
3. porfyrické rudy Cu

*Vápenato-alkalická série ostrovních oblouků* je na okrajích kontinentů produktem procesů probíhajících na styku subdukované kůry oceánské a nadložní kůry kontinentální. Hlubinné horniny vytvářejí pásma až 1 500 km dlouhá zákonitě uspořádaná paralelně s linií pobřeží. Příkladem jsou Apalačské masivy na východním pobřeží, Sierra Nevada a Jihokaliifornský masív na západním pobřeží Spojených států.

Kůra kontinentálních okrajů se svým složením nejvíce blíží štítům. Alkalicko-vápenaté magmatity vznikají parciálním tavením ve spodní části kůry vytvořené v předchozích stádiích (oceánská kůra nebo kůra ostrovních oblouků s jejich sedimentačními sériemi). Je však dále přepracována metamorfními procesy (dehydratace, změny na přechodu amfibol. do granulitové facie). Opět jsou zastoupena ložiska porfyrických rud mědi a ložiska vázaná na plutonity (Sn-W na S typy) žilné polymetaly a Cu, Au akumulace vázané na I. typy granitoidů.

Na konvergentních rozhraních jsou magmatity pestrého složení od tholeiitů přes alkalicko-vápenaté vyvřeliny až po šošonity. Poměr  $Na_2O : K_2O$  klesá od oceánu ke kontinentu a s přibývajícím mocností kontinentální kůry roste podíl vápenato-alkalických typů.

Za určitých podmínek dochází k míšení plášťového a korového materiálu a vznikají horniny tonalitové (resp. andezitové) série. Odrazem těchto podmínek je vznik tzv. andezitové (tonalitové) linie v určité vzdálenosti od styku oceánské a kontinentální kůry. V klasickém vývoji ji můžeme pozorovat nejen v Andách ale i ve Skalnatých horách na jihozápadě USA (obr. 4.23.). V této souvislosti není bez zajímavosti výskyt tonalitové linie ve středoevropském plutonu, jako odraz podmínek v kůře Českého masívu v závěru hercynské orogeneze.

### **Magmatické aktivity v kontinentální kůře**

Magmatické jevy na kontinentech jsou spojovány se dvěma procesy – s pronikou plášťového materiálu do kůry a se vznikem magmat přímo v kontinentální kůře.

K pronikům pláště do kůry patří:

- a) riftový vulkanismus, v němž kromě převládajících alkalických bazaltů jsou zastoupeny i intermediální typy (se sanidinem, olivínem a Ti-augitem) a Na a K ryolity
- b) platobazalty
- c) kimberlity

Proti minulému desetiletí se současně stále více petrologů a geologů kloní k názoru, že významnou roli mají i granitické horniny odvozené přímo z pláště. Granity plášťové (typ M – mantle) jsou charakterizovány velmi nízkým obsahem kalia, relativně vysokým poměrem  $CaO : (Na_2O + K_2O)$ , vysokým poměrem K/Rb, nízkou hodnotou  $\delta O^{18}$  ukazujícím na primitivní bazaltové zdroje, nízký poměr izotopů Sr a nízký (primitivní) obsah Rb. Patří k nim plagiogranity tholeiitové série v ofiolitových komplexech s nízkými obsahy litofilních prvků (Li, Be, Nb, Ta, Eu) a alkalické granity ringových struktur s minerály bohatými Fe (annit, riebeckit, hastigsit apod.) a typickými oktaedrickými zirkony.

*Vznik magmat v kůře* se předpokládá především u granitoidních hornin a ryolitů složením blízkých granitovému solidu. Geochemický charakter těchto hornin odpovídá recyklované vysoce diferencované kůře. Základním procesem vzniku je parciální anatexe za teplot 640 - 800 °C a tlaku 30 - 50 MPa, při nichž vzniká tavenina křemenoživcového složení a restit odpovídající složením bazickým horninám amfibolitové facie za nižších teplot a granulitové za vyšších.

V archaiku vznikaly suity I. typu granitoidů, protože v důsledku vyšší teploty docházelo k mělkému tavení subdukované oceánské kůry. V restitu zůstával amfibol a granát. Ve fanerozoiku vznikají v kůře komplementární magmata dvojího typu, podle toho zda jejich složení je ovlivněno vznikem amfibolu nebo flogopitu ve zdrojových krbech. Oba mají negativní anomálie Nb a Ta:

- a) magmata s vysokým obsahem Ba a Sr, nízkými obsahy HREE a vysokým poměrem K:Rb
- b) magma mající nízký obsah Ba, Sr, vysoký obsah HREE a nízký poměr K/Rb

Hloubky vzniku v kůře nejsou zcela jasné. Zatímco potřebné teploty jsou zpravidla dosahovány ve spodní kůře (teploty nad 640 °C) složení spodní kůry bazické neodpovídá složení těchto magmat.

Kromě magmatických existují v zemské kůře horniny plutonického charakteru, které vznikly jinými procesy, metasomatickými a metamorfně diferenačními, jejich podíl je však podstatně menší než podíl hornin, které jsou produktem magmatické diferenciaci nebo asimilace.

Rozlišení granitoidů vzniklých tavením a vzniklých frakční krystalizací magmatu je možné podle zákonitostí koncentrace stopových prvků.

#### *Platobazalty a ultrabazika alpinského typu*

Největší rozsah na kontinentech mají tholeiitové bazalty, zaujímající někdy až tisíce čtverečních kilometrů. Typickým příkladem je Deccanská plošina v Indii a provincie řeky Columbia ve Spojených státech (obr. 5.24.). Tato magmata tuhnou jako subvulkanické žíly a pně, např. v Antarktidě nebo Tasmánii nebo ve větších hloubkách kde pomalé tuhnutí umožňuje vznik vnitřní stratifikace. Největší či nejnámější z těchto masívů jsou Bushweldský komplex v Jižní Africe (plocha kolem 100 000 km<sup>2</sup>, obr. 5.25.), Stillwater komplex v Montaně, Muskox intruze v Kanadě a intruze Skaergaard v Grónsku (obr. 5.26.).

V intruzi Skaergaard (500 km<sup>2</sup>) bylo rozlišeno jádro tvořené sledem ultrabazika – dvou pyroxenové gabro – živcové gabro a železem bohatý diorit. Intruze má jednak rytmické páskování tvořené horninami s různým poměrem tmavých a světlých minerálů a kryptické páskování tvořené horninami různého složení. Charakteristické jsou kumulátové stavby, indikující vznik gravitační diferenciaci (poklesem těžších minerálů, hlavně olivínu a pyroxenů v tavenině a jejich nahromaděním na spodu neutuhlé části magmatu). Kryptické páskování je produktem frakcionační krystalizace podle Bowenova schématu.

Bazické a ultrabazické masívy jsou označovány jako „okna“ do svrchního pláště (Fediuková 1984). Patří k nim např. masív Ronda v jižním Španělsku, Beni Bouchera v Maroku, Troodos na Kypru a některé masívy Alpsko-karpatské oblasti. V masívu Ronda jsou zastoupeny plagioklasové, spinelové i granátické lherzolyty. U většiny z těchto masívů není ovšem zcela jednoznačně určena tektonická pozice a způsob jakým se dostaly do svrchní kůry. U již zmíněného masívu Ronda to může být buď pomalé stoupání diapiru z hloubky kolem 70 km nebo vyvlečení desky z oblasti asi 35 km vzdálené tíhové anomálie při vzniku příkrovů. Nechybí ani úvahy o tom, že granáty v okrajové části jsou druhotně mechanicky do lherzolytu inkorporovány. V moldanubiku jsou k tomuto typu alpských ultrabazik řazeny výskyty v české části (Machart 1981) které složením a minerály odpovídají reziduálnímu plášťovému materiálu.

Ve štítech se vyskytují i ultrabazické lávy a pyroklastika, tzv. komatiity. Mají zpravidla vysoký obsah hořčíku, nízký titanu a na povrchu proudů spinifexové stavby (keříčkovité uspořádání pyroxenů, obr. 5.27.).

*Alkalické bazalty a nefelinity* se vyskytují na kontinentech bez jakékoliv souvislosti se subdukčními zónami, ale v některých případech jsou spjaty se vznikem riftových struktur.

Přítomnost xenolitů obsahujících vysokotlaké minerály (Al-pyroxeny a spinel) indikuje vznik těchto magmat v plášti, v hloubkách 40 - 100 km pod povrchem. Rozlišují se odrůdy s normativním hypersténem (šošonitová série) a s normativním nefelinem. Trachyty a fonolity jsou z nich odvozeny frakcionací, je však otázka zda k ní došlo v prostředí nízkotlakém nebo k separaci vysokotlakové fáze v plášti. Mají větší diferenační rozptyl než alkalické bazalty oceánů, vyšší obsah kalia, Ba, Sr a RB, leucit indikuje reakce s kontinentální kůrou. Patří k nim např. vulkanity východoafrického riftu, Rýnská vulkanická provincie, Oslo graben v Norsku a Basin a Range provincie ve Spojených státech, v České republice vulkanity Doupovských hor a Českého středohoří (oherský rift), severní Moravy a na jižním Slovensku v okolí Filakova (obr. 5.28., 5.34.).

Vytavování alkalických bazaltů v prostoru panonské pánve probíhalo v podmínkách svrchního pláště, složení prostředí bylo jednotné a odpovídalo spinelovému peridotitu či spinelovému pyrolitu. Typy peridotitů s granátem či plagioklasami nebyly zjištěny (Hovorka 1992).

Velký informativní význam o poměrech v hlubinných zónách je připisován i některým speciálním typům vyvřelých hornin, ku příkladu karbonatitům, těšinitům a kimberlitům.

*Karbonatity* se často vyskytují spolu s nefelinem bohatými horninami. Typickým příkladem v Rýnské provincii je Kaiserstuhl. V Českém středohoří se předpokládá existence karbonatitového masívu v hloubce u Roztok u Krásného Března.

Jsou tvořeny karbonáty (kalcit, dolomit, ankerit) s příměsí apatitu, magnetitu a flogopitu a Na-pyroxeny a amfiboly, fluoritem, perovskitem, monazitem a barytem. Charakteristické jsou vysoké

koncentrace niobia, REE a thoria. Magmatický původ je prokázán existencí karbonatitového vulkanismu v kráteru Oldoinyo Lengai ve východní Africe, který jen potvrzuje souvislost s vulkanismem riftových zón.

Karbonatity tvoří koncentrická tělesa, obklopená ultrabazity a lamprofyry v radiálních a tangenciálních žilách (obr. 5.29.).

*Těšinity* jsou alkalické horniny, jejichž složení je velmi variabilní a zřejmě ovlivněno asimilací vápníkem bohatých sedimentů bazickým magmatem. Jejich složení je proto příliš komplikované než aby z něho mohly být odvozovány přímé informace o podmínkách vzniku mateřského magmatu.

Nejčastějším uváděným typem bazických vyvřelin, považovaným za typický produkt pláště je formace diatrem s *kimberlity* (ol + opx + cpx ± granát, spinel, diamant, flogopit, moissanit). Předpokládá se, že složení kimberlitu neodpovídá přímo plášti, ale je ovlivněno buď diferenciací nebo asimilací při průniku do vyšších pater. Ve srovnání s pláštěm jsou kimberlity obohaceny o Ti, Fe, alkálie a fosfor. Obsahují korodované porfyrické vyrostlice olivínu, flogopitu, Mg-illmenitu a pyropu a v základní tkáni i perovskit, kalcit či dolomit, serpentinit a také vysokotlaké formy SiO<sub>2</sub> (coesit), diamant, indukující vznik za tlaků odpovídajících hloubce 100 km.

Tvoří explozivní pně, často obklopené drcenými horninami. Kimberlity většinou mají struktury obsahující množství uzavřenin, fragmentů kimberlitu, okolních hornin, hornin korového původu i tzv. plášťové xenolity (eklogity a čtyřfázové lherzolity).

*Formace bimodálních vyvřelin* a asociací kyselých (ryolitů) a bazických (bazalty) vulkanitů, střídajících se často i při jediné erupci nebo při po sobě následujících erupcích jednoho vulkánu jsou známy z nejmladšího proterozoika a staršího paleozoika (kadomidy Českého masívu, hercynidy Západních Karpat a Východních Alp), z mezozoika (jednotka Bishop v Kalifornii) a terciéru (severní Mongolsko), tedy vždy z období konce rozpadu obřích kontinentů a počátku jejich sjednocování.

*Durbachity* – vysoké obsahy MgO (až 14 %) a Ni dokazují vznik parciálním tavením ultramafického zdroje, které je možné jen ve svrchním plášti. Je ovšem nutné anomální obohacení zdrojové oblasti o K, Rb, Cs, Th, U. To odpovídá metasomatickému obohacení plášťového zdroje vodou bohatými fluidy, ze subdukované desky nebo hlubších zón pláště.

Xenolity a xenokrysty ukazují kombinaci krustálními horninami. Ty ale nejsou příčinou vzniku lamproidního charakteru, stejně jako někdy předpokládaná kombinace tholiitového magmatu s granitickými fluidy. Vývojové trendy odpovídají mísení ultrakaliového lamproidního magmatu s granitickým materiálem (např. světlé odrůdy typu Čertovo břemeno ve středočeském plutonu).

Významnou roli při vzniku těchto všech druhů vyvřelin hrají nepochybně těkavé látky, zejména voda a CO<sub>2</sub>, které se dostávají do svrchního pláště při subdukčních procesech. V důsledku dehydratace subdukovaných částí kůry je plášť v zónách subdukce obohacen o těkavé látky, draslík a LILE, takže v hloubkách 60 - 90 km dochází k jeho tavení a vzniku magmat.

Pokud se voda a další těkavé látky dostanou do větší hloubky ovlivní patrně i vznik a hlavně výstup chocholů, což vede ke vzniku kimberlitů a případně i karbonatitů (Thompson 1991).

*Anortozity*, tj. horniny tvořené převážně plagioklasem (podle jeho složení se rozlišují andezinit, labradoritit, bytownitit, anortitit) se vyskytují jako stratifikované, které vznikly krystalizací magmatu v hlubokých částech kůry a masivní, které jsou součástí prekambriických jednotek (obr. 5.31.). Obdobné horniny tvoří měsíční „pevniny“. Předpokládá se pro ně několik možných způsobů vzniku:

- anortozity anatektické, které vznikly částečným tavením původních hornin, podle experimentů mohou vznikat z hornin tvořených illitem za teplot 780 °C a tlaku 20 MPa
- anortozity asimilační, které vznikly asimilací jílovitých břidlic bazaltovým magmatem v kořenových částech orogenu
- anortozity magmatické vzniklé frakcionovanou krystalizací prvotního magmatu
- anortozity metamorfní, vzniklé metamorfní diferenciací za podmínek granulitové fácie
- anortozity metasomatické, které vznikly odnosem železa a hořčíku z noritů (anorthozitizace)

Na jejich způsob vzniku se usuzuje hlavně z asociace hornin ve kterých se vyskytují: série anortozito-noritová (s gabry), série anortozito-charnockitová, anortozito-adamelitová apod.

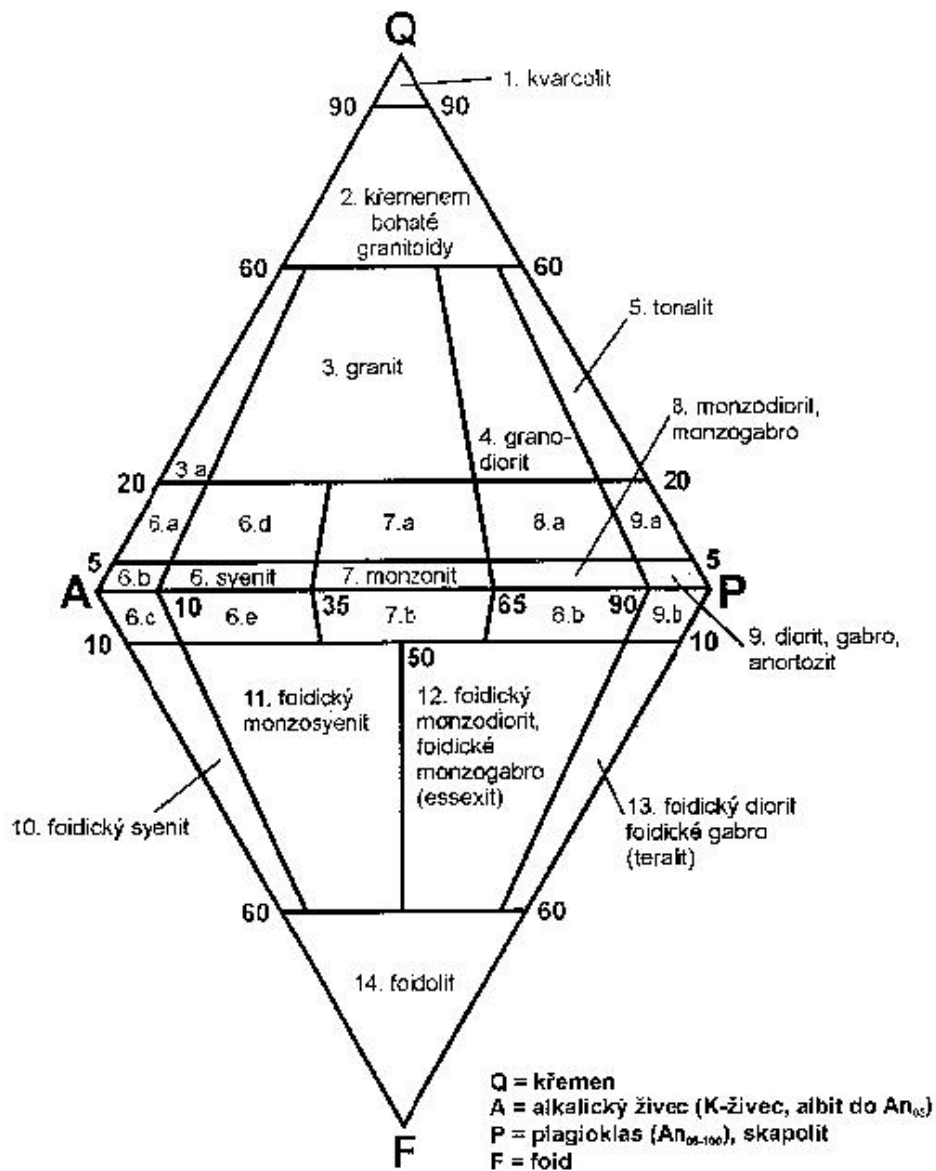
Genetické rozlišování vyvřelých hornin podle stopových prvků a vzácných zemin má několik úskalí:

- a) interpretace např. bazaltů a andezitů ostrovních oblouků a jejich odlišení od bazaltů oceánského dna, horkých skvrn či riftových zón komplikuje rozdílné chemické složení vyvřelin v různých částech oceánů, např. existence odlišných provincií pacifické, vápenato-alkalické, atlantické, alkalické, arktické, thulské a také množství „anomálií“ (např. HIMU, DUPAL), které neodpovídají univerzální zákonitosti složení vyvřelin v závislosti na deskových rozhraních.

- b) jestliže se vyvíjí procesy subdukce a ovlivňují magmatismus, musí se měnit také průměrné složení vyvřelin (předpokládá se např. že v budoucnu bude stále přibývat podíl vyvřelin typu HIMU). Proto je možné jen s velkým rizikem aplikovat současný stav složení na prekambričké asociace vyvřelin
- c) ještě riskantnější jsou aplikace chemických kritérií na zjištění geotektonické pozice metamorfovaných vyvřelin, kde ani prokázání chemicky konzervativního typu metamorfózy podle asociace hornin nemusí být objektivní. K podstatným změnám složení dochází v těchto horninách již při přeměnách na oceánském dně a to právě u prvků rozhodujících (alkalické kovy, vápník a další) pro hodnocení původu.

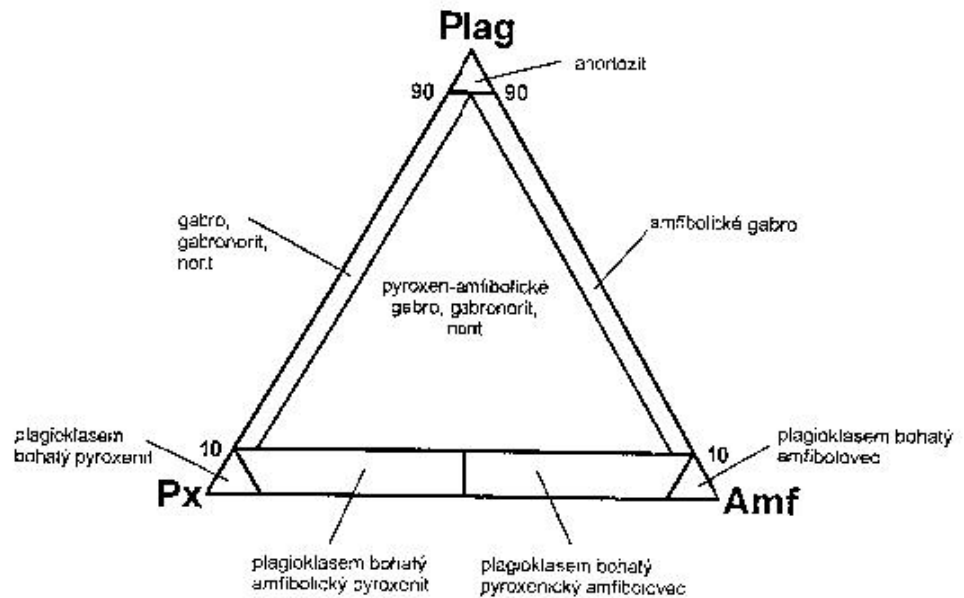
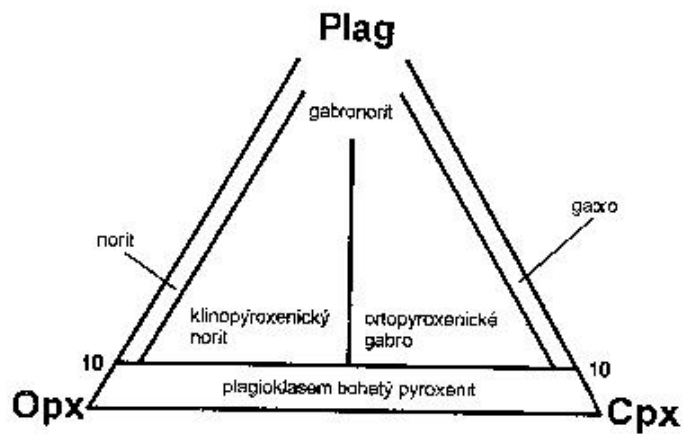
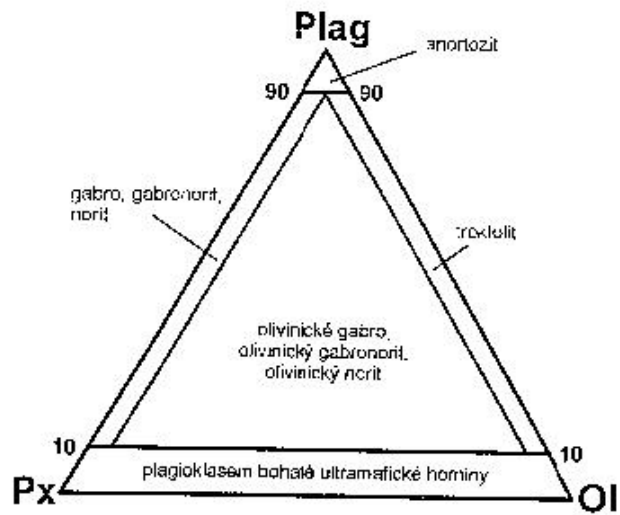
*Vznik vyvřelých hornin v kůře* je spojen s procesy anatexe, jejíž jednotlivá stadia je možné sledovat v různých typech migmatitů. Podmínky jsou schematicky znázorněny na obr. 5.37. Vznikají při tom S typy granitů a ryolity za spoluúčasti diferenciacce nebo tonality a andezity, odpovídající průměrnému složení kůry.

V mnoha případech je indikován i přínos energie magmaty plášťového původu s nimiž jsou některé anatektické horniny spjaty. Magmata korového původu vytvářejí samostatné magmatické krby nebo vystupují na významných poruchách. Na obr. 5.36. jsou vulkány Chaine Le Puis v jižní Francii uspořádané při tektonické zóně Limagne s výrazným sledem starších plášťových alkalických bazaltů a mladších andezitů (Hovorka 1994 op.cit.).



**Obr. 5.1.**

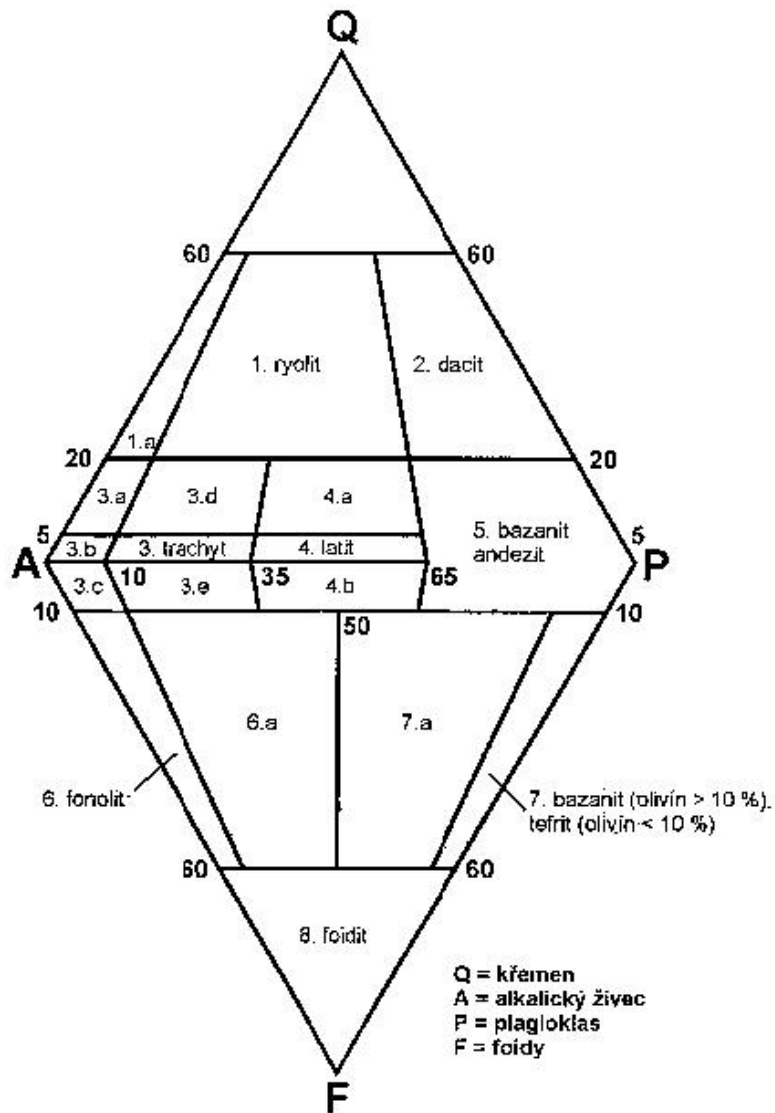
Hlubinné vyvřelé (plutonické) horniny (mafické minerály < 90 %) podle ČSN EN 12670.



**Legenda**

- Opx klinopyroxen
- Opx ortopyroxen
- Px pyroxen
- Amf amfibol
- Ol olivín
- Plag plagioklas (An<sub>0-100</sub>) a skapolit

**Obr. 5.2.**  
Detail pole 9 (diorit, gabro a anortosit).

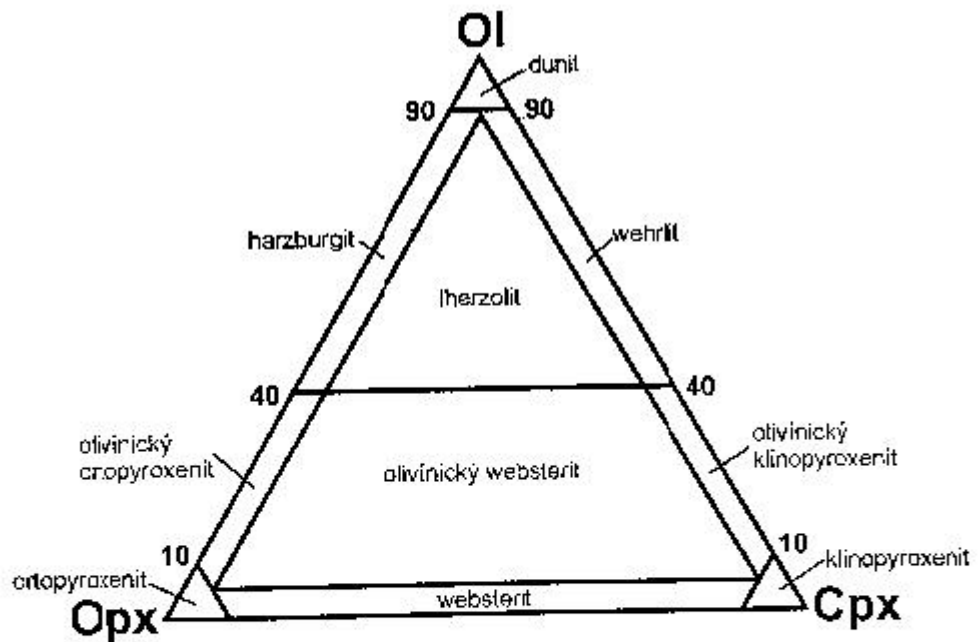
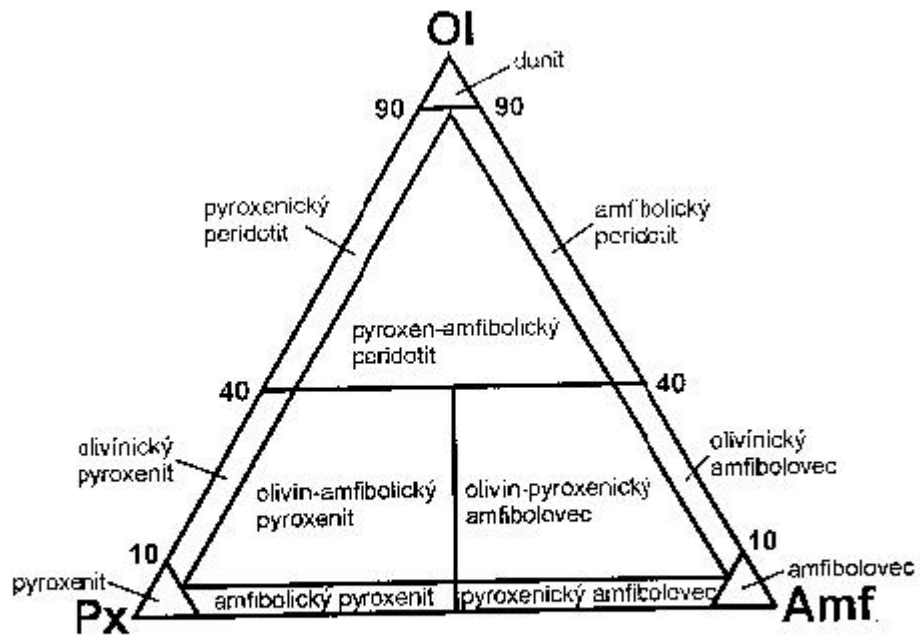


**Legenda**

- 1.a alkalicko-živcový ryolit
- 3.a křemenný alkalicko-živcový trachyt
- 3.b alkalicko-živcový trachyt
- 3.c alkalicko-živcový trachyt s foidy
- 3.d křemenný trachyt
- 3.e trachyt s foidy
- 4.a křemenný latit
- 4.b latit s foidy
- 6.a tefrický fonolit
- 7.a fonolitický bazanit/fonolitický tefrit

**Obr. 5.3.**

Klasifikace vulkanických hornin používaná v případech znalosti modálního složení.

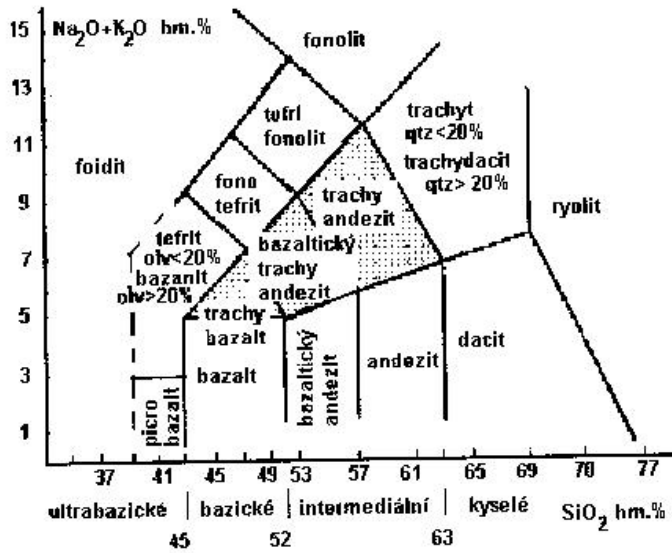


**Legenda**

- Cpx klinopyroxen
- Opx ortopyroxen
- Px pyroxen
- Amf amfibol
- Ol olivín

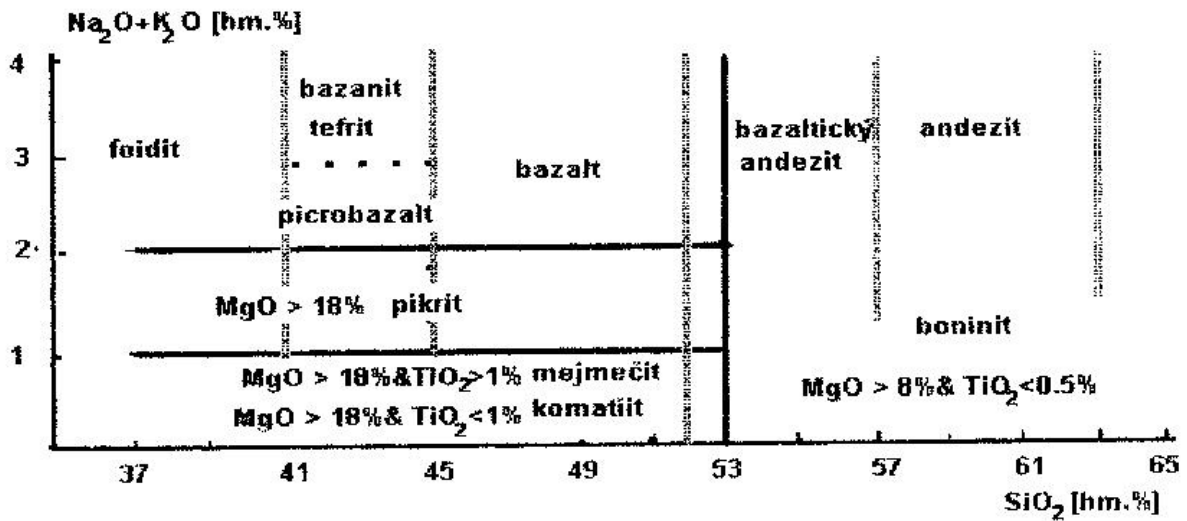
**Obr. 5.4.**  
 Ultrabazické horniny (mafické minerály > 90 %) podle ČSN EN 12670.



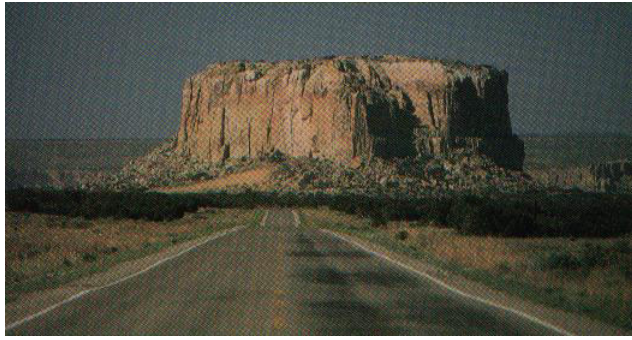


Obr. 5.5. Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986). Olv – olivín normativní, qtz – křemen.

Další pododdělení	trachybazalt	Bazaltický trachyandezit	trachyandezit
$\text{Na}_2\text{O} - 2\geq \text{K}_2\text{O}$	hawaiiit	mugearit	benmoreit
$\text{Na}_2\text{O} - 2\leq \text{K}_2\text{O}$	Draselný trachybazalt	shoshonit	latit

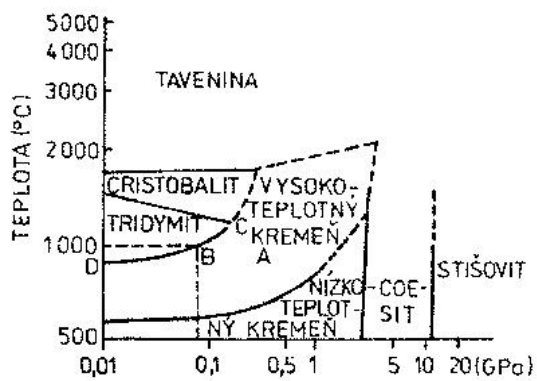


Obr. 5.6. Chemická klasifikace Mg bohatých vulkanických hornin (diagram Tas).



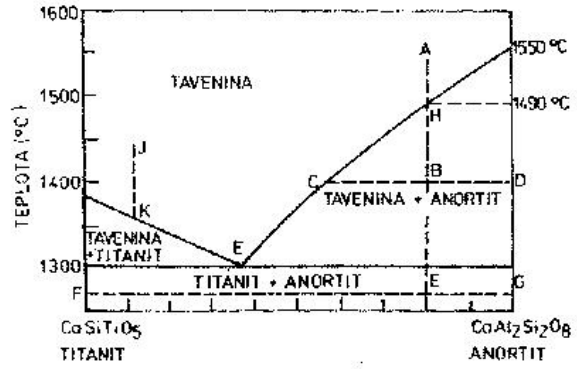
**Obr. 5.7.**  
Obsidiánový dóm Acoma Pueblo, Nové Mexiko, USA je vytlačen do výšky 150 m nad okolní terén.

**Obr. 5.8.**  
Surtsey, sopečný ostrov, který vznikl v roce 1963 při jihozápadním pobřeží Islandu. Je tvořen bazalty typu MORB.

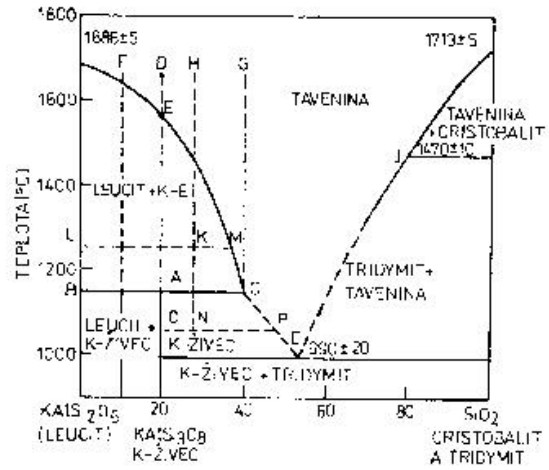


**Obr. 5.9.**  
Jednosložková soustava  $\text{SiO}_2$ .

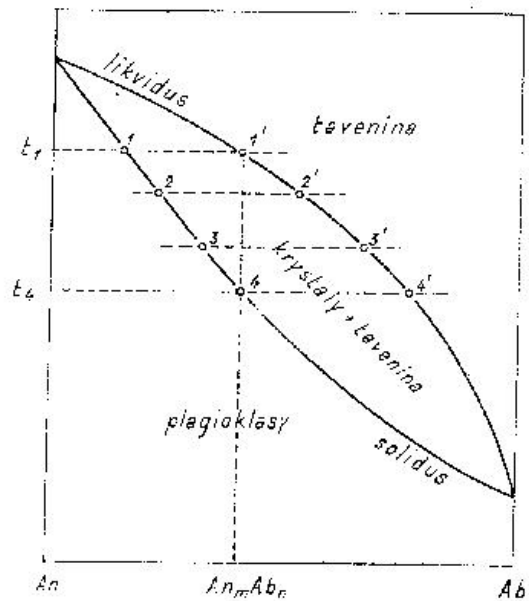
**Obr. 5.10.**  
Binární systém  $\text{CaSiTiO}_5 - \text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$  (podle  
Schaiera a Bowena 1947).



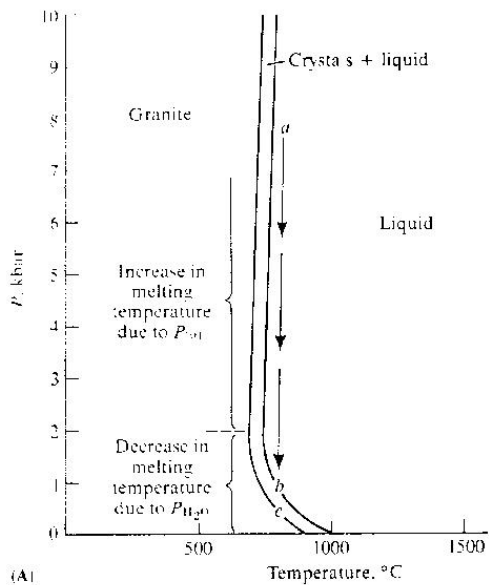
**Obr. 5.11.**  
Binární systém  $\text{KAlSi}_3\text{O}_8 - \text{SiO}_2$  (podle Scharera a  
Bowena 1948).



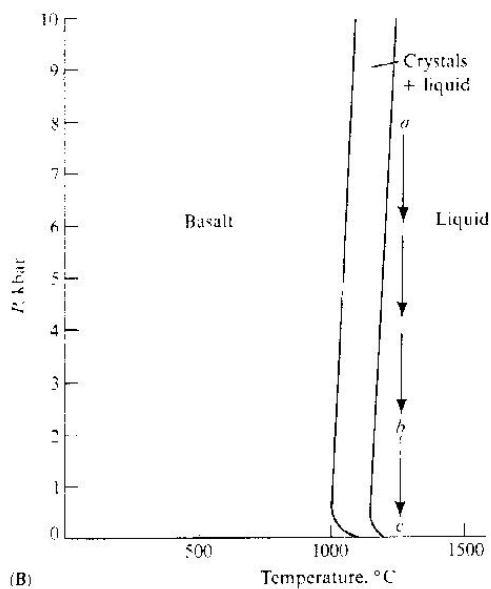
**Obr. 5.12.**  
Postup krystalizace v soustavě albit – anortit (Bowen  
1913). Vysvětlení v textu.







(A)



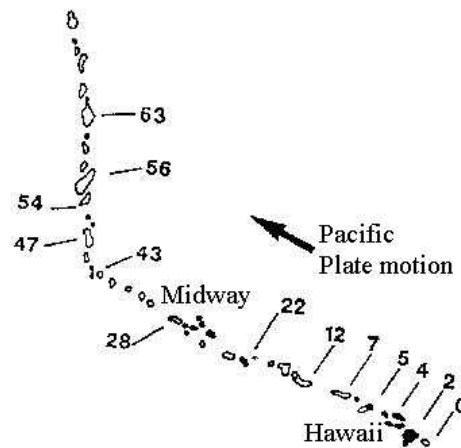
(B)

◀Obr. 5.16.

Ochlazovací křivky granitu (a) a bazaltu (b). Granitová tavenina (se 6 % vody) při výstupu (a poklesu tlaku) krystalizuje dříve než dosáhne povrchu, bazaltová (s 1% vody) zpravidla až po dosažení povrchu.

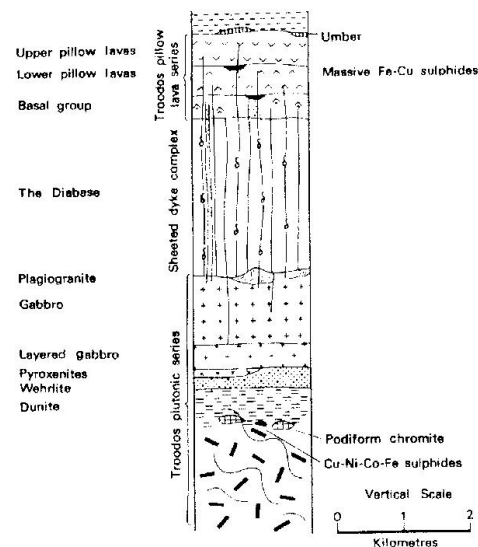
▼ Obr. 5.17.

Přemísťování vulkanické aktivity během posledních 70-ti miliónů let na havajské horké skvrně. Čísla udávají stáří erupcí v Ma, šipka směr pohybu pacifické litosférické desky.



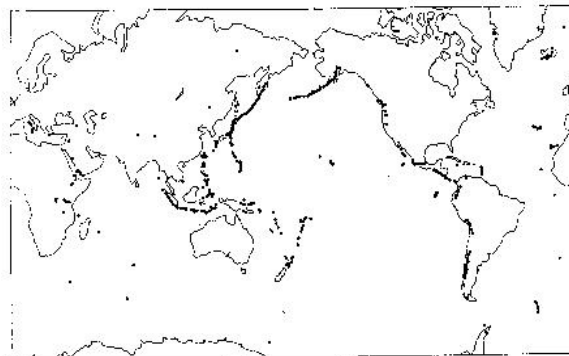
Obr. 5.18. ▶

Ofiolitový sled podle Colemana (interpretace masívu Troodos na Kypru). Odshora dolů: mořské dno, svrchní a spodní lávy pillow s masívními sulfidy Fe-Cu (komplex štítových žil). „diabasy“, plagiogranity a gabra (a plutonická série), pásková gabra, pyroxenity, wehrlity a dunity s podifornními chromity a sulfidy Cu-Ni-Co-Fe.

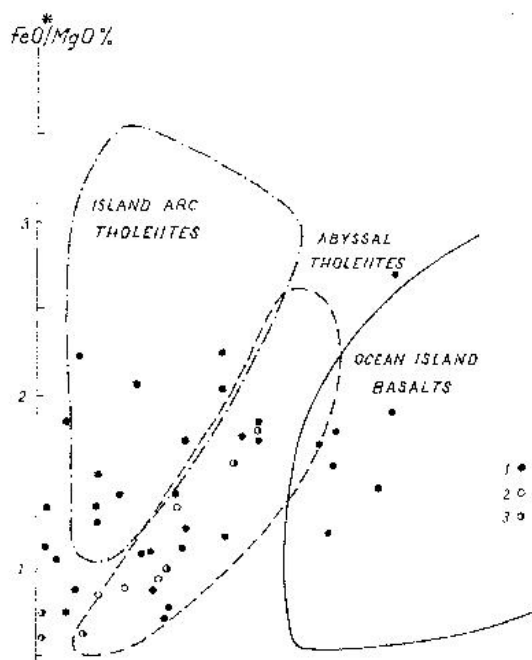




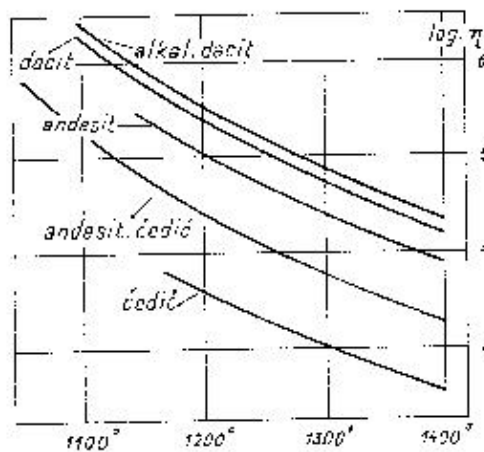
**Obr. 5.19.**  
Spilitové lávy pillow. Údolí Oslavy u Koterova (Plzeň). Foto J. Svoboda.



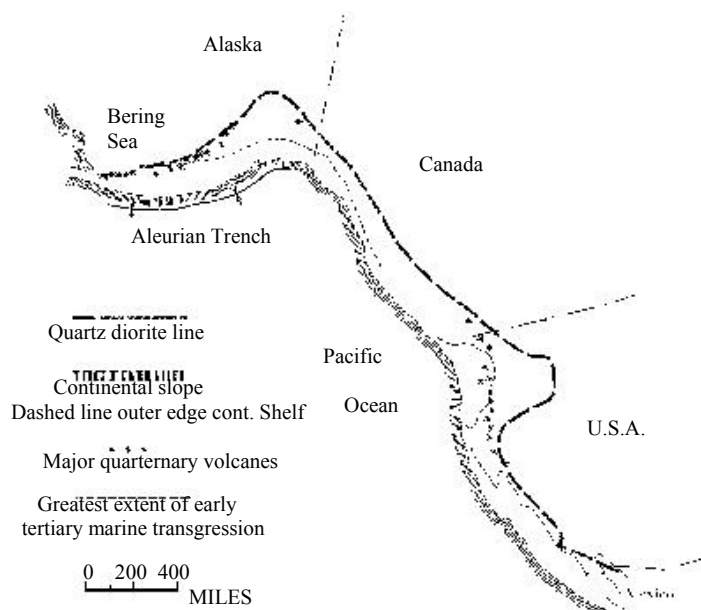
**Obr. 5.20.**  
Rozmístění aktivních vulkánů na dnešním povrchu, vulkány jsou vesměs koncentrovány na hranicích litosférových desek.



**Obr. 5.21.**  
Rozdíly ve složení tholeiitů ostrovních oblouků, abysálních tholeiitů a bazaltů oceánských ostrovů.



**Obr. 5.22.**  
Viskozita tavenin a různých hornin sopky Alagez v Arménii.

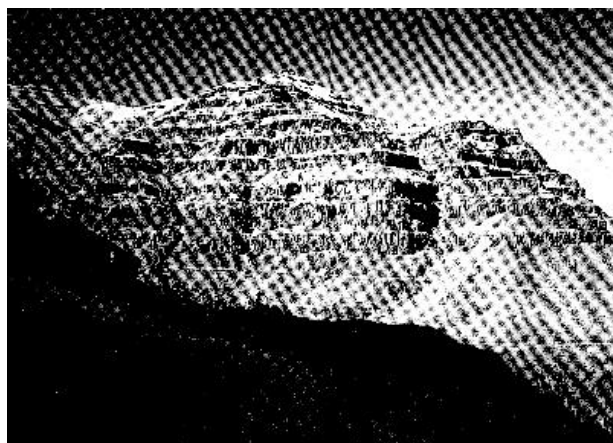


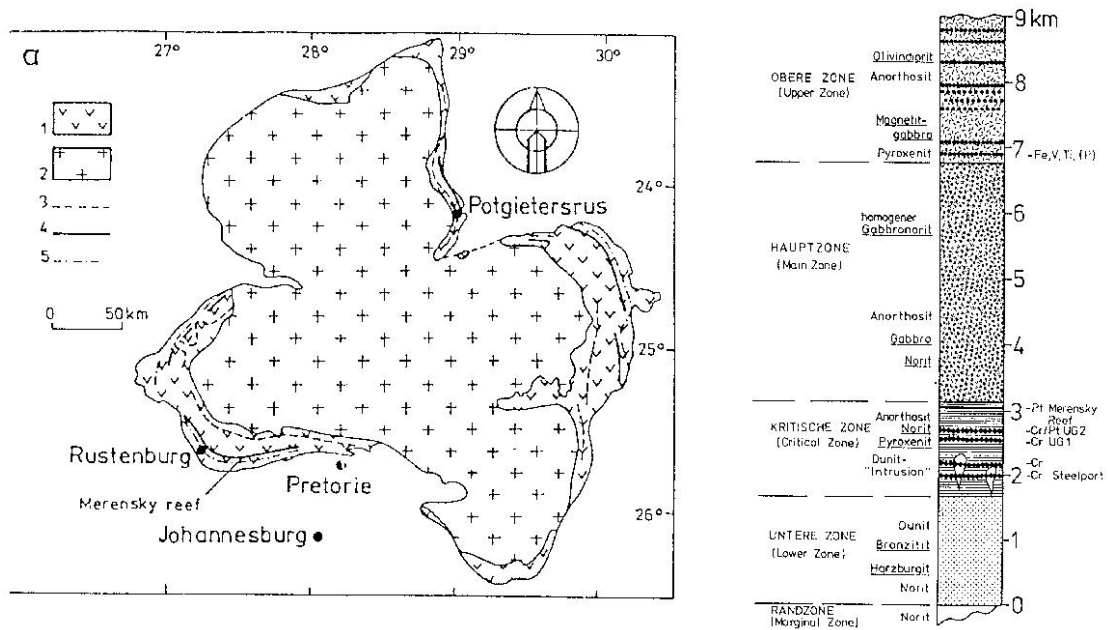
**Obr. 5.23.**

Průběh křemenodioritové (tonalitové) linie na severoamerickém kontinentě, lemující deskové rozhraní tichooceánské a severoamerické desky. Hvězdičky označují úseky s aktivními vulkány.

**Obr. 5.24**

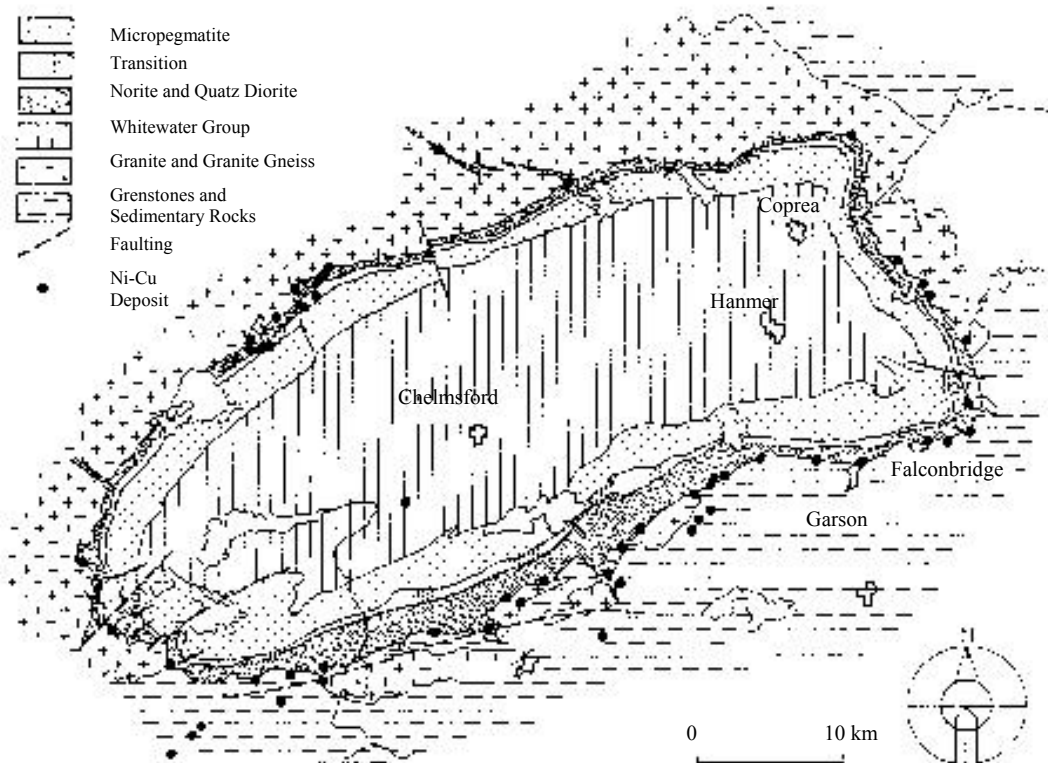
Trapové bazalty. Miocénní komplex řeky Columbia na západě Spojených států amerických, tvořený mocnými tholeiitovými lávovými proudy (Smith 1982).





**Obr. 5.25.**

Bushveldský komplex na jihu Afriky a průběh Merenského rifu (a) a detailní sled hornin v tomto komplexu (b). 1. bazické a ultrabazické horniny, 2. horniny okrajové zóny, 3. zóna obohacení Fe, V, Ti, 4. zóna obohacená platinoidy (Merenského rifu), 5. zóna obohacená chromitem.



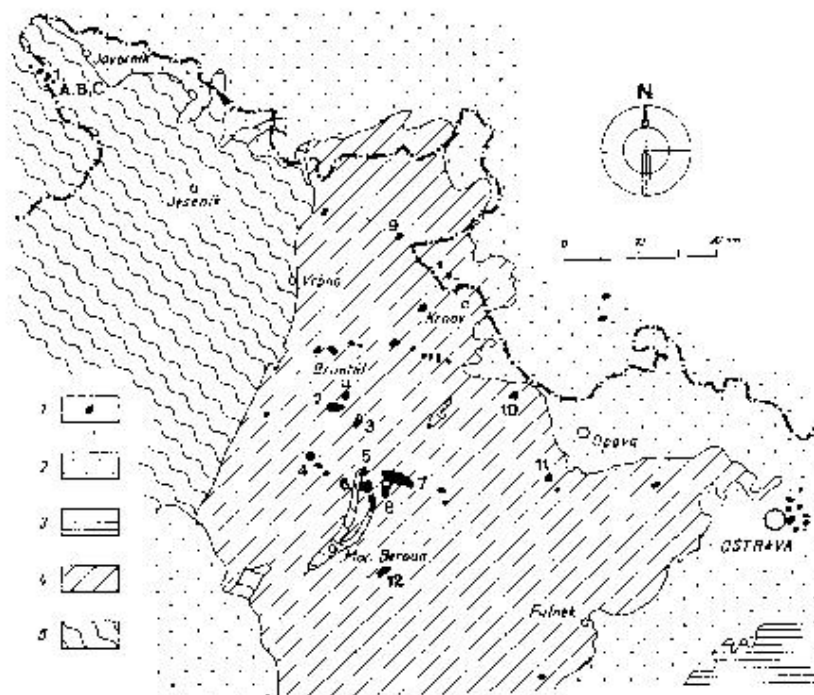
**Obr. 5.26.**

Vyvěřelý komplex Sudbury v kanadském štítu, provázený akumulacemi rud niklu a mědi. Podle některých názorů jde o meteoritický impakt.

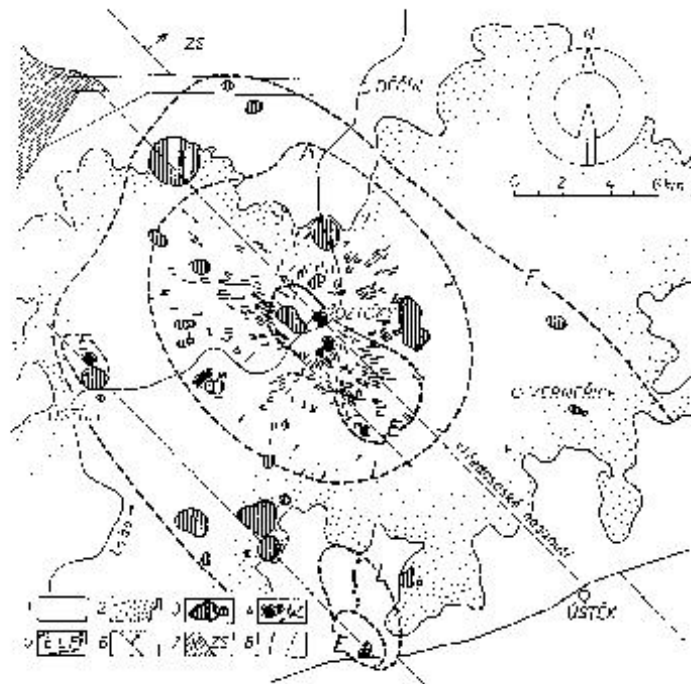




**Obr. 5.27.**  
Distribuce komatiitů (ultrabazických pyroklastik) v severním Finsku.

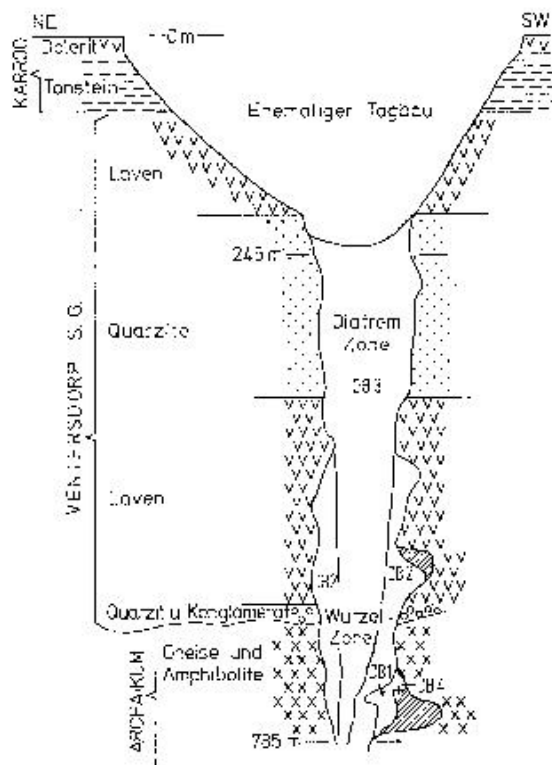


**Obr. 5.28.**  
Výskyt alkalických bazaltů na severní Moravě podle Fediuka (1989).



**Obr. 5.29.**

Tektonická pozice essexitového komplexu u Roztok nad Labem (Kopecký 1965). 1. mezokenozoické sedimenty, 2. neovulkanity všeobecně, 3. fonoidní a trachytoidní vulkanity, 4. sodalitové syenity, essexity a žilné diferenciály, 5. hranice essexitového magmatizmu, žilných diferenciálů a fonolitoidního magmatizmu, 6. středosaské nasunutí, 7. krušnohorské krystalinikum a západosudetská soustava, 8. zlomy zjištěné a předpokládané.



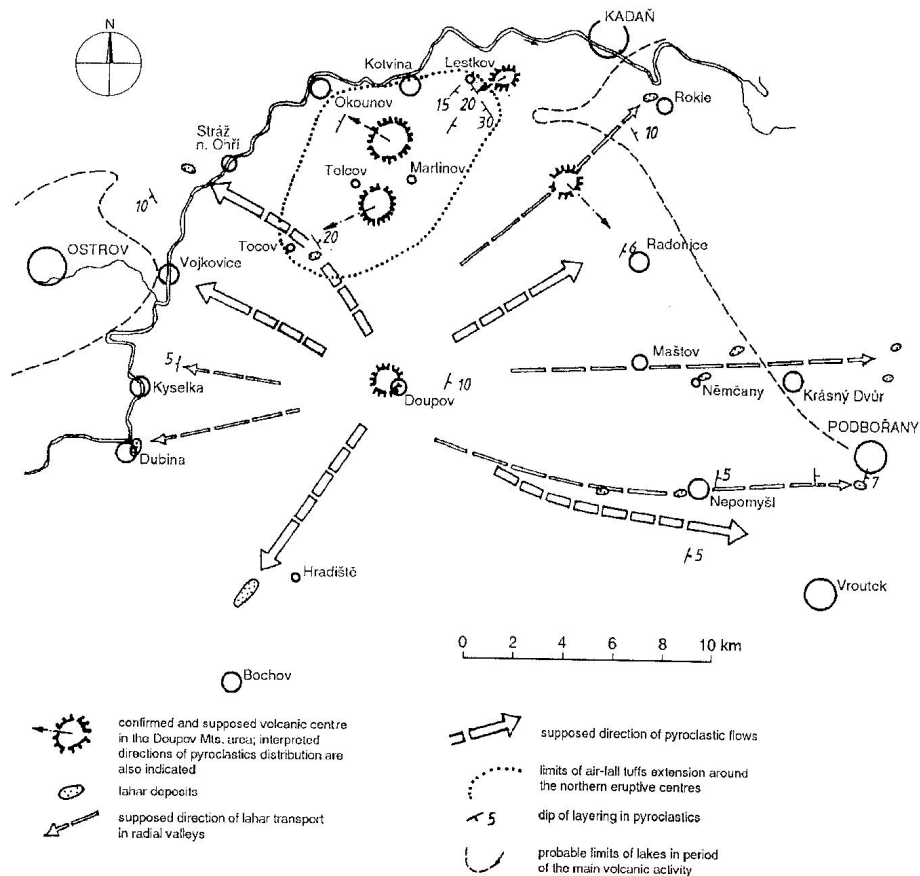
**Obr. 5.30.**

Profil diatremou kimberlitu De Beers u Kimberley (jižní Afrika) ve vyvěřinách a sedimentech pánve Karoo. DB – různé druhy kimberlitů, šikmou šrafovou znázorněny výskyty vulkanické brekcie (Clement et al. 1986).



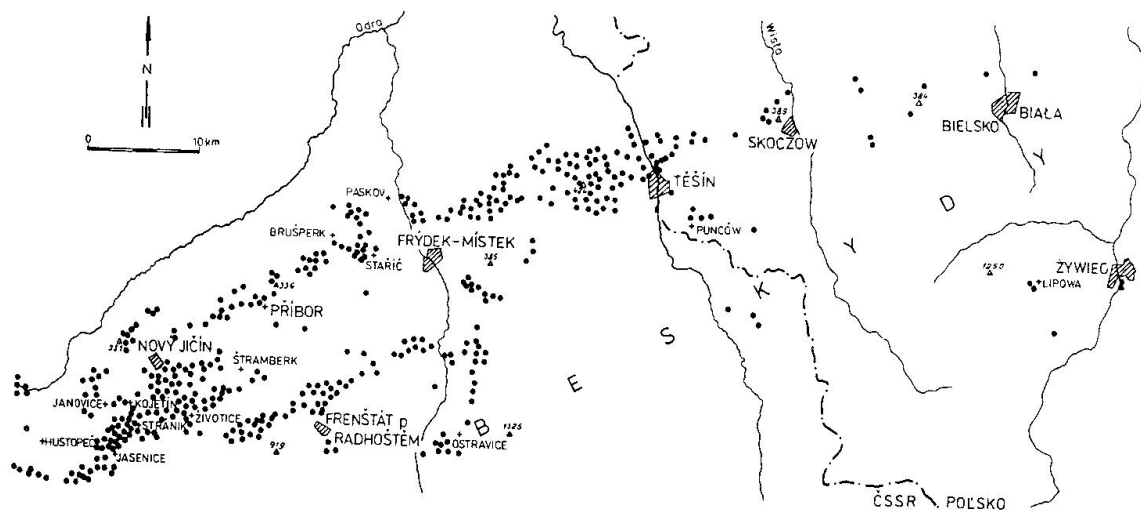
**Obr. 5.31.**

Distribuce anortozitů v jižní části kanadského štítu (A=Adirondacks, HL = Herb lake, L= Labrieville, Mi=Michikamau, Mo=Montreal, N=Nain, Si= Shavinigan, SJ= Lac St. Jean (Hall 1997).



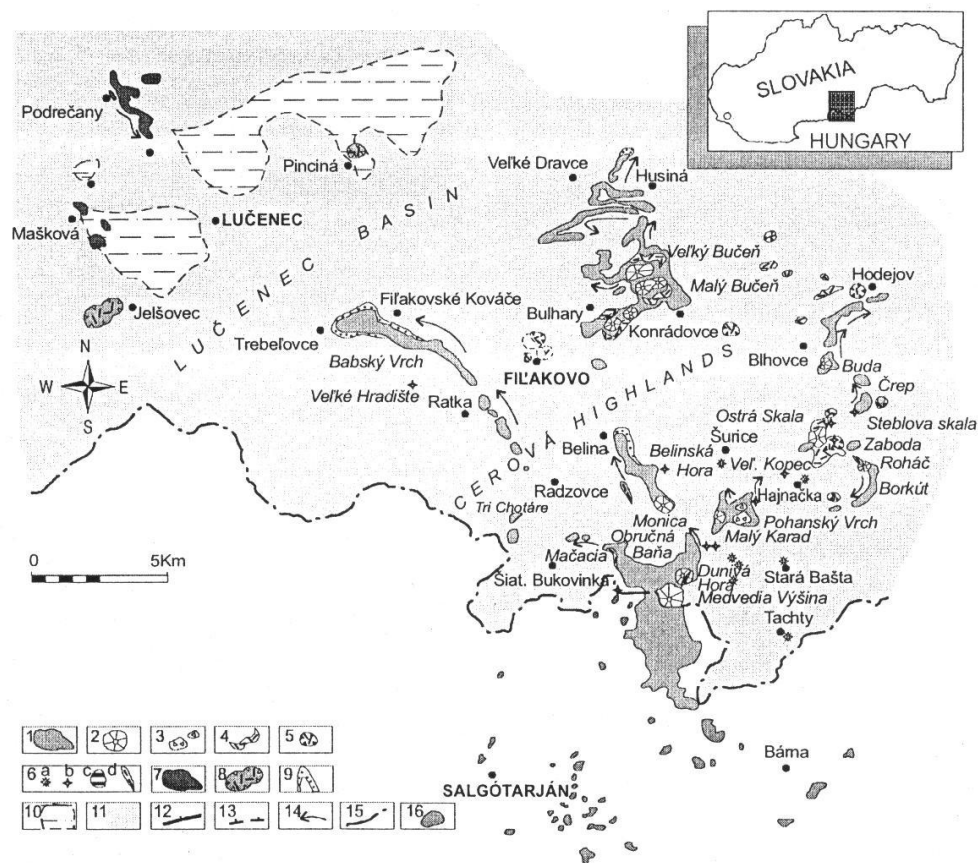
**Obr. 5.32.**

Vulkanologické schéma Doupovských hor. 1. Zjištěná a předpokládaná vulkanická centra a směry rozmístění pyroklastik, 2. lahárové uloženiny, 3. předpokládané směry transportu lahárů v příčných údolích, 4. předpokládané směry pohybu pyroklastik, 5. hranice rozšíření tuřů transportovaných vzduchem kolem severních eruptivních center, 6. úklony páskování pyroklastik, 7. předpokládaná pobřeží jezer v době hlavní vulkanické aktivity.



**Obr. 5.33.**

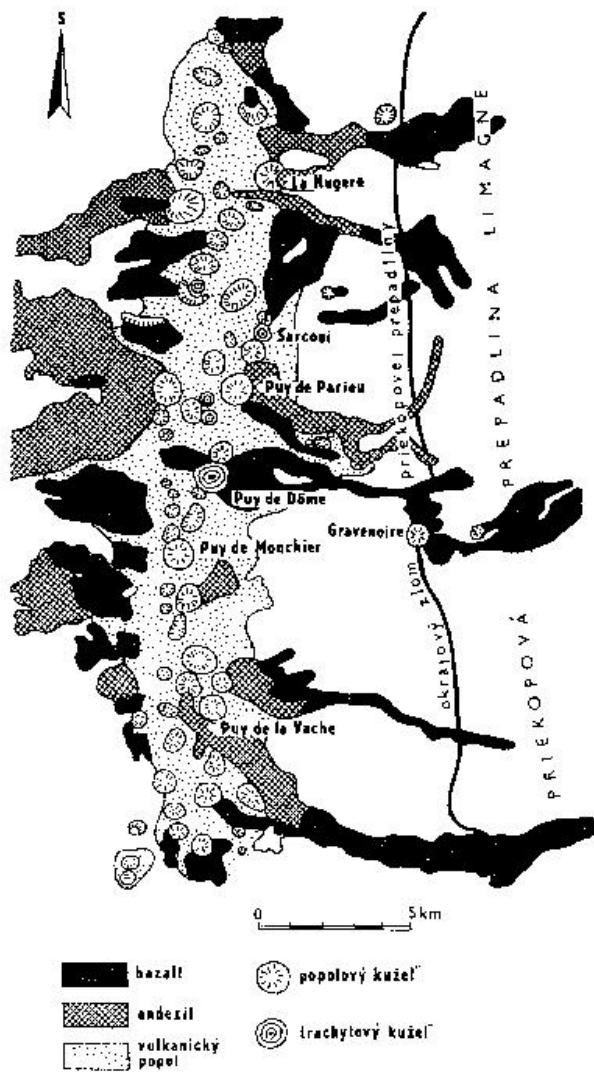
Výskyty těšinitové formace v subslezském příkrovu Vnějších Západních Karpat na severní Moravě a v Polsku.



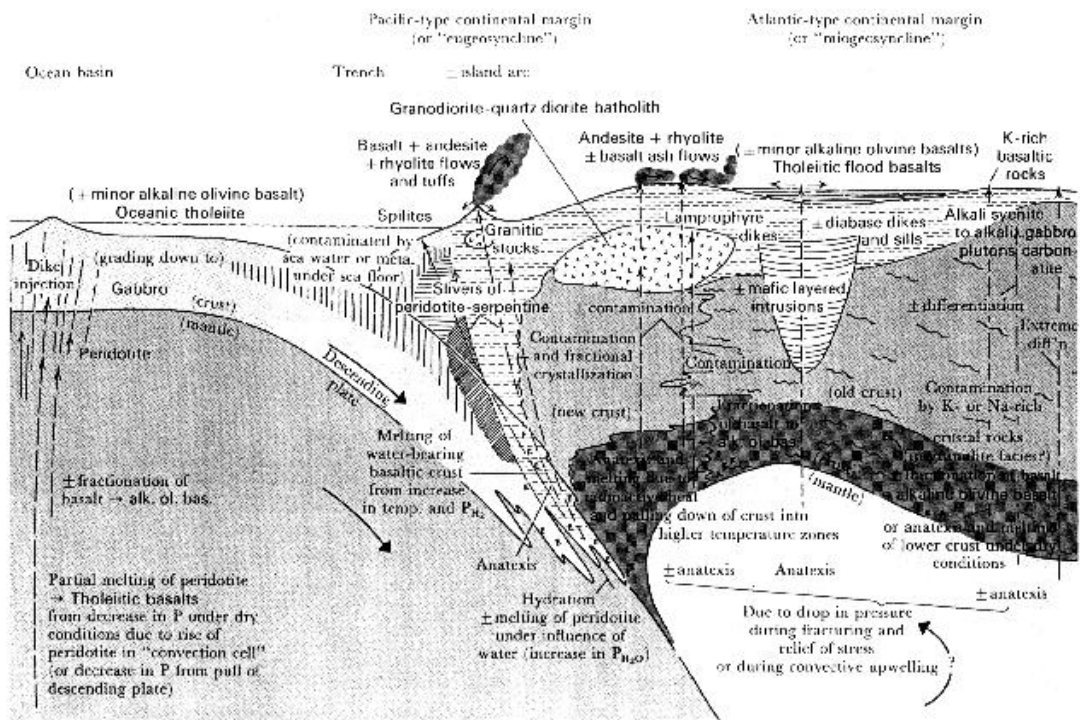
**Obr. 5.34.**

Alkalické vulkanity na jižním Slovensku (Konečný et al. 1995). Střední pliocén – pleistocén: 1. lávové proudy, 2. sopečné kužely, 3. aglomeráty, 4. lapilové tufy, 5. meary, 6. eruptivní centra různého původu; Ranný pliocén: 7. lávové proudy, 8. meary, 9 - 11. štěrky, písky a jíly, 12. vyzdvižené oblasti, 13. místní elevace, 14. směry lávových proudů, 15. státní hranice, 16. bazaltové horniny neurčené.

**Obr. 5.35.**  
Orbikulární tonalit,  
Muchov v Pošumaví. Foto  
V. Cílek.

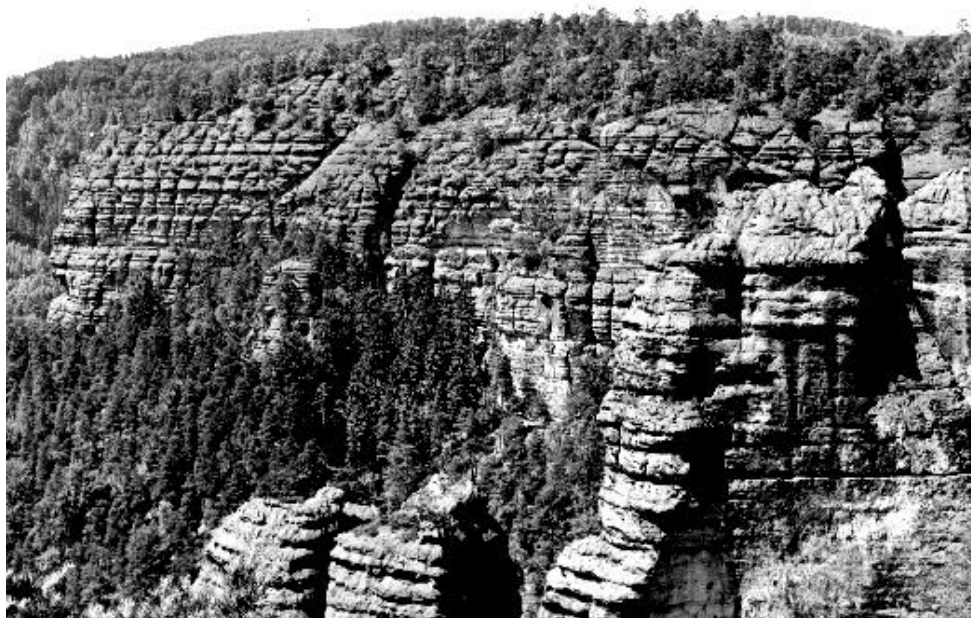


**Obr. 5.36.**  
Terciární vulkány Chaîne de Puis při tektonické  
zóně Limoque v jižní Francii (Hovorka 1994  
op. c.).



**Obr. 5.37.**  
Schéma různých způsobů vzniku vyvřelin v litosféře (Hall 1987).

## 6. Úvod do sedimentární petrografie a petrologie (sedimentologie)



*Vrstevnatost křídových pískovců. Děčínské skály v Národním parku Česko-saské Švýcarsko.  
Foto J. Svoboda.*

Petrologie sedimentárních hornin se zabývá procesy vedoucími ke vzniku usazených hornin na zemském povrchu. Na těchto procesech se podílí litosféra, hydrosféra, biosféra, atmosféra a v neposlední řadě i technosféra. Jde zejména o sled těchto procesů:

- zvětrávání a eroze, pouze tyto procesy se podílí na vzniku reziduálních hornin
- transport materiálu (sedimentace) v sedimentačním prostoru z transportujícího média
- diagenese (zpevnění) usazených hornin

Při všech těchto pochodech dochází k významné diferenciaci podle chemických a fyzikálních zákonů. I když všechny tyto změny nemusí mít jednotný trend, výsledkem je velmi výrazná chemická a fyzikální diferenciacie litosféry, která se projevuje i při recyklování těchto hmot v ostatních petrologických procesech (metamorfóze, anatexi, vzniku magmatu).

Z tohoto hlediska bývá určována zralost sedimentů. Ta je definována jako stadium ve vývoji klastických sedimentů směřujícím ke konečnému jednotnému sedimentu. Je výsledkem intenzity a trvání zvětrávacích pochodů ve zdrojové oblasti, délky transportu klastického materiálu a opakování sedimentačních procesů (resedimentace).

Rozlišujeme zralost strukturní, mineralogickou a chemickou. Strukturní zralost se projevuje nejprve nedostatkem pojiva a pak dokonalým zaoblením zrn. Mineralogická zralost je charakteristická přítomností nejstabilnějších složek, tj. nejzralejší sedimenty jsou tvořeny výhradně křemenem a stabilními těžkými minerály. Chemická zralost se projevuje vysokým obsahem stabilních oxidů, tj.  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$  a  $\text{K}_2\text{O}$ . Dobrým kritériem pro posouzení chemické zralosti je poměr  $\text{Al}_2\text{O}_3 / \text{Na}_2\text{O}$ , tj. nejstabilnějšího oxidu k nejméně stabilnímu. Sedimenty dělíme obvykle na nezralé, středně zralé a zralé. Typickým nezralým sedimentem je např. silně polymiktní droba, typickým zralým sedimentem křemenný pískovec.

## 6.1. Zvětrávání

Jako zvětrávání se označuje soubor procesů, jimiž se horniny svrchní části litosféry přizpůsobují podmínkám interakce litosféry, atmosféry, hydrosféry, biosféry a technosféry. Podílejí se na nich atmosféra zejména na souši, tj. klimatické podmínky, geologické endogenní (tektonika) i exogenní (činnost organismů a člověka) podmínky a hydrosféra. Ta se významně uplatňuje při podmořském zvětrávání, halmyrolýze.

*Mechanické zvětrávání* je způsobeno fyzikálními činiteli, hlavně tlakem a teplotou. Tlak vzniká zvětšováním objemu při krystalizaci ledu nebo novotvořených minerálů, zvětšováním objemu podzemních částí rostlin, působením vody (příboj, příliv, vodopády, obr. 6.4.) a činnost člověka (např. orba). Dochází při něm k rozrušování a rozduřování pevných hornin.

*Teplota:* K rozrušování hornin dochází také podle rozdílů v tepelných vlastnostech hornin a nerostů, které je tvoří: odlupování povrchových částí, roztahování skel, růst novotvořených minerálů o větším objemu. Kolísání teploty je výsledkem interference teplot různého původu: vnitřního tepla Země, tepla uvolňovaného při radioaktivním rozpadu, tepla uvolňovaného při exotermních reakcích životní činnosti bakterií a tepla slunečního záření.

*Chemické zvětrávání:* základní podmínkou je přítomnost vody, která ovlivňuje dva základní pochody:

- *hydrolyza*, při níž atmosférický vodík  $\text{H}^+$  reaguje s alkalickými zeminami, kaliem a natriem a také kalcium horninotvorných minerálů, které se tím rozkládají,
- *hydratace* (a dehydratace) při níž vodík s kyslíkem vytváří molekulu, která se ovšem při zvýšení teploty snadno vytěsňuje. Důsledkem hydratace je změna objemu, což způsobuje rozpad nebo naopak zpevnění zvětralin, vznik trhlin apod.
- Z dalších pochodů jsou nejdůležitější:
- *oxidace* vzdušným kyslíkem, uplatňující se např. při zvětrávání sulfidů. Dochází k destrukci minerálů obsahujících prvky, které se slučují s kyslíkem (Fe, Mn, U, V)
- *působení kyselin*, které jsou dvojího původu, jednak kyseliny produkované půdními organismy, jednak kyseliny humózní, vznikající při tlení a hnití organického materiálu. Kromě kyselin rostliny vytváří i další látky, zejména enzymy, které obsahují půdní minerály
- *iontová výměna*: v kyselém prostředí ion  $\text{H}^+$  vstupuje do jílových minerálů místo  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$  a  $\text{Mg}^{2+}$
- *činnost člověka*: výrazné změny procesů zvětrávání jsou způsobeny člověkem nepřímo okyselením atmosféry a kyselými dešti, případně dalšími zplodinami, zejména ve městech



- *podmořské zvětrávání* za spolupůsobení mořské vody se nazývá halmyrolýza. Vznikající minerály závisí i na hloubce, ku příkladu do hloubek kolem 700 m vzniká již z minerálů obsahujících železo a hořčík (hlavně s biotitem) glaukonit.

Při chemickém zvětrávání jsou horniny i horninotvorné minerály rozpouštěny. V obou případech jsou rozpouštěny nejprve nerovnosti, rohy a hrany a nakonec plochy. Vznikají tak v přírodě běžné zaoblené tvary. Podmínky jsou při tom opačné než při krystalizaci magmatu, takže Bowenovo schéma platí v obráceném sledu: při zvětrávání jsou nejstabilnější minerály, které vznikají za nejnižších teplot (křemen), nejdříve zvětrávají ty, které vznikly za teplot nejvyšších.

Vznik jílových minerálů a rozpouštění závisí na rozdílných podmínkách pH a rozdílném chování dvou hlavních složek hornin  $\text{SiO}_2$  a  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Rozpustnost  $\text{SiO}_2$  se zvyšujícím se pH zvyšuje, zatímco rozpustnost  $\text{Al}_2\text{O}_3$  je vysoká především při nízkých a vysokých hodnotách pH prostředí (obr. 6.1.). V podstatě tak vzniká podle intenzity chemického působení sled :

- mechanické (klastické) zvětrávání →
- kalcifikační sialitové zvětrávání (odnos Cl, S a alkalická reakce) →
- silikátová zvětrávání (kyselá reakce, odnos K, Na) →
- alitové zvětrávání, při němž jsou za spolupůsobení rostlin uvolňovány oxidy trojmocných kovů a křemen.

Podle podílu těchto procesů můžeme rozlišit dvě hlavní skupiny reziduálních hornin:

- a) horniny v nichž je do určité míry zachované chemické složení, včetně poměru izotopů (lze např. určovat i stáří izotopovými metodami), k nim patří např. vznik půd, eluvií, kamenných moří a zvětralinových pláštů vůbec
- b) horniny, jejichž chemické složení bylo podstatně změněno odnosem, např. laterity, červenozemě (terra rosa), reziduální hlíny a vznik krasu.

Z hlediska tvorby půd je důležitá rychlost jejich vzniku. Podle Kukala (1983) je průměrná rychlost tvorby půd ve středoevropském mírném pásu 1 - 2 cm/ 100let, na pevných horninách však to může trvat i desetitisíce let. To znamená, že u nás rychlost eroze je o řád vyšší než rychlost tvorby půd a že proto půdy zasluhují nejpřísnější ochranu a je nutné realizovat všechna opatření ke snížení jejich eroze.

Intenzita zvětrávání je funkce  $I_w = R, E_s, A+H, E_m, T$

$I_w$  - intenzita zvětrávání, R - složení a vlastnosti hornin,  $E_s$  - množství přijaté solární energie a klima, A - atmosféra, H - hydrosféra,  $E_m$  - energie tektonických a jiných pohybů, T - časová délka působení všech faktorů. Antropogenně ovlivněny jsou hlavně A a H. Vliv klimatu násobí agresivita vody, která je pro chemické zvětrávání (korozi) rozhodující, působí hydratačně a hydrolyticky a roste se změnou pH s obsahem solí v roztoku. Vznikají sádrovec, mirabilit, halit, nitrohalit, nitronatrit a při jejich růstu krystalické tlaky až  $10^2$  Kbar.

Česká norma (ČSN 72 1001) rozlišuje podle stupně zvětrávání:

- *zdravá hornina*, v níž žádný z minerálů není postižen zvětráváním,
- *navětralá hornina*, část minerálů byla postižena zvětráváním, přičemž zdravé se navzájem dotýkají,
- *zvětralá hornina*, většina minerálů byla ovlivněna zvětráváním a zdravé se navzájem nedotýkají,
- *rozložená hornina*, nabyla zvětráváním ráz zeminy.

## 6.2. Reziduální horniny

Při zvětrávání vznikají za starších hornin na místě reziduální horniny. Jsou to různě staré zvětrávací kůry. Podle geneze rozlišujeme rezidua klastická a chemogenní (cementační).

**Klastická rezidua** jsou tvořena odolnými úlomky hornin nebo odolnými vůči zvětrávání minerály původních hornin. Podle velikosti zrna rozlišujeme:

1. **Úlomkovitá rezidua**: kamenná též skalní moře (u nás vznikla v ledových dobách, v současnosti vznikají v arktických podmínkách). Reziduální brekcie v archaiku (Kanada, Norsko) se označují jako regolity. Podle tvaru se odlišují kamenné řeky a kamenné proudy (granitové na Šumavě, rulové na Sněžce, pískovcové v Broumovských stěnách, drobové u Domášova). Velikost částic nad 256 mm.

2. **Štěrková rezidua:** velikost částic 2 – 256 mm
3. **Písková rezidua:** velikost částic 0,062 – 2 mm
4. **Jílová rezidua:** velikost částic pod 0,062 mm

Nejdůležitější a nejrozšířenější reziduální horniny na zemském povrchu jsou půdy. Zabývá se jimi vědní obor pedologie (půdoznalství), jehož terminologické zásady jsou poněkud odlišné od petrologických. Rozlišuje se *půdní druh* určený zrnitostí (půdy písčité, jílovitohlinité, hlinité, jílovité), *půdní typ* je vývojové stadium půdy, závislejících na podmínkách zvětrávání a složení mateřské horniny (např. černozem, hnědozem, podzol, glej, rendzina bohatá CaCO<sub>2</sub> apod.). Soubor půdních horizontů vytváří *půdní profil* na svislém řezu kůrou.

#### **Chemogenní (cementační) rezidua**

Chemogenní rezidua vznikají převážně chemickým zvětráváním a s ním spojenými chemickými přeměnami původní horniny. Patří k nim:

1. **kaolin:** vzniká v teplém vlhkém klimatu převážně z kyselých vyvřelin, granitů, ryolitů nebo z hornin obdobného složení (z arkóz)
2. **montmorillonity a bentonity** vznikají z bazických vyvřelin a jejich tuřů
3. **laterity** vznikají ve velmi vlhkém a teplém klimatu ve velmi bazických půdách (pH 11), z nichž je odnášen křemen a většinou i hydroxidy železa. Jsou obohaceny o hliník a někdy i o železo.
4. **caliche** vzniká v polosuchém klimatu, obohacené o zvětraliny, karbonáty, zejména CaCO<sub>3</sub>

**Pouštní krusty** (durikrusty) se rozlišují podle složení: saltkrusty (zpevněné soli), gypkrusty (sádrovcem nebo anhydritem) a kalkkrusty jsou nejčastěji zpevněné CaCO<sub>3</sub>. V aridním klimatu vznikají hlavně saltkrusty, ostatní v teplém semiaridním. V teplém humidním klimatu vznikají ferikrusty, alkkrusty, silkrusty a v mírně humidním zvětrávané Fe kůry (křemže), železivce (speciální odrůdy železivců jsou tzv. bechyňské koule).

### **6.3. Eroze**

Eroze čili vymílání je rozrušující mechanický pochod na povrchu litosféry, způsobený pohybem vody, ledu a proudícího vzduchu (větru) a jimi unášenými částicemi. Hlavním projevem eroze je vymílání, koroze a obrušování, abraze. Voda způsobuje též erozi chemickou (např. vznik krasových jevů). Rozlišuje se normální eroze za neporušených přírodních podmínek a eroze abnormální, při níž nastává rychlý, někdy až katastrofický odnos půdní vrstvy, zpravidla způsobená člověkem (zemědělství, turistika, obr. 6.3.).

Příčinou eroze je tíže (kdyby pohyby zemské kůry neovlivňovaly reliéf, zastavil by se celkový odnos na souších na úrovni 250 m n.m.).

Eroze je úměrná proudící hmotě  $m$  a rychlosti  $v$ :

$$E = \frac{m \cdot v^2}{2}$$

*Vodní eroze* je způsobena deštěm (dešťová eroze), tekoucí vodou (eroze říční) nebo jezerní a mořskou vodou.

*Eroze glacigenní* je v podstatě typu exarace, brázdění, které převládá u vysokohorských ledovců kdy přetváří profil údolí, jimiž se sunou splazy, z původního typu V na typ U uzavřený kotlovitým závěrem, karem. Tak vznikly ku příkladu norské fjordy. U pevninských ledovců převládá odlamování (detrakce) a obrušování (deterze).

*Eroze větrná* zahrnuje deflací (větrný odnos) a větrnou korozi, t.j. obrušování větrem. Deflace v našich podmínkách nemá větší význam, zejména tam, kde je zachován rostlinný kryt. U nás se pohyblivé písky vyskytují v Polabí, jižních Čechách a na Moravě, kde byly v polovině 19. století vysázeny k jejich zpevnění borovicové lesy na území tzv. „Moravské Sahary“ mezi Strážnicí, Bzencem a Rohatcem. Dnes se tyto písky těží na místní výrobu bílých cihel. I tak se na cestách, silnicích a zoraných polích zvedá prach a je přenášen jinam, často na značnou vzdálenost. Saharský prach je např. běžně zanášen do našich zeměpisných šířek v závislosti na klimatických periodách zpravidla v třicetiletých intervalech, mohutné spráše v Číně vděčí za svůj vznik deflací z pouště Gobi.

*Eroze dešťová.* Dešťové kapky uvolňují z půdy částice různého průměru, které jsou na svazích odplavovány a nastává ronový splach, ron. Podle povahy deště, zemin a podle vlastností svahu nastává buď plošný splach nebo vymílání, čili eroze různého stupně - stružková, brázdová a stržová. Zvýšení acidity zesiluje účinky deště a vyplavování prvků z půd.

*Říční eroze* je svislá (vertikální) a boční (horizontální). Svislá eroze prohlubuje koryto, boční eroze působí horizontálně proti nárazovému břehu, který je podemílán a rozrušován.

Příkladem rozsahu říční eroze jsou změny koryta některých řek. Ku příkladu Žlutá řeka od 13. do 19. století několikrát změnila ústí, zpočátku ústila do moře asi o 700 km severněji, při katastrofických záplavách v roce 1889 přeložila ústí daleko k jihu a musela být po několika letech uměle přeložena do starého koryta. Berounka původně ústila do Vltavy přímo ve Zbraslavi a její dnešní ústí vzniklo za povodně v roce 1829.

K říční erozi patří i podzemní vyluhování (vznik krasu) a sufózní pohyby. Jako sufózní se označuje podzemní eroze vodou prosakující z povrchu a cirkulující v propustných horninách. Vznikají prohlubně podobné krasovým závrťům, ve spraších (Jičín, Hrubá Skála, Mnichovo Hradiště) v eluviu u Manětína a závrťové prohlubně na Sokolovsku ve stáredelských pískovcích. Labe odnáší z České kotliny ročně přes 900 000 tun pevného, většinou nerozpustného materiálu.

*Jezerní eroze:* Pobřeží jezer může být jednak akumulací se sedimentací říčního materiálu, jednak erozivní, výmolné, které je tvořeno nárazy jezerních vln. Ty podemílají břeh a vytváří se tzv. srub, příkrý sráz, pod nímž je nahromaděna drť z podemletých srázů, ta je omílána a současně abraduje podloží účinkem příboje. Z hlediska ochrany životního prostředí mají tyto jevy značný význam hlavně na pobřeží umělých nádrží, přehradních jezer a pod.

*Mořská eroze,* na styku moře s pevninou, je způsobována vlnobitím (nárazy vln hnaných větrem), přílivem a odlivem, mořskými proudy a tsunami. Síla těchto činitelů je obrovská. Vytváří se podemílaný srub a abrazi přibřežní skalní terasy.

Celková eroze je odhadována na 10 cm/1000 let, největší je v Asii, Africe a Severní Americe, nižší hodnoty má Evropa a Austrálie. V menších celcích jsou značné rozdíly, které závisí na vegetačním krytu, nadmořské výšce a stupni ovlivnění člověkem.

V Českém masívu zjistili Pačes a Moldan (1977) v lesních povodích erozi 8,5 - 12,3 mm/1000 let, v hospodářsky obdělávaných 38 - 130 mm/1000 let. V Tatrách dosahuje 86 - 95 mm a v Moravském krasu 25 mm za 1000 let. Asi ze 40 % se na ní podílí sesuvy a bahnotoky.

Přímá ztráta hmoty v našich podmínkách se odhaduje na 500 t.ha<sup>-1</sup>.rok<sup>-1</sup>. Rychlost eroze ovlivňují klimatické a hydrogeologické podmínky (např. srážky, teplota, sluneční svit, odpar, síla větru), územní poměry (tvar svahu, členitost, expozice), půdní poměry (druh a typ půdy, obsah humusu), biologické faktory (vegetační kryt, geologický stav půdy) a hospodářsko-technické faktory, například užívání a obhospodařování půdy, meliorační zásahy, výstavba komunikací a podobně. Zásahy člověka mají čím dále tím větší význam, jen ve 20. století se zvýšily nejméně 3x a lidské ovlivnění tak překrývá všechny ostatní vlivy.

## 6.4. Transport zvětralinového materiálu

Na přenášení materiálu v zóně zvětrávání se podílí fyzikální a chemické faktory hydrosféry, atmosféry, biosféry a technosféry. Rozlišujeme:

- *gravitační transport*, k němuž patří na souši říční skal, sesuvy, mikrometeority a pod vodou bahnotoky a turbiditní proudy, v kůře pak diapiry, zejména solné (obr. 6.10.)
- *transport atmosférou* je dvojitý. Materiál je přenášen jako úlomky (váté písky, sopečné vyvřeliny, obr. 6.6.), nebo v plynném stavu. Vzduchem migrují prvky uvolněné při sopečných výbuších z magmatu (vodní pára, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, kovy ve formě fluoridů), z fumarol (sloučeniny síry), z vrtů (CO<sub>2</sub>, He, metan) a také z energetických (uhelné a geotermální elektrárny) a průmyslových zdrojů (aerosoly těžkých kovů, CO<sub>2</sub>)
- *transport vodou* probíhá:
  - a) ve formě úlomků minerálů nebo hornin buď přímo ve vodním prostředí nebo pohybem po dně (rozlišuje se vlečení, válení a kutálení). Při tom dochází k diferenciaci podle velikosti a podle měrné váhy a k opracování podle fyzikálních vlastností úlomků
  - b) ve formě roztoků buď pravých (karbonáty, sulfáty, chloridy, komplexní sloučeniny jako hydrokarbonáty, bisulfidy apod.), jako koloidní roztoky (ovlivněny elektrolyty, proto jen v říční vodě) nebo gely (v mořské vodě) nebo jako suspenze (např. SiO<sub>2</sub>, humáty železa a manganu)

- *transport ledem* – vznikají netříděné sedimenty tvořící morény, tzv. till. I v tomto případě však dochází k určitému třídění a diferenciaci (obr. 6.5.)
- *transport činností organismů*: k přenosu látek dochází migrací organismů z prostředí kde žijí (biomasou), biologickými procesy (např. redukce sirovodíku anaerobními bakteriemi, diferenciacie izotopů síry, přenos Fe-bakteriemi) a hlavně koncentrací prvků po smrti organismů. Vznikají tak významné skupiny hornin, kaustobiolity, karbonáty (koncentrace hlavně uhlíku), silicity, sulfáty apod.
- *transport činností člověka*: souvisí především s industriální činností člověka, s těžbou a s dopravními a vodními stavbami, výstavbou měst apod. Jeho rozsah a rychlost přesahuje často přírodní procesy. V celé ČR se podle kvalifikovaných odhadů přemístí až 3 miliardy tun zeminy ročně (to je 10 Řípů) a na celém světě více než 100 miliard tun.

V parametrech transportu jsou velké rozdíly. Délka transportu může být nepatrná, v milimetrech, ale i tisíce kilometrů. Transport sopečného popela atmosférou může způsobit po větším výbuchu pokles teploty v důsledku zastínění na celé zeměkouli, ledovcové (eratické) balvany jsou zaneseny až na severní Moravu ze Skandinávie, vltaviny z jižních Čech se Vltavou a Labem dostaly až do Drážďan. Také v množství jsou zásadní rozdíly. Např. Labe unáší 50 mg/l minerálních částic, Žlutá řeka až 500 mg/l.

Podíl jednotlivých způsobů transportu: až 89 % řekami, 7 % ledovci, 0,2 % atmosférou, zatímco podíl organismů a člověka je málo znám.

## 6.5. Usazování (sedimentace)

Základní příčinou usazování je převis gravitační síly nad energií pohybu (snížení rychlosti proudu, větru, ochlazení média, rozpouštění ledu). Rychlost usazování je velmi rozdílná. Ku příkladu v Černém moři se usadí v některých místech 24 cm za 100 let, v jiných vůbec nic. Závísí to na tektonickém režimu: v oceánském prostředí v průměru 1 mm za rok, nejrychlejší v orogenním stádiu a pak rychlost sedimentace klesá v postorogenním a platformním stádiu. Kromě tektonického faktoru ovlivňují sedimentaci i morfologie pánve, klima (tepelná energie Slunce) a místní prostředí (např. délka transportu, vzdálenost pobřeží, hloubka, pH a eH). V důsledku změn těchto faktorů vzniká charakteristická zonálnost sedimentů a dochází k sedimentární diferenciaci. Ta je dána fyzikálními podmínkami (diferenciacie podle velikosti částic, podle měrné hustoty) nebo chemickými podmínkami (diferenciacie podle rozpustnosti), které ovšem závisí na změnách teploty, pH a eH. Diferenciacie se projevuje v sedimentárních formacích jednak v prostoru, jednak v čase. Vývoj v prostoru je nejčastěji vyznačen „ubýváním“ mocnosti směrem k centru pánve, „ubýváním“ velikosti zrna, změnami v chemizmu (charakteristická je ku příkladu zonálnost Fe---Mn---P směrem k centru pánve), změnami facií sedimentů. Vývoj v čase je charakterizován zvyšováním zralosti, „ubýváním“ velikosti zrna a zvyšováním významu nevratných změn (třídění, změny způsobené úlohou živočichů a změnami způsobenými člověkem).

Jako *facie* se označuje souhrn vlastností sedimentů, vyplývajících z podmínek usazování (rázu sedimentačního prostředí).

*Formace* je paragenetický svazek facií (např. geosynklinální, uhelná, tabulová). Příkladem změny facie může být zjemňování plážových uloženin směrem od pobřeží. Její umístění v prostoru a čase se může měnit: při stoupání hladiny se mění místo ukládání stejných frakcí směrem k pevnině, při poklesu (regresi) směrem do centra pánve. Facie a formace se znázorňují ve faciálních mapách, specializovaných, např. tektofaciálních, litofaciálních či biofaciálních.

### *Prostředí sedimentace*

Soubor geologických, klimatických a biologických podmínek ukládání sedimentů charakterizuje jednotlivá prostředí sedimentace.

#### 1. *Kontinentální prostředí:*

##### *Suchozemské:*

- zvětralinové v mírném pásu, kombinace fyzikálního a chemického zvětrávání a eroze horské
- glaciální: nános morény nebo výplavové uloženiny materiálu vynášeného z ledovce tavnou vodou
- pouštní: málo vody, většinou malá mocnost. Podle složení rozlišujeme pouště skalní a kamenité (Ahagar), písečné (Gobi), tvořené aluviálními uloženinami (šterkové sedimenty,

výplně sníženin a aluviální kužely), tvořené jezerními uloženinami, pouště tvořené sprašemi, pouště s různými aluviálními povrchy a pouště s durikrustou (saltkrusta, gypkrusta, kalkkrusta).

- přímořské roviny
- aluviální plošiny

*Vodní:*

- říční, sladkovodní prostředí, převážně štěrkové uloženiny v údolních nivách řek
- jezerní
- bažinné – často redukční, kyselé vody, typické jsou kaustobiolity (rašelina, uhlí) a bahenní železné rudy

## 2. *Přechodná prostředí:*

- deltové při ústí řek do moře, nejčastěji vějířovitý tvar ukládaného materiálu
- lagunové prostředí je odděleno písčným valem od vlastního moře. Vzniká zpravidla uvnitř atolových ostrovů nebo v kráterech podmořských sopek
- fjordy
- litorální (příbřežní) v dosahu odlivu a přílivu
- útesové

## 3. *Mořské prostředí:*

- šelfové (neritické) vznikají na šelfech do hloubky 200 m
- vnitrokontinentálních moří
- kontinentálního svahu
- bathyální v hloubkách 200 – 3 000 m s příměsí říčního materiálu: rudý jíl, modré a zelené bahno, korálové bahno, písky
- abysální (pelagické) hlubší než 3000 m, vysoký tlak vody a nízká teplota. Vznikají hleny (bahna) vápnité (globigerinový hlen), nebo křemité (diatomový a radiolaritový hlen). Obsahují složky biogenní (řasy), terigenní (křemen, slídy, drop stones), autigenní (sulfidy, fosfáty, chloridy, přinášené podmořskými prameny), vulkanogenní (sklo) a kosmogenní (mikrometeority)
- hlubokomořských příkopů

## 6.6. Principy systému sedimentárních hornin

Systém sedimentárních hornin je založen na stupni geochemické diference (Mason 1952), na čistě genetickém základě nebo s využitím tradičních termínů na kombinaci obou principů, takže se prolínají kritéria celkového i minerálního složení s kritérii genetickými.

Podle stupně geochemické diference je možné sedimentární horniny rozlišit na:

1. **rezistáty**, obohacené o minerály tvořící odolné zbytky. Patří k nim hlavně pískovce. Charakteristické je obohacení o těžké minerály (zinek, rutil, magnetit, ilmenit, kovy Au, Pt, Sn).
2. **hydrolyzáty** – akumulace produktů chemického rozkladu. Usazeniny tvořené hlavně jílovými minerály s prvky středního iontového poloměru a prvky absorbovanými na koloidní částice (kalium).
3. **oxidáty** obsahující zvýšený obsah železa (manganu a fosforu) ve formě oxidů.
4. **karbonáty** hlavně Ca (vápence) a Mg (dolomity) za účasti organismů nebo i jen chemicky.
5. **evaporáty**: báze, které zůstanou v roztoku se ukládají zpravidla při odpařování: z roztoku se sráží nejprve karbonáty (kalcit, dolomit), sulfáty Ca (anhydrit, sádrovec) a nakonec když se koncentrace zvýší asi desetinásobně halit a další soli.

Podle geneze se rozlišují:

Název	Definice	Mechanismus sedimentace	Prostředí	Hlavní diagnostické znaky
<b>Gravity (debrity)</b>	Sled sedimentů usazených převážně jakýmkoli gravitačními proudy	Sedimentace z gravitačních proudů se střídá s pomalou sedimentací ze suspenze	Obvykle hlubší pánve	
<b>Homogenity</b>	Homogenní vrstvy sedimentů uložené jediným sedimentačním pochodem	Uložení gravitačním proudem vyvolaným tsunami	Hlubší deprese	Homogenní vrstva vápenatého kalu ostře oddělená od podloží a nadloží
<b>Inundity</b>	Sledy sedimentů, usazení vlivem střídání povodňového a normálního stavu řek	Povodně zanášejí do pánve hrubší detrit	Menší hloubky, v okruhu vlivu ústí řek	Pozvolné přechody mezi vrstvami hrubozrnnějších sedimentů, diaturbace
<b>Konturity</b>	Sledy sedimentů uložené nebo přepracované konturovými proudy	Uložení konturovými proudy nebo přepracování původních turbiditů	Nejčastější hloubky 1000-3000 m, pevninské úpatí	Malá mocnost vrstev, dobře vytříděné jemnozrnné pískovce, laminy těžkých minerálů
<b>Periodity</b>	Rytmičticky se střídající druhy sedimentů, vertikální změny vázány na stejné časové úseky	Střídání podmíněno pravidelnými oscilacemi klimatu	Mělké moře i hluboké pánve s pravidelnou pomalejší sedimentací	Pravidelnost ve střídání sedimentů
<b>Tempestity</b>	Sledy sedimentů uložené pod vlivem anomálních katastrofických událostí jako hurikánů	Zvířené masy sedimentů, uložení suspenze na místě nebo níže po svahu	Nejčastěji v hloubkách 30-100 m	Hřbítkové zvrstvení, ostrá spodní hranice vrstev pískovců, bioturbovaná svrchní část
<b>Tidality</b>	Sedimentární sledy tvořící se v okruhu působnosti přílivového a odlivového proudu	Působení výčasových proudů, periodické vysychání dna	Přílivová plošina, supralitorál, litorál i sublitorál	Mázdřité zvrstvení, protisměrné šikmé zvrstvení, jílovité útržky
<b>Turbidity</b>	Sled sedimentů usazených převážně turbidními proudy	Sedimentace z turbidních proudů se střídá s pomalou sedimentací ze suspenze	Většinou hlubší pánve, pevninské úpatí i abysální rovina, někdy i mělké pánve i jezera	Gradace, ostrá spodní hranice, Boumova sekvence

*Eolianity* - zpevněné eolické sedimenty

*Mixity* - míšení materiálu různé velikosti

*Olistostromy* - akumulace zvláště velkých klastů (olistolitů) na úpatí morfologických stupňů

V běžně používaném systému se rozlišují:

**1. Klastické sedimenty**, které jsou tvořeny převážně úlomky hornin a minerály přinesenými ze snosových oblastí. Dělí se podle složení, podle velikosti částic nebo podle původu. Podle složení se rozlišují klastické horniny a vulkanoklastické, tvořené vulkanickými vyvrženinami.

## Rozdělení klastických sedimentů podle převládající velikosti částic

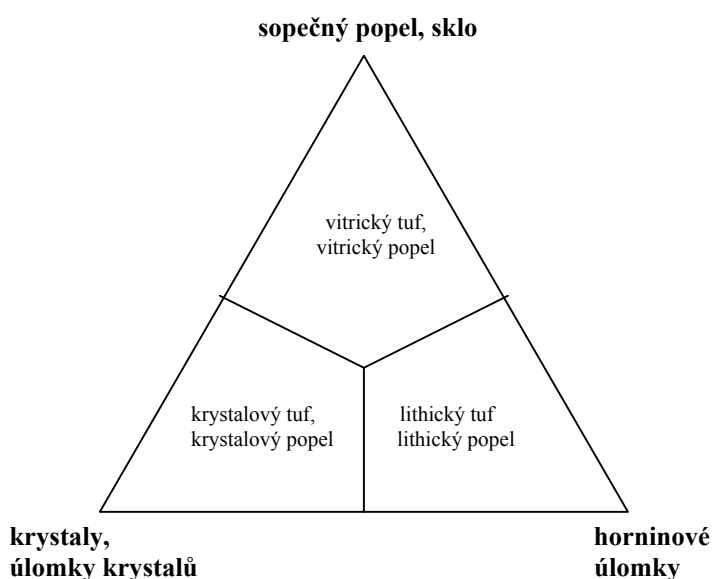
Velikost částic	Petrografické označení			Vulkanoklastika		Vápence	Reziduální horniny	
	latinské	řecké	české					
nad 256 mm	pselit	rudit	šterk	balvanitý	vulkanické balvany a bloky, blokové a balvanové tufy,	kalciurdit	úločková rezidua	
64-256				hrubozrný				vulkanické kameny a aglomerátové tufy
8-64				střednozrný				lapilli, lapiltové tufy
2-8				drobnozrný				lapilli, lapiltové tufy
1-2 mm	psamit	arenit	písek	velmi hrubozrný	pískový tuf, vulkanický písek	kalciorenit	písková rezidua	
0,5-1				hrubozrný				
0,25-0,5				střednozrný				
0,125-0,25				jemnozrný				
0,062-0,125				velmi jemnozrný				
0,004-0,062	alenit	lutit	prach		vulkanický popel, popelový tuf, sopečný prach	kalciutit	jílová rezidua	
> 0,004	pelit			jíl				velmi jemný vulkanický popel, sopečný jíl

Podle původu se rozlišují:

- **šterky:** bazální (při transgresi), říční (výplň koryt, obr. 6.6.), mořské (plážové), glaciální (till, velmi málo vytříděný), glaci-fluviální (výplachové z ledovců), kamenité sutě (osypy) s ostrohrannými úlomky v horských oblastech.
- **písek:** nejdůležitější, tvoří asi 25 % všech sedimentů. Podle transportu jsou říční, jezerní, mořské (plážové), glaci-fluviální, váté. Podle složení jsou monomiktní (tvořené jen křemenem), oligomiktní (tvořené dvěma hlavními minerály) a polymiktní, tvořené více minerály. Toto dělení má význam jednak z hlediska využití (slévárenské, sklářské písky), jednak z hlediska stupně zralosti (výrazný projev diferenciaci při sedimentaci). Příměsi jsou koncentrovány často ve zvýšeném množství v těžkých minerálech (zlato, zirkon, ilmenit, sillimanit, andaluzit, granát, platinoidy, diamanty).
- **prach** (aleurit) tvořící hlavně váté sedimenty – spraše. Přebytek kalcia se projevuje vznikem cívčarů (tj. vápnitých konkrecí).
- **jíly** se dělí podle převládajícího jílového minerálu. Rozlišují se jíly zrnitostní (fyzikální) a pouze jílovými materiály tvořené jíly mineralogické. Podle složení jsou nejčastější:
  - *kaolinitové jíly* - přeplavením reziduální horniny – kaolinu
  - *montmorillonitové jíly* - přeplavením reziduálních bentonitů
  - *illitové jíly* - mají zpravidla příměs ostatních jílových minerálů. Časté jsou akumulace železa, hliníku či titanu. Terciální jíly v okolí Mostu a Bíliny obsahují až 15% TiO<sub>2</sub> a 30% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>.
- **vulkanoklastika (tefra)** jsou tvořena vulkanickými usazeninami, které se dělí jednak podle složení (ryolitová, bazaltová, andezitová apod. tefra), jednak také podle zrnitosti, jak je uvedeno v tabulce.

Vulkanické (pyroklastické) horniny podle ČSN 12670

Průměrná velikost klastů v mm	Pyroklasty	Tufity (smíšený pyroklastický a epiklastický materiál)	Epiklasty (vulkanického nebo jiného původu)
64	sopečný aglomerát, aglutinát, pyroklastická brekcie.	tufitický slepenec, tufitická brekcie	slepenec, brekcie
2	lapillový tuf		
1/16	popelový tuf hrubý	tufitický pískovec	pískovec (s tufovou příměsí)
1/256	popelový tuf jemný	tufitický prachovec	prachovec (s tuf. příměsí)
		tufitický jílovec, tufitická břidlice	jílovec, břidlice
Množství pyroklastického materiálu	75 až 100 %	25 až 75 %	0 až 25 %



## 2. Neklastické sedimenty

*Karbonátové sedimenty* jsou tvořeny převážně  $\text{CaCO}_3$ , aragonitem, kalcitem nebo  $\text{Mg}$ ,  $\text{Ca}$ ,  $\text{CO}_2$ . Materiál je zčásti klastický, převážně biogenního původu, zčásti chemicky vysrážený.

Rozlišujeme *karbonátové horniny mořské*, které vznikají:

- nashromážděním schránek a koster živočichů (zoogenní) nebo rostlin (fytogenní)
- chemickým vysrážením karbonátů působením rostlin
- přímým chemickým vysrážením v důsledku změny podmínek (např. při podmořských sopečných erupcích nebo při podmořských vývěrech), často s oolity
- stmelěním úlomků starších karbonátových hornin (intraklasty)

*karbonátové horniny kontinentální:*

- travertin - vysrážením z horkých pramenů (též vřídlovec a hrachovec)
- jezerní křída – vysrážením ze stojatých vod
- pěnovec – vysrážením na potocích



Klasifikace vápenců podle ČSN EN 12670.

obsah alochemických součástí v obj. %		více než 10 % alochemických součástí		méně než 10 % alochemických součástí			
		převládá sparitový kalcit	převládá mikritová základní hmota	1 – 10 % alochemických součástí	Méně než 1 % alochemických součástí		
více než 25 % intraklastů		intrasparitový vápeneč	intramikritový vápeneč	mikritový vápeneč s intraklasty	Mikritový vápeneč	biohermový vápeneč	
méně než 25 % intraklastů	více než 25 % ooidů	oosparitový vápeneč	oomikritový vápeneč	Mikritový vápeneč s ooidy		Mikritový vápeneč	biolithit
	méně než 25 % ooidů	>3:1	biosparinový vápeneč	Biomikritový vápeneč	Fosiliferní mikritový vápeneč		
		3:1 až 1:3	biopelsparinový vápeneč	Biopelmikritový vápeneč			
< 1:3	pelsparinový vápeneč	pelmikritový vápeneč	peletový vápeneč	dismikritový vápeneč			

**3. Chemogenní sedimenty**, tvořené převážně vysrážením z roztoků. Podle složení rozlišujeme:

- Ality** - přemístěné laterity. Mají podstatný obsah hydroxidů alumina (böhmit, diaspor, gibbsit a kaolinit, goethit, hematit). Častý je vysoký obsah železa a niklu,
- Manganolity** jsou tvořeny oxidy manganu (pyroluzit, psilomelan, hydroxidy (manganit) a karbonáty (oligonit). Mangan podle redoxpotenciálu může být v oxidované formě  $Mn^{4+}$ . Manganolity vznikají v současných mořích (tzv. manganové konkrece, obsahující významnou příměs dalších kovů (Fe, V). Obdobné, ale menší jsou konkrece jezerní vysrážené v periglaciálních podmínkách (obr. 6.8.).
- Ferolity** jsou tvořeny minerály železa oxidy (magnetit), hydroxidy (limonit, hematit, goethit), silikáty (chamozit, thuringit, glaukonit), karbonáty (siderit) a sulfidy (pyrit, markazit, melnikovit). Vznikají jednak vysrážením z vody v jezerech a mořích (železo pochází ze zvětralin z pevniny nebo z podmořského zvětrávání – halmyrolyzy). Typické jsou ooidy a fosfátové konkrece., jednak z podmořské vulkanické aktivity (typ Lahn-Dill). Podle minerálů se rozlišují:
  - ferolity hydroxidů a oxidů železa. V ordoviku barrandienu vznikaly v mělkovodních podmínkách při podmořském bazickém vulkanismu. Označují se lokálními názvy jako skleněnka nebo lotrinská mineta.
  - ferolity sideritové v souvislých polohách s příměsí jílu (barrandien) nebo jako čočky v beskydské křídě (tzv. pelosiderity)
  - ferolity jaspilitové, vznikaly v důsledku odlišných podmínek (hlavně atmosférických) v prekambriických formacích. Střídají se v nich vrstvičky hematitu a magnetitu s vrstvičkami křemene (tzv. formace BIF).
- Fosfority** obsahují zvýšený obsah fosforu zpravidla ve formě apatitu. Vznik:
  - vysrážením z mořské vody: v hlubinné studené vodě může být rozpuštěno až 3x více fosforu než v teplé vodě šelfů, kde se za pomoci bakterií vysráží buď jako konkrece nebo i souvislé polohy
  - akumulací guána (ptačího trusu, zejména v jeskyních).
  - vyuhováním do podložních sedimentů z ploch různého původu.
- Silicity** jsou tvořeny převážně minerály  $SiO_2$  (křemen, cristobalit, chalcedon, opál). Vznikají:
  - nahromaděním schránek a jiných částí živočichů a rostlin (organogenní) rozsivek (diatomity, křemelina), radiolarií (radiolarity) nebo hub (spongility), smíšené (např. spongodiatomity)
  - chemicky vysrážené: z horkých roztoků - geýzírů a stiriolit (z vodních kapek rozstříkovaných kolem geýzírů), jaspilit vysrážený z podmořských horkých pramenů tzv. kuřáků (černé břidlice), ze studených vod se vysráží limnokvarcit
  - vzniklé z relativního přebytku  $SiO_2$  při diagenézi: rohovec (hornstone, flint, chert) tvořící hlízy a čočky nejčastěji v karbonátech
  - neurčitého původu jsou siliciem bohaté horniny, v nichž jsou jak radiolarie tak i známky vysrážení při vulkanické činnosti (souvislost se spility): buližníky (s radiolariemi), menilitové rohovce (s radiolariemi a diatomaceami).

- f) **Evapority** vznikají chemickým vysrážením při odpařování mořské nebo jezerní vody a mají zákonitý sled:
1. fáze: vypadává dolomit a aragonit
  2. fáze: vypadávají sulfáty vápníku (anhydrit, sádrovec) při koncentraci zvýšené 3,35x.
  3. fáze: vypadává halit (koncentrace zvýšená 10 - 60 **×**) – hornina je označována jako sůl kamenná (obr. 6.12.).
  4. vypadávají chloridy a sulfáty K, Mg (sylvín, karnalit) při koncentraci 60x více než v původní mořské vodě
- Podle složení vody mohou se vysrážet při odpařování i další evapority:
- Glauberova sůl  $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
  - natrit  $\text{Na}_2\text{CO}_3$
  - chilský ledek (dusičnan sodný  $\text{Na}_2\text{NO}_3$ )
  - síra – chemickou redukcí síranů bakteriemi

**4. Kaustobiolity** jsou usazeniny tvořené organickými sloučeninami, které vznikají z rostlin (fytogetti) – humózní či uhelná řada, nebo ze živočichů (zoogenni) – bituminózní (živočišná řada).

#### Řada uhelná

Nahromadění uhlíku závislé na rozšíření rostlin v určitých geologických obdobích (karbon, terciér) a na vodním režimu. **Rašeliny** vznikají v místech rozšíření mechu rašeliníku za přínosu spodní vody buď jako vrchovištní (s výrazným klenutím v centrální části, většinou v horských podmínkách – Krušné Hory), nebo jako slatinná (jižní Čechy). Z bílkovin vzniká kvašením hnilokal (sapropel), zpevněný sapropel je **sapropelit**. Sapropelity s jílovou příměsí jsou hořlavé břidlice.

**Hnědé uhlí** má vyšší obsah uhlíku, vzniká v redukčním prostředí. Je-li tvořeno listy, pletivem apod. označuje se jako liptobiotit, jsou-li materiálem cévné rostliny jde o humit. Takové hnědé uhlí se označuje jako **lignit**. Hnědé uhlí vzniklo hlavně ze smrků.

**Černé uhlí** má vysoký obsah uhlíku, odlišné stopové prvky, protože vzniklo z pralesů obrovitých přesliček a plavuní, většinou v periglaciálním klimatu.

Při zvýšeném prouhelnění a zpevnění vzniká z černého uhlí **antracit**. Dalšími odrůdami jsou svíčková uhlí (kenel), která vznikla z akumulací spór, boghed z řas a šungit, nejstarší známé uhlí z proterozoika baltického štítu. Z jantaru vzniká **kukersit**.

#### Řada bituminózní

Bituminózní řadu tvoří živice, které vznikly převážně ze živočichů. Nelze vyloučit anorganický původ některých živců (např. jako relikty metanového obalu Země, který existoval v ranných stádiích jejího vývoje), ale organický původ je doložen např. při ústí Orinoka, kde vznikají bitumeny z organického materiálu přinášeného řekou v mělkém silně protepleném moři.

Rozlišují se živice:

- a) plynné – **zemní plyn**
- b) kapalné – **ropa**. Ropa je směs kapalných, plynných a pevných uhlovodíků. Velmi lehká ropa je bohatá těkavými uhlovodíky (benzinem), v lehké ropě převládají parafinové uhlovodíky, v těžké naftenické a ve velmi těžké aromatické uhlovodíky.
- c) pevné – **zemní vosk, ozokerit, asfalt a pevný asfaltit**

### 6.7. Diagenéza (zpevňování, litifikace)

Po uložení sedimentů může dojít k jejich zpevnění, litifikaci. Ta většinou nezáleží na stáří (známý je tzv. petrohradský modrý jíln nezpevněný, kambrického stáří), ale hlavně na hloubce ponoření, tedy na sloupci hornin, jímž byly sedimenty během vývoje zatíženy. Vliv ovšem mají i vlastnosti těchto hornin (měrná hmotnost, obsah vody, složení rozpuštěných látek).

K hlavním procesům, které vedou k litifikaci patří:

- **Kompakce či slehnutí**. Ta se projevuje změnou mocnosti (snížením) horninového sledu, vytlačněním vody a dalších těkavých látek z pórů působením tlaku nadloží (zatěžkávací tlak a přestavbou struktury). Výsledkem je změna objemu. U kaustobiolitů se může zmenšit objem až na 1/10 původního, pórovitost hornin z původních až 40 % klesá na polovinu, obdobně se snižuje

obsah vody. Ten však působí proti snižování pórovitosti, která je proto zpravidla větší, než by odpovídalo předpokladům (koeficientu kompakce, obr. 6.7.).

- *Cementace* či *stmelení* minerálů hornin a jejich rozpouštění převážně látkami z primárních či sekundárních roztoků. Dochází k rozpouštění méně stabilních klastických minerálů a jejich zatlačování minerály novotvořenými. Významnou roli hraje tlak (Sorbyho princip). K novotvořeným minerálům patří nejčastěji karbonáty, křemen, kaolinit, méně často muskovit, glaukonit a alkalické živce, anhydrit a baryt. Stupeň zachování organické hmoty závisí na redox potenciálu prostředí: v oxidačním probíhá likvidace organické hmoty, vesměs za spoluúčasti bakterií, v redukčním zůstává tato hmota zachována.
- *Neomorfismus* (*novotvoření, autigenese*). Kromě vytváření tmelu a dehydratace dochází při diagenезi ke změnám modifikace, přímé krystalizaci, rozpouštění a k metasomatickým přeměnám minerálů. Změny modifikace zahrnují přeměnu amorfních minerálů na krystalické formy (např. limonitu na goethit, opálu na křemen). Melnikovit či markazit se mění na pyrit, tedy změna krystaličnosti, změna krystalinity (tj. stupeň uspořádání mřížky např. illitu, křemene, vzniku grafitu). Rozpouštěny podle povahy cirkulujících roztoků mohou být nejrůznější minerály sedimentů. Ku příkladu na sedimentárních ložiscích uranu v české křídové pánvi byly natolik extrémní podmínky, že se rozpouštěl i tak stabilní minerál jakým je zirkon.

Z metasomatických změn jsou při diagenезi nejčastější dolomitizace v karbonátech, silifikace v lutitech, fosfatizace, sideritizace. Látková migrace se uplatňuje i při fosilizaci zkamenělin, která je významnou součástí litifikačních procesů.

Uvedené přeměny pokud probíhají do zpevnění se označují jako diagenese, po zpevnění epigenese a při zásahu energie zvenčí (směrný tlak, přínos tepla výstupem izoterm) jde již o metamorfózu. Podle vztahu teploty a tlaku probíhají reakce vzniku nových minerálů za různých podmínek, které jsou považovány za již metamorfní. V jednotlivých případech vzniká změnou krystalinity muskovit z illitu dříve než vznikne krystalický grafit, jindy později, jindy tyto reakce předchází vznik albitu. Přesnou obecnou hranici diagenese a metamorfózy proto nelze určit.

Speciálním případem diagenese je *prouhelnění* (karbonifikace), zrání ropy (obr. 6.14.) akumulací organických látek. Že jde skutečně o druh diagenese svědčí tzv. Hiltovo pravidlo: „Čím hlouběji je uložena sloj, tím silnější je prouhelnění tlakem nadloží“. Postup prouhelnění se zpravidla dělí na několik stádií, které jsou však samostatné, vzhledem k tomu, že jsou závislé i na výchozím materiálu (obr. 6.15.):

#### *Stádium tlení, trouchnivění a hnití*

*Stádium rašelinnění* při němž bílkoviny kvasí na hnilokal (sapropel). Důležitými podmínkami jsou tlak nadloží, teplota a dostatek vody

*Stádium hnědouhelné* probíhá v redukčním prostředí a je charakterizováno relativním zvyšováním obsahu uhlíku v důsledku ochuzení o kyslík a vodík

*Stádium černého uhlí* s dalším zvýšením obsahu uhlíku.

V dalších stádiích se podílejí metamorfní podmínky. Vzniká antracit a grafit, tvořený čistým uhlíkem. Zatím není jasné, zda i v podmínkách litosféry vzniká nejvyšší stádium – diamant, spíše však jde o proces probíhající v přírodě jen v plášti.

Při prouhelnění dochází v organických akumulacích ke vzniku huminových kyselin. Klesá obsah vody, kyslíku a dusíku (uvolňovaných z uhlovodíku) a proto se zvyšuje podíl uhlíku. Výrazná je frakcionace izotopů H, C, N, O, S, při čemž se lehčí izotopy výrazně koncentrují. Např. poměr  $^{12}\text{C}/^{13}\text{C}$  se proti atmosférickému poměru zvyšuje o 1 – 2 % a opakováním může dosáhnout až 90 %.

#### *Stopové prvky v kaustobiolitech jsou různého původu:*

A. Nahromadění prvků jako výsledek životní činnosti rostlin a zčásti i živočichů: C, N, S, Fe, V, I, Ca, Mg, Al, Sn, Co

B. Akumulace v procesu prouhelňování:

- a) mechanicky - nerosty a horninové úlomky zachycené při vzniku uhlí, v podstatě horninotvorné prvky: Si, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, K a další
- b) chemicky inkorporované do organických sloučenin: Ge, U, V, Be atd. nebo vysrážené jako sulfidy: Fe, Cu, Zn, Pb, As a další, či redukcí jako Ag.
- c) fyzikální sorpci: U, Th, Ge, V

Podle vazby na minerální látky v uhlí jsou vázány:

- na jíly: Cr, F, Ga, Rb, Ti, V
- na sulfidy: Sb, As, Cd, Cu, Pb, Hg, Ni, Se, Zn
- na karbonáty: Ba, Mn, Sr
- na sulfáty: Ba a Sr
- na fosfáty: Ba, F

## 6.8. Diagenetické horniny

Jako diagenetické horniny označujeme horniny, v nichž po sedimentaci proběhly diagenetické procesy, kompakce, dehydratace, látková migrace. Jde především o klastické a vulkanoklastické usazeniny.

Ze štěrků vznikají ostrohranné **brekcie** a při transportu opracované konglomeráty **slepence**. Při kompakci dochází k zplošťování valounů, zvýraznění jejich usměrnění podle tvaru a vzniku tmelu. Tmel může být křemitý, železitý, vápnlitý nebo jílovitý. Podle poměru valounů a základní hmoty se rozlišují parakonglomeráty (převládá hmota) a artokonglomeráty (převládají valouny). Konglomeráty zpravidla indikují transgresi. Podle složení valounů rozlišujeme konglomeráty

- *monomiktní* s valouny jednoho druhu, zpravidla křemene
- *oligomiktní* tvořené dvěma druhy materiálu
- *polymiktní slepence*, tvořené směsí různých materiálů (obr. 6.4.).

*Z písků vznikají:*

- **křemence**, tvořené převážně křemenovými zrny a křemitým tmelem který je zčásti druhotný (přínos Si při diagenézi)
- **pískovce**, v nichž převládají křemenová zrna. Podle tmelu rozlišujeme pískovce glaukonitové, karbonátové, jílové, železité apod.
- **arkózy** s převládajícími K-živci, zpravidla kontinentální
- **droby**, zpravidla zpevněné hlubokomořské sedimenty převážně plagioklasy a úlomky hornin

*Z lutitů (aleurity a pelity) vznikají diagenézí jílovité břidlice a jílovce. Odrůdy:*

- **kamenečné (kyzové) břidlice** s pyritem v proterozoiku barrandienu (Hromnice u Plzně, Rakovník, Chvaletice v Železných horách).
- **černé břidlice**, jejichž barva je způsobena příměsí organické substance a pyritu (recentně vznikají také sedimenty v Černém moři). Na organickou substanci je vázán výskyt kovů, např. V, Co, Ni, Cu. Zvýšený obsah mědi je např. v permských břidlicích v Podkrkonoší (Horní Kalná). Sulfidy Cu jsou v proterozoiku barrandienu, v Železných horách a Malých Karpatech. Slínité horniny se diagenézí mění na **slínovce** a **slínité břidlice**.

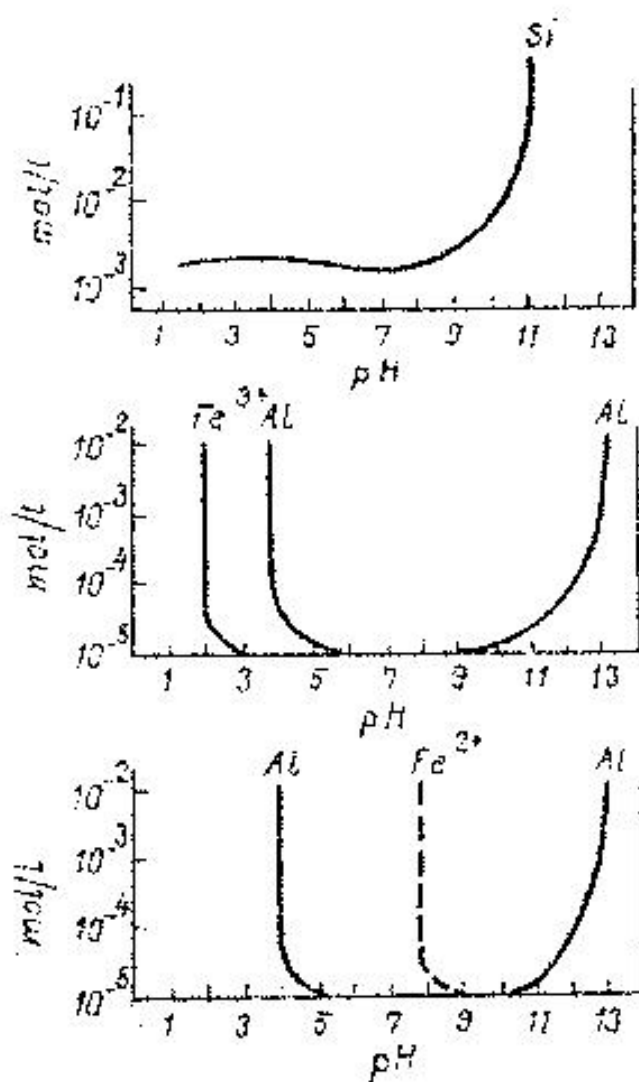
Z vulkanických usazenin (tefry) vznikají často za spolupůsobení látkové migrace **tufy** nebo **tufity** se zvýšeným podílem sedimentární frakce. Podle struktury se tufy a tufity rozlišují na vitrické, krystalové a litické. Podle složení vulkanického materiálu na ryolitové (paleoryolitové), andezitové, trachytové, bazaltové apod.

## 6.9. Formace sedimentárních jednotek

K formační analýze se používá dodnes běžné litologické členění podle tektonické pozice (formace geosynklinální, přechodní a tabulové), podle sedimentačních prostředí (např. Petránek 1963) nebo podle stratigrafie (např. trias polické pánve, terciér jihočeských pánví). Zavádění stratigrafie do litologického členění je však nesprávné a nelze ho doporučit. Klasifikace podle sedimentačního prostředí (podle pánví) z hlediska deskové tektoniky zavedl Čech (1988). Obecně se rozlišují (Blatt 1992):

1. Oceánské pánve se sedimentací na oceánské litosféře:
  - neritická
  - bathyální
  - abysální
  - hlubokomořské příkopy

2. Pánve systému ostrovních oblouků obtížně interpretovatelné vzhledem k tektonice diktované subdukcí. Patří k nim pánve předobloukové, pánve strike-slip, vnitřní obloukové pánve a zaobloukové pánve.
3. Kontinentální kolizní pánve vznikající v místech kolize kontinentálních desek (pásma Ouachita)
4. Pánve v přemístěných oblastech, např. pánve ostrovního oblouku přemístěné při subdukcii blíže k pevnině, které tak vytváří exotické terány (např. pánve lemující západní okraj USA od Aljašky po jižní Kalifornii)
5. Prolomy (grabens) kolem okrajů kontinentů. Většinou jsou paralelní s pobřežím, mohou však být i kolmé (aulakogeny)
6. Intrakontinentální pánve – nezávislé na tektonické aktivitě okrajů desek. Sedimenty o mocnosti zpravidla 1 000 – 5 000 m mělkovodní, převládají karbonáty, jílovité břidlice a křemenem bohaté pískovce, chybí sedimenty syntektonické (konglomeráty, arkózy, turbidity apod.). Podle pozice v orogenním pásmu se dělí na:
  - předhlubeň
  - intramontánní (vnitrohorské) pánve a vklesliny (též prolomové pánve)
  - základní (týlové pánve)
  - okrajové pánve (typ pull apart)
  - intrakontinentální riftové pánve
  - platformní pánve



**Obr. 6.1.**

Rozpustnost Si, Al, Fe<sup>3+</sup> a Fe<sup>2+</sup> při normálním tlaku a teplotě (převzato z Pačes et al. 1980)



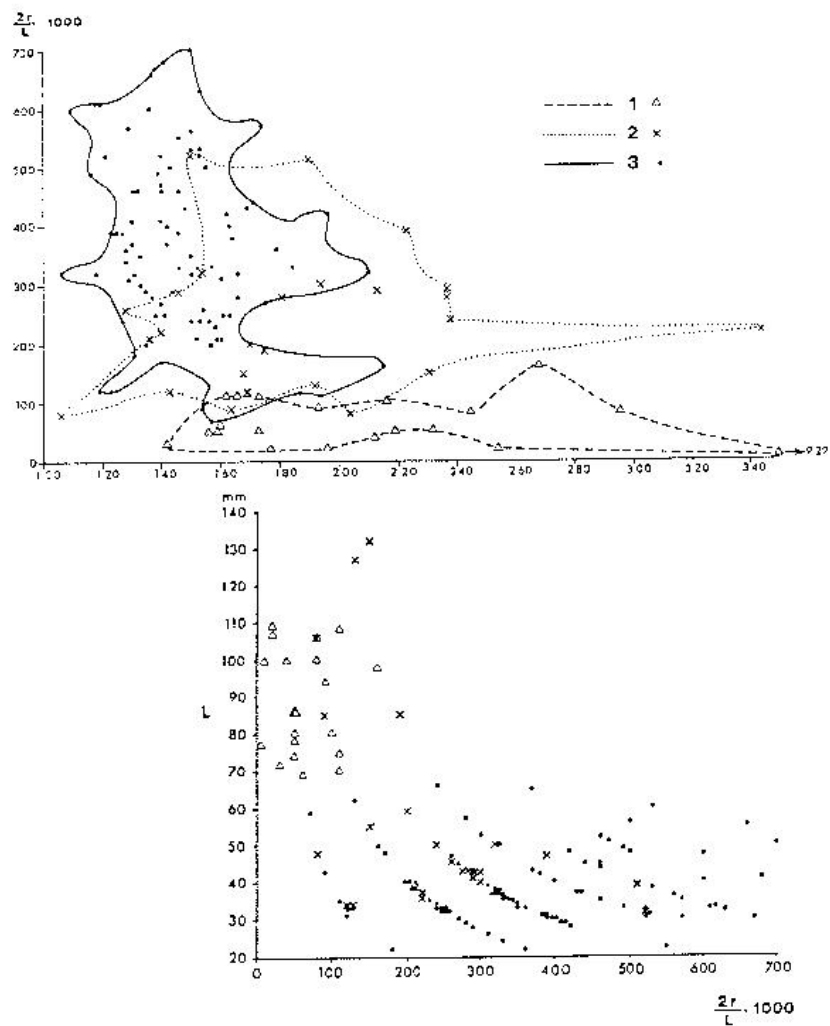
**Obr. 6.2.**  
Říční eroze. Obří hrnce v migmatitech moldanubika. Údolí Vydry u Sušice.



**Obr. 6.3.**  
Antropogenními zásahy ovlivněná eroze v Českém středohoří. Foto J. Svoboda.

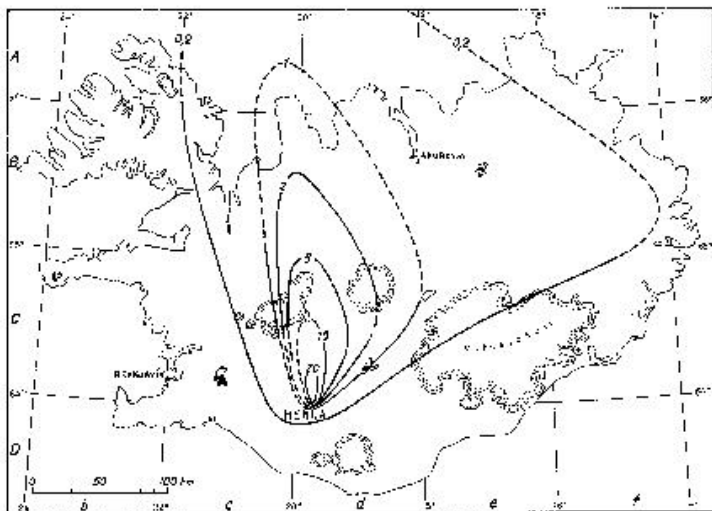


**Obr. 6.4.**  
Příbojová facie se slepenci na okraji křídového moře. Kaňk u Kutné Hory. Foto J. Svoboda.



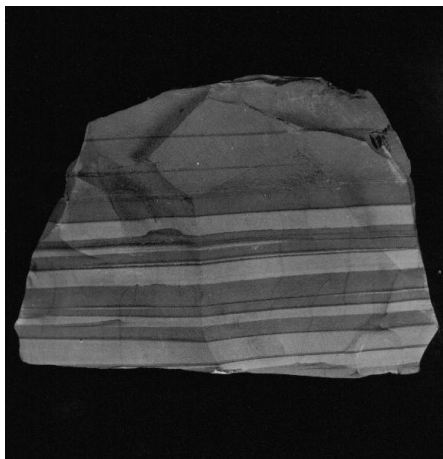
**Obr. 6.5.**

Sedimentační diferenciace zřejmá u ledovcových sedimentů. Změny zaoblení materiálu morén spojených s ledovcem Taku na Aljašce a vztah mezi délkou valounů (L) a jejich zaoblením ( $2r/L \cdot 1000$ ) v různých morénách (1 – 3).



**Obr. 6.6.**

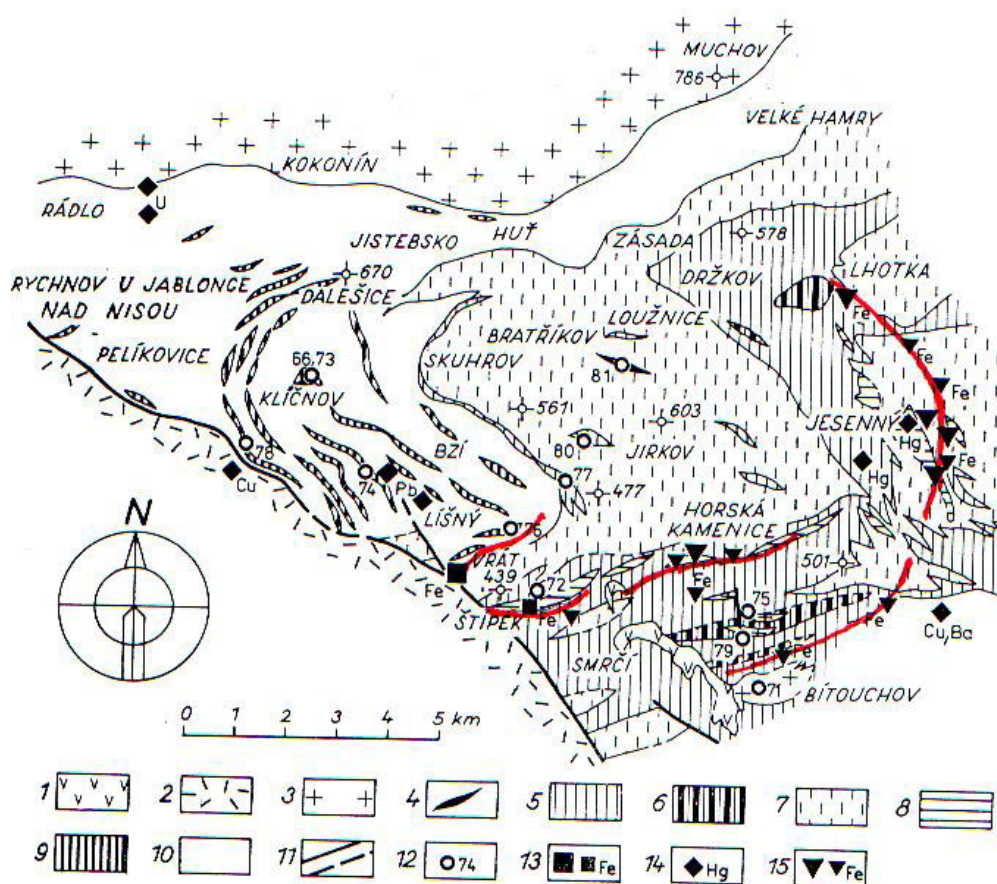
Mocnosti popelových vyvrženin sopky Hekla na Islandu v cm. Mocnost závisí na vzdálenosti od zdroje a na směru větru v době efuze.



**Obr. 6.7.**  
Laminace tufitů v brouskovém horizontu z lokality Štíhlec u Žebráku. Ze sbírek katedry geologie KU v Praze.

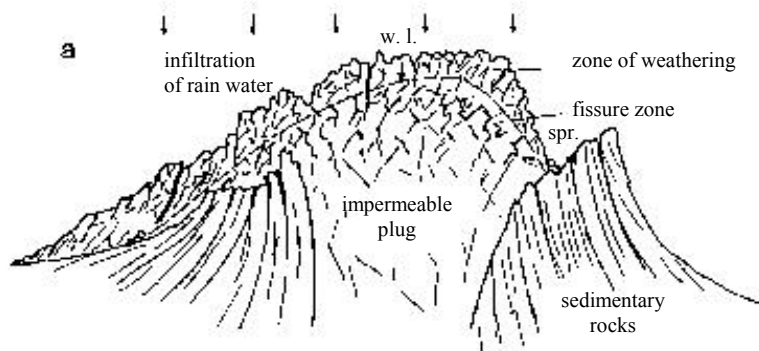


**Obr. 6.8.**  
Jezerní železné rudy. Petrozavodsk, Karelie. Foto B. Matoulková.

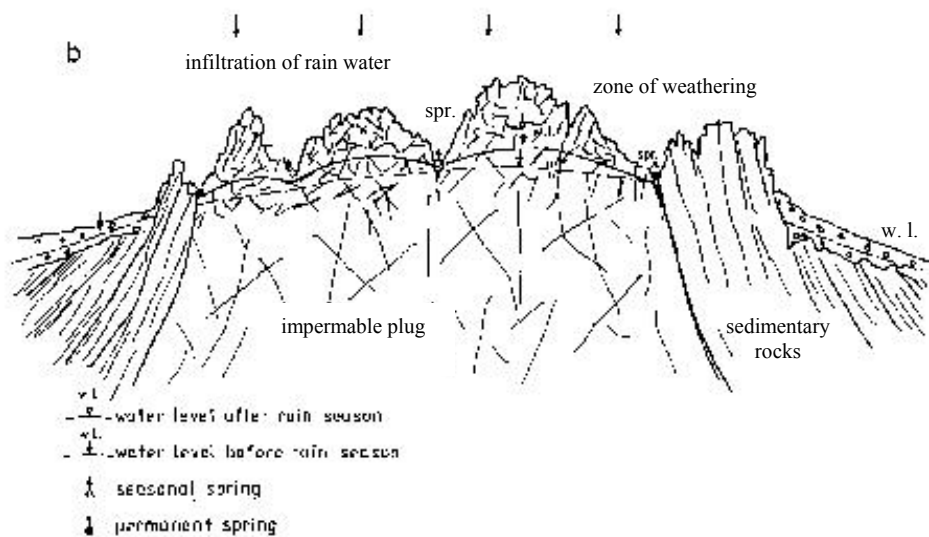


**Obr. 6.9.**  
Výskyty sedimentárních železných rud v železnobrodském krystaliniku ve dvou stratigrafických horizontech (Pošmourný 1985). 1.- neovulkanity; 2 – permokarbon; 3 – žuly; 4 – ultrabazika; Starší paleozoikum: 5 – metabazity, 6 – porfyroidy, 7 – fylity, 8 – vápence; Proterozoikum: 9 – metabazity, 10 – fylity; 11 – hlavní zlomy; 12 – odebrané vzorky metabazitů pro geochemický výzkum; 13 – ložiska (větší symbol) a výskyty (menší symbol) magnetito-hematitových rud; 14 – indicie polymetalického zrudnění; 15 – ložiska (větší symbol) a výskyty (menší symbol) limonitických reziduálních rud.



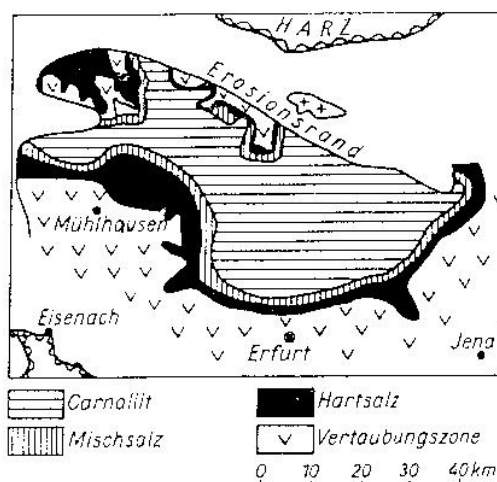


w. l. – ground water level (high hydraulic gradient)  
 spr. - -sea seasonal spring



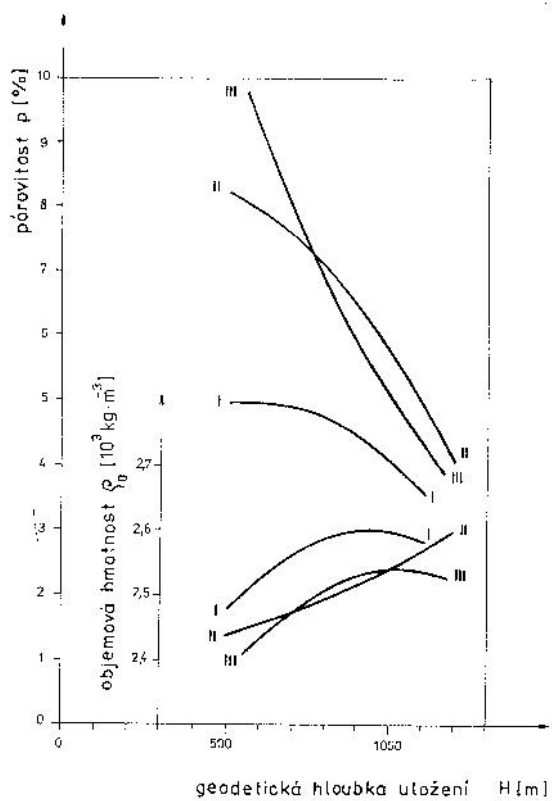
**Obr. 6.10.** Schématický řez aktivním (a) a pasivním (b) solným pněm v jižním Íránu (Geolines 7, 1998).

**Obr. 6.11.** Ložiska stassfurtských solí (evapority) u Erfurtu (zóna sedimentace, kamenná sůl, smíšené soli, karnalit).

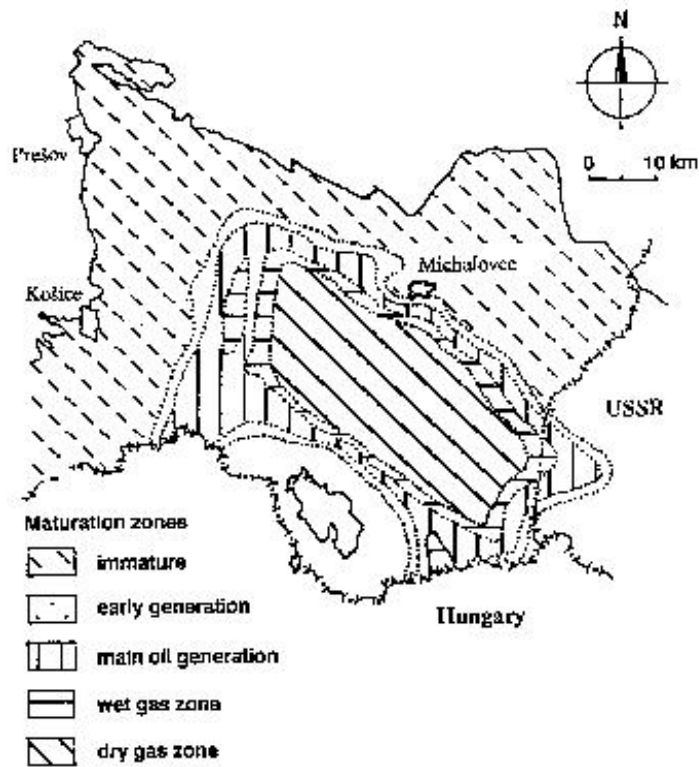




**Obr. 6.12.**  
Rašeliniště Příbraz u Stráže nad Nežárkou.

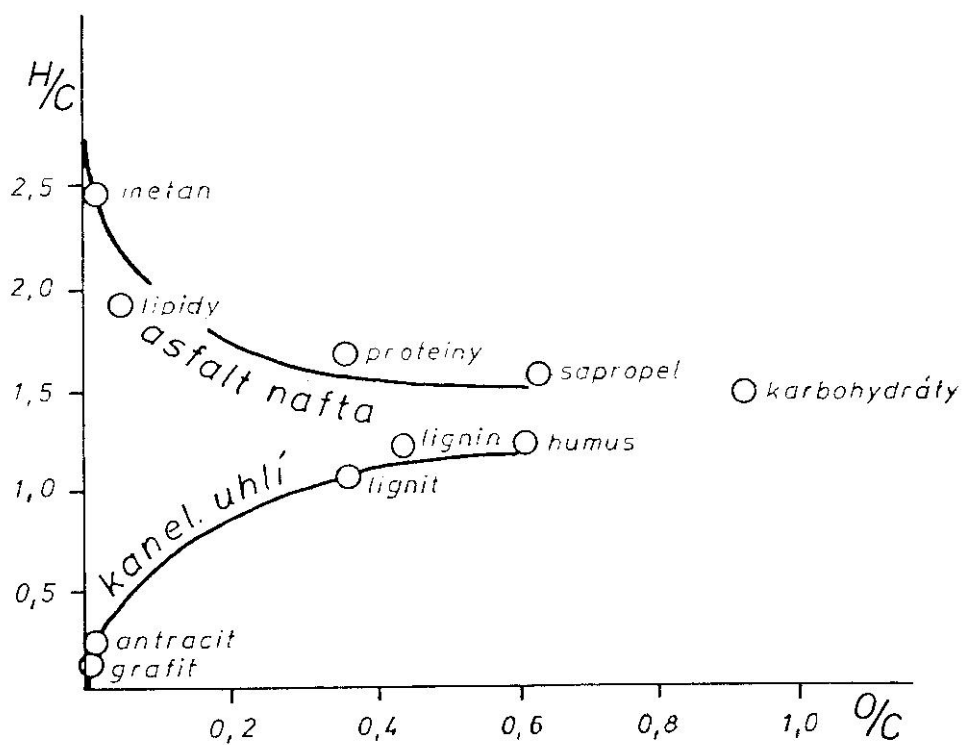


**Obr. 6.13.**  
Závislost pórovitosti ( $p$ ) a objemové hmotnosti ( $\rho_0$ ) na hloubce uložení ( $H$ ) v pískovcích svrchního karbonu (Králík 1983) ve vrtech NP-822 (Malenovice), NP-824 (Ostravice) a Jablůnka. Hloubka uložení odpovídá největší hloubce, do jaké se horniny během vývoje dostaly. I. jemnozrnné, II. Středně zrnité, III. hrubozrnné pískovce.



**Obr. 6.14.**

Zóny zrání (maturace) ropy ve Východoslovenské pánvi. 1 – nezralá ropa, 2 – ranná generace, 3 – hlavní vznik ropy, 4 – zóna plynu s vodou, 5 – zóna suchého plynu.

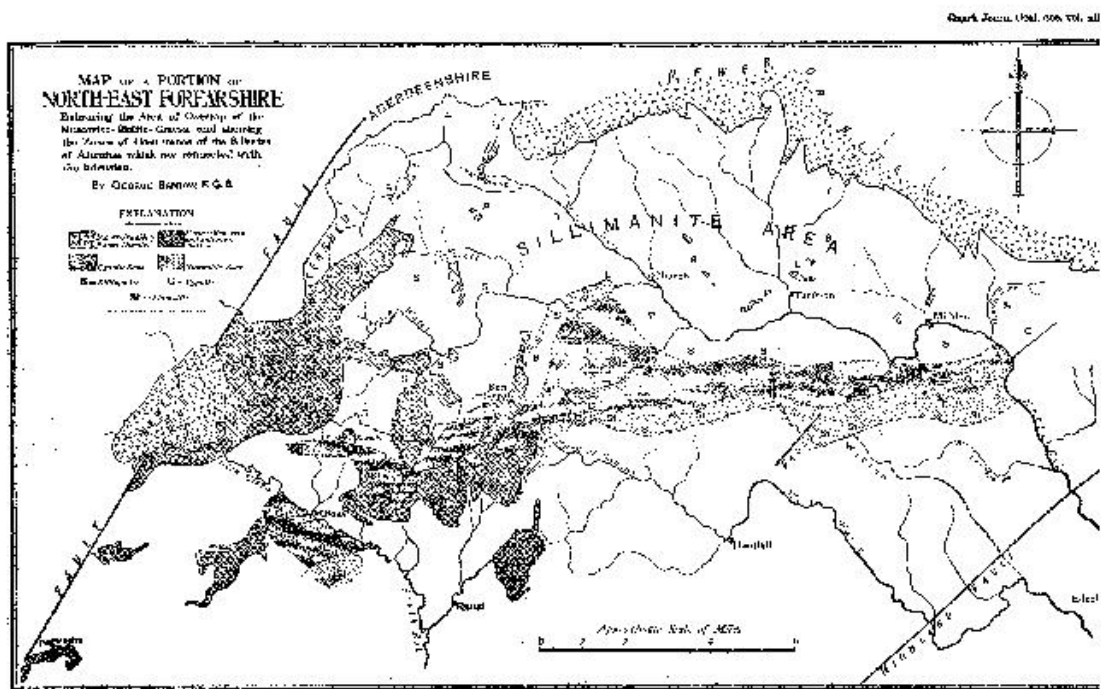


**Obr. 6.15.**

Změny ve složení kaustobiolitů při diagenезi v uhelné a v bituminózní řadě.



## 7. Úvod do petrografie a petrologie metamorfitů



*Izometamorfní zóny ve Skotsku podle G. Barrowa (1893). První mapa metamorfní zonálnosti.*

V zemské kůře neexistuje hornina, která by nemohla být postižena některým z metamorfních pochodů. Jsou známy metamorfní ekvivalenty nejen všech běžných druhů hornin, ale i apatitem bohaté horniny, které vznikly z fosfátových loží, skapolitovce vzniklé regionální metamorfózou sádrovcových a anhydritových poloh, albitity vznikající z loží soli kamenné, krystalické břidlice s turmalínem a ludwigitem vzniklé z borátů. Časté jsou metamorfované akumulace sulfidických rud, metamorfované železné a manganové rudy a alumiem bohaté horniny, které vznikly metamorfózou zvětrávacích kůr, lateritů a bauxitů.

## 7.1. Principy systému metamorfovaných hornin

Při systematizaci metamorfovaných hornin můžeme postupovat podle z různých převládajících hledisek: podle druhu metamorfózy, podle druhu výchozích hornin, podle kritérií kvalitativně, nebo kvantitativně mineralogických, podle staveb nebo podle celkového chemického složení. Tato kritéria se často překrývají a doplňují navzájem.

### Klasifikace kvalitativně mineralogické

Kvalitativně mineralogické klasifikace jsou založeny na rozlišení metamorfovaných hornin podle diagnostických minerálů. Jsou to minerály, tvořící zcela převládající složku horniny (patří sem např. mramor jako souhrnné označení pro krystalické vápence a dolomity, magnetit, metakvarcit, glaukofanit, serpentinit, chloritová břidlice apod.), minerály jejichž zastoupení je pro horninu určující (např. prasinit = hornina obsahující barroisit, eklogit = hornina složená převážně z pyropu a omfacitu) a minerály indexové, indikující hranice izometamorfních zón a charakterizující tak stupeň metamorfózy.

Aplikace kvalitativně mineralogických kritérií má některá úskalí:

- V horninách bývají zastoupeny i retrográdní nebo reliktní minerály, které neodpovídají definici dané horniny. Komise SCMR (1989) připouští, aby v těchto případech termíny, které jsou definovány na základě asociací diagnostických minerálů byly používány i pro horniny s nižším obsahem reliktních minerálů a přítomnost malých retrográdních minerálů by se neměla promítat do názvu horniny ani v případě, že jde o minerály kritické.
- Některé názvy hornin jsou založeny na přítomnosti (resp. nepřítomnosti) určitého minerálu. Např. termín svor (micaschist) je definován jednak jako hornina obsahující méně než 10 % živců nebo jako ekvivalent fylitu a pararuly, odpovídající středním stupňům metamorfózy. V tomto případě je vhodnější přidržet se uvedeného širšího významu a pro bezživcovou horninu bez ohledu na stupeň metamorfózy používat doslovného překladu anglického názvu – slídová břidlice. Podobně dvojznačný je termín pyroxenová rula. Mohl být použit pro rulu obsahující diopsid v důsledku vyššího obsahu CaO nebo pro rulu s hypersténem odpovídající nejvyšším metamorfním stupňům. I zde je vhodné rozlišovat horniny podle povahy pyroxenu a obecné označení opustit.
- Ke klasifikaci je používána i bazicita plagioklasů. Určuje se podle ní metamorfní stupeň (Jung-Roques 1952, Zoubek 1948, 1960) nebo je použita jako základ systému (Hejtman 1969). Jestliže sledujeme změny ve složení živců v jedné jednotce s jednotnou litologií pak skutečně nacházíme statistickou závislost maximálních bazicit plagioklasů na stupni přeměny. Ukazuje to např. srovnání bazicit plagioklasů z různých zón jednotky Královského hvozdu, nebo shoda izolinií bazicit plagioklasů s průběhem dalších izogradů ve Švýcarských Alpách (obr. 7.1.). Vznik bazičtějších živců však závisí i na složení horniny a jejím metamorfním vývoji (nuceně stabilní relikty plagioklasů v jílovském pásmu, Krupička 1949) natolik, že bazicita plagioklasů je jako klasifikační kritérium nevhodná.

Podobně i použití bazicity živců jako základu systému stírá genetické souvislosti metamorfítů, které vznikly ze stejných mateřských hornin a v mnoha případech nepřipouští jednoznačné zařazení (např. kvarcity mohou být živcové i bezživcové).

V územích všech druhů metamorfózy jsou rozlišovány oblasti různého stupně přeměn. Základem takového členění jsou tzv. *izometamorfní zóny*, které zahrnují horniny stejného stupně metamorfózy, tj. horniny jedné facie (tzv. *izozonální horniny* – Tilley 1925). Pokud se v takové zóně vyskytnou horniny, odpovídající odlišnému stupni metamorfózy (tzv. *anizozonální horniny*, podle návrhu Fediuka 1973), mají buď odlišný, metamorfní vývoj (vznikly např. až po vyvrcholení metamorfózy), nebo výchozí horniny měly natolik odlišné vlastnosti (např. úplný nedostatek vody), že se při metamorfóze chovaly docela jinak, než jejich okolí.

Rozlišení izometamorfních zón umožňuje podrobnější geologické dělení metamorfních jednotek. Rozhraní jsou v mapě vyjadřována liniemi, které byly původně (Barrow 1893, Tilley 1925) definovány jako *izogrady*, tj. linie spojující v mapě první výskyty minerálů – indikátoru (teploty a tlaku) v horninách daného složení bez ohledu na jeho množství. V poslední době jsou takové linie označovány častěji jako hranice zón. Izogrady založené na minerálech určujících *teplotu vzniku horniny* se označují izotermy, tlaku bathogrady, neurčeného původu izoflety.

*Hranice zón* mohou být definovány různým způsobem:

- a) hranice zón založené na prvním výskytu minerálu, který se označuje jako indexový (např. biotitu, staurolitu, sillimanitu v metapelitech, aktinolitu, obecného amfibolu v metabazitech). Indexové minerály mohou vznikat různými reakcemi, a proto ne vždy indikují shodné metamorfní podmínky. Je třeba rozlišit např. vznik sillimanitu z kyanitu (I. sillimanitová „izograda“) a z muskovitu a křemene (II. sillimanitová „izograda“). Tyto „izogrady“ založené na prvním objevení minerálu se označují jako kladné.
- b) hranice zón založená na vymizení minerálu předtím přítomného (např. vymizení muskovitu na hranici zón svorů a pararul v moldanubiku, prováděné vznikem biotitu). Takové označujeme jako záporné.  
V přírodě velmi často existuje zřetelný prostor mezi kladnými a zápornými hranicemi zón, vznikajícími v důsledku jediné reakce (např. + sillimanit, - muskovit, který je v zóně mezi oběma nestabilní).
- c) hranice zón určené skokem v rozdělení prvků mezi koexistujícími minerály nebo v rozdělení izotopů,
- d) hranice zón založené na změně složení minerálů v dané asociaci (např. bazicity plagioklasů, složení amfibolu, biotitu a granátu), na výskytu dvojice minerálů, které mohou mít variabilní složení v závislosti na stupni metamorfní zóny (granát-biotit),  
K vymezení izometamorfních zón byly využity i linie vymezující rozsah přeměn jiného druhu:
- e) hranice zón určené podle vzhledu a petrografického určení hornin jsou také obvyklé, ale nejméně přesné,
- f) změny fyzikálních vlastností složek horniny (např. změny *barvy amfibolů* způsobené změnou vazby nebo barvy *pylových zrn*, způsobené stupněm prouhelnění, změny *velikosti zrna*,
- g) na změně krystalografických vlastností minerálů (jako je např. změna jednoklonného živce na trojklonný, změna modifikací křemene, kyanitu na andalusit apod.)
- h) změny vnitřní stavby minerálů (např. výskyt perthitu, stupeň krystalinity illitu, křemene či grafitu). Změny např. barvy katodové luminiscence – nejasné příčiny (křemen od facie zelených břidlic po facii amfibolitovou se mění od růžové přes červenou, až po jasně modrou)  
Značný význam může mít i stanovení změn ve stavbě horniny (obr. 7.2.):
- i) změny ve stupni tlakového postižení minerálů při mylonitizaci a šokové metamorfóze

Přehled stádií zón šokových transformací podle Stofflera (1971)

stádium	změny	tlak MPa	teplota °C
0	fraktury křemene a živců	100	100
1	diaplektický křemen a živce	350	300
2	diaplektický křemen a živcové sklo	450	900
3	tavení živce (vesikulární sklo)	550-600	1300-1500
4	inhomogenní horninové sklo	800	3000
5	silikátová pára		

- j) změny pórovitosti a mineralogické hustoty
- k) změny ve vlastnostech vrás

Při stanovení hranic zón je ovšem nutno respektovat zjištění, že vznik minerálů není ovlivňován pouze tlakem a teplotou, ale i složením fluid, a tak se izogrady reakcí mohou křížit podle toho, jakými podmínkami např. při tlaku CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O jsou kontrolovány. Běžné je i křížení izogradů, vzniklých překrýváním různých metamorfických epizod např. kontaktním působením pozdně tektonických intruzí na regionálně metamorfované horniny. Při přesném vymezení ať již izogradů, nebo hranic zón, je v některých případech možno rozlišovat izogrady teploty (izotermy) a tlaku (izobary) a dokonce z jejich průběhu v mapě konstruovat izotermické a izobarické plochy, znázorňující gradaci podmínek metamorfózy v prostoru. Izotermy a izobary nejsou v přírodě vždy paralelní. Izotermní plochy vykreslují nejčastěji termální dómy (antiklinální struktury), zatímco izobarické roviny bývají původně rovnoběžné s povrchem (Thompson 1976).

Klasickou oblastí sledu izometamorfních zón v metapelitech je Skotská vysočina, odkud byly tyto zóny vůbec poprvé popsány a kde byl také poprvé rozlišen dvojí sled zón (Barrowova typu a typu Buchan). Podobné dělení zón nízkých stupňů metamorfózy charakterizují zóny popsané z Nového Zélandu, střední stupně metamorfózy Idaho a vysokého stupně metamorfózy zóny z Adirondacku. Jedinečnou příležitostí sledovat rozdílné zóny od metamorfovaných sedimentů, až po vysoce metamorfované horniny dávají Centrální Alpy (Frey 1974, Niggli 1974, Wenk 1971). Formaci red-beds (keuper) a spodnoliasovou formaci černých břidlic je možné sledovat od nemetamorfovaných jíílů a slínů, až po staurolitovou zónu a tzv. Bündnerschiefer od anchimetamorfozy po počátek sillimanitové zóny. V Českém masívu jsou nejčastěji studovány zóny progresivní metamorfózy vulkanosedimentární formace proterozoika v barrandienu a jeho styku s moldanubikem.

Poprvé byl v Českém masívu sled zón, definovaných hlavně petrografickými rozdíly hornin, stanoven na Žluticku (Kettner 1913, Kratochvíl, Vachtl, Zoubek 1951). Tito autoři rozlišili břidlice a fylitické břidlice, chlorit-sericitové fylity, biotitové fylity, granát-biotitové fylity, svorové fylity s granátem a se staurolitem, kyanit-staurolit-granátové svory, svorové pararuly (s kyanitem, staurolitem a granátem), dvojslídne a biotitové ruly (místy se sillimanitem).

Jakeš et al. (1979) vymezili v téže oblasti v barrandienu izometamorfní zóny (obr. 7.3.):

- *zóna prehnit – pumpellyitová*, podle asociace metavulkanitů a metadrob; v sedimentech se uplatňuje pouze destrukční katakláza a rekrystalizace nejjemnějších frakcí (např. illit je zcela muskovitizován),
- *zóna pumpellyitová* (v metabazitech je novotvořený pumpellyit, aktinolit a epidot, v sedimentech se dekalifikací klastického plagioklasu unifikuje složení plagioklasu na albit s  $An < 2$ ,
- *zóna chloritová* široká zóna, v níž vymizí postupně pumpellyit a v metadrobách se objevuje stilpnomelan. Zvětšuje se velikost zrna z 0,01 - 0,03 mm na 0,02 - 0,08 mm,
- *zóna biotitová*, v níž se v metasedimentech sporadicky objevuje biotit
- *zóna granátová*, s granáty nejprve v kostrovitém vývoji, velikost zrna je 0,03 - 1,00 mm, bazicita plagioklasu až An<sub>8</sub>
- *zóna staurolitová*, tvořená svory a svorovými pararulami s velikostí zrna přes 1,0 mm a plagioklasem An<sub>8-15</sub>

K těmto zónám Cháb (in Cháb, Suk 1978) řadí v mariánskolázeňské oblasti zónu biotitovou a rutilovou v metabazitech, kterou považuje za přechodní vysokotlakou, přecházející k jihu do skupiny zón odpovídající zóně přechodné mezi metamorfózou středních a nízkých tlaků. Vejnar (1968) a Blümel (1972) v ní rozlišují na přechodu od domažlického krystalinika do moldanubika

- *zónu kyanitovou*, s kyanit-granátovými svory a plagioklasovými rulami s kyanitem a granátem
- *zónu sillimanitovou*, se sillimanit-biotitovými, zčásti migmatitizovanými pararulami v moldanubiku
- *zónu cordierit-K-živcovou* s migmatitizovanými cordierit-biotitickými pararulami v moldanubiku

Blümel, Schreyer (1977), Blümel (1978) rozlišují v oblasti Bodenmais ještě:

- *zónu granát-cordierit-K-živcovou*, v níž přestává být stabilní křemen a sillimanit vedle křemene a K-živce. Sled odpovídá zvýšení teploty na cca 700 °C za P<sub>f</sub> 2-3 Kbar.



Kromě uvedených změn dochází i k zákonitým změnám v asociaci těžkých minerálů. Se stoupající metamorfózou jejich počet ubývá a asociace se zjednodušuje (Kodymová 1975).

Přechod od zóny prehnit-pumpellyitových metadrob na Blovicu (Cháb, Bernardová 1974) do nejvyšší facie s cordieritem a K-živcem je na vzdálenost necelých 25 km. Je charakterizován úklonem vrásových os k sv. od hlubších metamorfních pater, průběh paleobazaltových pruhů se spilitovou reakcí je ovšem nepřetržitý.

Obdobný sled zón s přechodem od metamorfózy středních tlaků v nízkých stupních do metamorfózy nízkotlakové ve vyšších stupních popsali z hranice moldanubika a proterozoika v Českém masívu Schreyer (1965a), Losert (1967) aj.

Západně od Mariánských Lázní je podle shodných údajů z naší (Fiala 1964, Vejnar 1971) i německé (Schreyer 1965) části metamorfní přechod od chebských fylitů přes dyleňské svory k jihu do moldanubických pararul a migmatitů se sledem izográd:

+ biotit, + granát, + staurolit, + andalusit, - chlorit, + sillimanit, - muskovit, + cordierit, + cordierit a K-živec

Tento sled je doložen i příslušnými reakcemi, takže jde o skutečné izogrady.

Losert (1967) a Němec (1968) uvádějí z kutnohorského a železnohorského krystalinika a svratecké antiklinály na přechodu do moldanubika sled zón: chloritová, biotitová, granátová (se sporadickým staurolitem), kyanitová, sillimanitová s muskovitem, sillimanitová bez muskovitu a cordierit-K-živcová. Další příklady metamorfní zonálnosti v Českém masívu popsali Vejnar (1963) a Blümel (1972) z Českého lesa a Höck (1975) z moravika. Souček (1978) a Slivka (1986) popsali z Jeseníků hercynskou metamorfní zonálnost, kde byly jako indikátor stupně metamorfózy použity i rozdíly ve složení granátů (almandin a grossular).

Při kontaktní metamorfóze vzniká z pelitických a psamitických hornin řada:

*Skvrnitá břidlice* ⇒ *plodová břidlice* ⇒ *rohovec* ⇒ *migmatitizovaný rohovec a rula*.

Také pro tyto horniny můžeme sestavovat řady podle indexových minerálů. Sled zón v kontaktech intruzí je, vzhledem k četným apofýzám i k charakteru často krátkodobých přeměn, daleko méně pravidelný, než v případě regionální metamorfózy. Nežádka se proto setkáváme např. se skvrnitými břidlicemi uvnitř zón rohovců. Proto se také při kontaktní metamorfóze ještě výrazněji uplatňují vlastnosti výchozích hornin a to jak strukturní a texturní (např. nepravidelnosti v rozmístění plodových břidlic i ve vnitřních částech kontaktního dvora, vznik břidličnatých rohovců), tak i látkové, jak bylo doloženo Goldschmidtem (1911) pro kontaktní metamorfózu v okolí Oslo.

V Českém masívu patří k nejlépe známým kontakty středočeského plutonu. Kontaktní metamorfóza postihuje v oblasti středočeského plutonu všechny jednotky pláště. Skutečná šířka kontaktní aureoly se pohybuje nejčastěji v rozmezí 300 - 500 m. V severní části plutonu, kde jsou zastoupeny mladší intruze, vznikají rohovce amfibolitové facie, obsahující muskovit. První indikací kontaktní metamorfózy bývá objevení hnědého biotitu v metapelitech (Vejnar 1963). Blíže u kontaktu vznikají z břidlic rohovce, rohovců směrem ke kontaktu přibývá (obr. 7.3.).

Kontaktní jevy, na kontaktu slapského granodioritu a vulkanogenní facie svrchního proterozoika u Libčic a Nového Knína na Dobříšsku, studovala podrobně Palivcová (1955). Na kontaktu se objevují kontaktní rohovce, zčásti břidličnaté, zčásti celistvé, se základními asociacemi: *křemen - kyselý oligoklas - biotit (± K-živec)* a *křemen - kyselý oligoklas - biotit - andalusit*.

Vznik různých typů rohovců je způsoben především odlišnou stavbou a složením výchozích sedimentů. Asi 100 m od kontaktu přecházejí rohovce do skvrnitých břidlic, které tvoří: *křemen - živec (pod 0,1 mm) - sericit - chlorit - biotit*.

Biotitu směrem od plutonu výrazně ubývá a mění se i jeho vlastnosti (přechází od hnědočerveně zbarveného biotitu nejvyšších teplot do šedozeleného). Skvrny jsou dvojí, jedny výrazně zesvětlené s muskovitem, titanitem, magnetitem a grafitovou substancí, druhé tmavší, tvořené chloritem, sericitem a biotitem. Světlé skvrny v horninách vhodného složení přecházejí do chiastolitu.

### **Klasifikace kvantitativně mineralogické**

Pro systém založený na rozdílech v mineralogickém složení má zásadní význam *rozčlenění nerostných složek horniny*:

*Hlavní složky* jsou v modálním složení horniny zastoupeny více než 5 %. K vyjádření hlavní složky, dosud nezahrnuté do definice horniny, se dává název minerálu před jméno horniny (např. granátový amfibolit). Jestliže je takových minerálů více, je nutno je citovat před název horniny a uvádíme je podle stoupajícího modálního obsahu (tj. minerál kvantitativně nejvíce zastoupený je nejbližší vlastnímu názvu horniny, např. granát-biotitový amfibolit obsahuje více biotitu než granátu).

*Akcesorické složky* (vhodnější minoritní): jsou v hornině přítomny v modálním obsahu menším než 5 %. Pokud tyto minerály nejsou zahrnuty v definici horniny, uvádíme je opět v pořadí podle stoupajícího obsahu v hornině „jako obsahující“ tj. granát-biotitická rula s rutilem a ilmenitem.

*Významné složky*: pokud chceme tyto složky uplatnit v názvu horniny, musí být přítomny v minimálním množství daném definicí horniny. Jejich jméno k názvu horniny nepřipojujeme, pokud jsou zastoupeny v jiném kritériu označení horniny (např. chybně almandin granátový amfibolit). Mohou tvořit jak hlavní tak i minoritní složku hornin.

*Kritické složky*: indikují svou přítomností nebo nepřítomností významné podmínky pro vznik horniny anebo důležité chemické složení horniny. Mohou být přítomny jako hlavní nebo akcesorické součásti.

Záleží na uživateli, kolik dá těchto složek před název horniny, do něhož dosud nebyly zahrnuty. Má možnost omezit se na ten materiál, který je dle jeho názoru nejdůležitější, nebo kvantitativně nejvíce zastoupen. Naopak však může využít všech přítomných minerálů, nebo všech hlavních a kritických minerálů, pokud nabude přesvědčení, že jen takto, zcela vyčerpávajícím způsobem může dokonale charakterizovat danou horninu. Komise doporučuje použití nejvýše čtyř kvantitativně nejvíce zastoupených minerálů.

K doporučeným termínům polyminerální a monominerální lze podle Fediuka (1987) doplnit biminerální. Monominerální má hranice stanoveny obdobně jako tomu je u vyvřelých hornin (tj. 90 %). Podle zastoupení minerálů se rozlišují v řadě metalutit-kvarcit, v řadě kalcitový mramor-dolomitický mramor a podle poměru karbonát / nerozpustný zbytek ve smyslu Hejtmana (1962) následující metamorfované horniny (obr. 7.6.). Dudek, Fediuk, Palivcová (1957) navrhli obdobný klasifikační princip pro označování hornin řady amfibolit-eklogit a Hejtman (1961 – upraveno) pro horniny řady svor-plagioklasová rula, v řadách, které jdou přes metamorfní hranice.

#### Označení hornin řady amfibolit-eklogit

0	10	50	90	100
amfibolit		eklogický amfibolit	amfibolitový eklogit	eklogit

#### Názvosloví řady svor – plagioklasová rula

100	90	70	30	10	0%
	1	2	3	4	5
0	10	30	70	90	100

Vysvětlivky:

- 1 – svor
- 2 – plagioklasem chudé svorové až normální pararuly
- 3 – normální až svorové plagioklasové pararuly
- 4 – živci bohaté plagioklasové pararuly
- 5 – plagioklasity

### Klasifikace hornin v řadě metalutit – kvarcit

% křemen										
0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
1		2			3		4	5		

Vysvětlivky:

- 1) křemenem chudý fylit (svor, rula)
- 2) fylit (svor, rula)
- 3) kvarcitický fylit (svor, rula)
- 4) fylitický (svorový, rulový) kvarcit
- 5) kvarcit

### Označení hornin podle poměru karbonát / nerozpustný zbytek

% karbonátu				
100	90	50	10	0
1	2		3	4
0	10	50	90	100

Vysvětlivky:

- 1) příměsemi chudé mramory a mramory bez příměsí
- 2) příměsemi bohaté mramory
- 3) karbonáty bohaté erlány, ruly, atd.
- 4) karbonáty chudé erlány, kvarcity, ruly a horniny bez karbonátů

Ve všech uvedených případech jde o změny ve složení v důsledku petrografických přechodů výchozích hornin, výjimečně (v řadě fylit-svor-rula a amfibolit-eklogit) o změny spjaté se stupněm metamorfózy. Sporné je však kvantifikovat horniny různých metamorfních stupňů a stejného výchozího složení navzájem. Ovšem i komise SCMR (1989), spojuje horniny amfibolitové a granulitové facie do jednoho diagramu.

### Klasifikace mramorů podle obsahu dolomitu (ČSN EN 12670)

Název	Obsah dolomitu v %
kalcitický mramor	0 až 10
kalcit-dolomitický mramor	10 až 50
dolomit-kalcitický mramor	50 až 90
dolomitický mramor	90 až 100

Rozlišení horniny podle barvy je založeno především na skutečnosti, že barva je do značné míry závislá na barvě převládajícího minerálu (tzn. jde v podstatě o druh kvalitativně mineralogické klasifikace). Podle rozhodnutí komise SCMR se termíny barev při popisu a charakteristice metamorfovaných hornin používají obdobně jako u hornin vyvřelých (Le Maitre et al. 1989).

index tmavosti	% tmavých minerálů
holo - leukokratní	0 - 5
leukokratní	5 - 35
mezokratní	35 - 65
melanokratní	65 - 90
holo - melanokratní (ultramafický)	90 - 100

Hranice barevnosti společné pro všechny druhy metamorfovaných hornin by však byly nesmyslné. Například všechny naše ortoruly, z nichž žádná neobsahuje více než 35 % mafických minerálů, by musely být klasifikovány jako leukokratní. Principiálně nemůže existovat melanokratní či mezokratní kvarcit apod.

Předpona leuko- vyjadřuje skutečnost, že hornina obsahuje méně tmavých minerálů, než je pro tento druh horniny charakteristické. Předpona mela- pak skutečnost, že hornina obsahuje zřetelně více tmavých minerálů, než je pro tento horninový druh charakteristické.

- *Mafické (femické) minerály* = souhrnný výraz pro reálné Fe-Mg-minerály
- *Felzické (salické) minerály* = souhrnné označení světlých horninotvorných minerálů (křemen, živec, skapolit)
- *Mafická hornina* = hornina tvořená převážně mafickými minerály
- *Felzická hornina* = hornina tvořená převážně felzickými minerály

### Klasifikace metamorfovaných hornin podle staveb

Rozlišení struktur a textur je v případě metamorfovaných hornin většinou velmi obtížné a proto bylo doporučeno používat termín jediný **stavba** (či textura s.l., Fediuk 1987). Z vlastností staveb je odvozeno mnoho názvů hornin regionálně metamorfovaných (např. stébelnatá rula, perlová rula), většina kontaktně metamorfovaných (rohovec, snopková či skvrnitá břidlice) a téměř výlučně hornin smíšených (chorizmitů). Horniny (či stavba), které jsou jednotné stavebně i minerálním složením označujeme jako *monoschematické*, jestliže je možné rozlišit v měřítku vzorku dvě nebo více složek rozdílného minerálního složení, jde o stavby *polyschematické*.

#### 1. Stavby monoschématické

Podle převládajících genetických znaků se rozlišují stavby:

- 1) **reliktní** v nichž jsou zachovány znaky stavby původní mateřské horniny, protolitu. Označují se: předponou meta + název protolitu (např. metakonglomerát, obr. 7.7.) nebo předponou blasto + název původní stavby (např. blastosefritická).  
K reliktním stavbám počítáme i relikty zkamenělin, často deformovaných.
- 2) **rekrytalizační** (blastické), které jsou výlučně metamorfoenní. Patří k nim:
  - a) stavby charakterizované převládajícím tvarem minerálů: grano-, lepido-, nemato-, fibroblastické, stavba dlažbová, suturová, atolová (obr. 7.8.).
  - b) stavby charakterizované omezením minerálů: autoblastická, hypautoblastická a xenoblastická
  - c) podle relativní velikosti zrna se rozlišují stavby:
    - homeoblastická* - s jednotnou převládající velikostí zrna (např. fylit má velikost zrna do 0,1 mm, svorový fylit převážně do 0,1 mm, fylitový svor do 1 mm a svor nad 1 mm)
    - porfyroblastické* s rozdílnou velikostí zrn stejného minerálu
    - poikiloblastická* - v níž porfyroblast obsahuje relikty starších minerálů nebo odmíšeniny.
- 3) **katablastické** stavby, vzniklé drcením, označujeme předponou klasto + název původní horniny (klastogranitická) nebo názvy speciálními, např. maltová, porfyroklastická, mylonitová, ultramylonitová.

*Stavby metamorfovaných hornin dále dělíme:*

- 4) **popisně:** stavba všesměrná (název skalina, např. amfibolová *skalina*), stavba paralelní (název horniny *břidlice*), mohou být plošně paralelní, lineárně paralelní a lineárně plošně paralelní. Speciální názvy: stavba okatá, dynamofluidální, skvrnitá
- 5) **podle vztahu minerálů:** *stavby nerovnovážné*, se znaky vzájemných reakcí minerálů: koronitová, kelyfitová, kumuloblastická, atolová, reakční, *stavby rovnovážné* s rovnovážnými vztahy minerálů
- 6) **podle místa vzniku:**
  - reliktní* – vzniklé na místě vzniku protolitu
  - tranzitní* – vzniklé při tektonickém pohybu horniny
  - vzniklé na místě* (stavby in situ)
- 7) **podle vztahu krystalizace a deformace naložené deformaci horniny:** stavby pretektonické, stavby syntektonické, stavby posttektonické
- 8) **z hlediska deformace:** prekrytalinní, parakrytalinní a postkrytalinní

## 2. Stavby polyschématické

Jestliže je možné rozlišit v měřítku vzorku dvě nebo více složek rozdílného minerálního složení má taková hornina stavbu polyschématickou a označujeme ji obecně jako *chorizmit*. Nejtypičtějšími chorizmitovými horninami jsou *migmatity*, v nichž se rozlišuje zpravidla tmavší substrát (rulové, amfibolitové apod. složení) a světlejší *mobilizát*, zpravidla granitového složení. Podle vzájemných geometrických vztahů složek, které jsou dány jejich tvarem a prostorovým uspořádáním se rozlišují:

- *stromatit* – složky se střídají ve víceméně pravidelných páscích (obr. 7.9.)
- *flebit* – jedna složka tvoří nepravidelnou síť žilek v druhé
- *merizmit* (agmatit) – s oválnými nebo ostrohrannými úlomky jedné ze složek v druhé
- *oftalmit* – jedna složka tvoří oka ve druhé. Oka bývají uspořádána jako skvrna na perličky v prouzcích (perlová rula)
- *ptygmatit* – jedna složka tvoří nepravidelně a nesouhlasně zvrásněné žilky
- *anatexit* (nebulit) – jedna složka tvoří stínovité šmouhy či pásy ve druhé

Poznámka: *chorizmity* mohou vznikat:

- 1) metamorfózou hornin vhodných vlastností (původní kontrasty jsou metamorfózou zvýrazněny: vrstevnatost sedimentů, turbiditní stavby, páskování tufů, páskování (vrstevnatost) magmatitů.
- 2) chorizmitová stavba je naložená, metamorfogenní: metamorfní diferenciace, tektonická diferenciace, segregace felzických silikátů a mafických fylosilikátů, rozvlečení valounů nebo velkých porfyrických vyrostlic např. živeců, tavení (anatektická diferenciace či parciální anatexe).
- 3) mechanickým míšením dvou odlišných hornin, např. tektonicky (tektonická breccie) nebo injekcemi magmatu do starších hornin (*migmatity*).

Pro jednotlivé stupně metamorfózy bývají převládající stavby charakteristické:

- za nízkých stupňů přeměny převládající stavby reliktní a stavby s převládajícími účinky tlaku (kataklastické)
- ze středních stupňů převládají metamorfogenní stavby se znaky nerovnovážných vztahů mezi minerály
- za vysokých stupňů převládají stavby se značným stupněm dosažení rovnováhy mezi minerály (zralost), popřípadě se objevují stavby se znaky tavení.

### Petrochemické klasifikace metamorfovaných hornin

Vychází z rozdílů v chemickém složení výchozích hornin, které se označují jako mateřská hornina, prekursor nebo protolit.

V klasické práci o krystalických břidlicích doporučil Grubenmann (1907, 1910) za hlavní kritérium klasifikace metamorfovaných hornin jejich chemické složení. S použitím Osannových přepočtů chemických silikátových analýz se o chemickou klasifikaci pokusil a rozlišil celkem 12 skupin. Návod však nezaujal a nevešel v geologickou praxi, zejména proto, že autor byl nucen zavést do klasifikace i další kritéria: minerální složení, stupeň metamorfózy a dokonce i charakter živeců.

Na základě chemického složení vyjádřeného v Eskolově projekci ACF se zpravidla rozlišuje na 5 základních tříd (Turner, Fyfe, Verhoogen 1958, obr. 7.10.): pelitická, křemen-živcová, karbonátová, bazická a hořečnatá, nověji se odlišují ještě třídy slinitá a ostatní protolity (např. Fe, Mg sedimenty, Al-bohaté horniny apod. Bucher, Frey 1994). Nevýhodou je neúplnost, bylo by nutné zavést ještě další třídy, např. hornin s grafitem. Přibližné vyjádření rozsahu jednotlivých tříd v trojúhelníku ACF je na obr. 7.14, Bucher, Frey (1994) zavádějí k rozlišení metamorfních hornin ještě zkratkové vyjádření jejich chemického složení odpovídající třídám. Rozlišují systémy ASH ( $\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{H}_2\text{O}$ ), KFMASH (přistupuje draslík a hořčík), FASH (+ železo), KNFASH (kromě draslíku přistupuje i sodík).

Podle druhu změn celkového chemismu hornin při metamorfóze rozlišujeme:

- *Metamorfity izochemické* v nichž celkové složení se při metamorfóze nezměnilo oproti protolitu. Takový druh přeměn je poměrně vzácný.
- *Metamorfity s přeměnami chemicky konzervativními*, v nichž je v podstatě zachován poměr hlavních prvků, výrazněji se mění hlavně obsah fluidní fáze ( $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$  případně A, O, S) a v souvislosti s tím v menší míře i obsah některých stopových prvků a izotopů.
- *Metamorfity alochemické*, k nimž patří metamorfované horniny postižené metasomatózou (tj. přínos nebo odnos látek) nebo metamorfní diferenciací, při níž v hornině vznikají stavebně

samostatné složky, chemicky komplementární (jejich součet odpovídá v podstatě chemickému složení protolitu).

Pro dělení metasomatických hornin (metasomatitů) bylo nejčastěji používáno rozdílu v chemismu přinášených roztoků, který se však mění v prostoru i čase i při jediném pochodu. Proto je vhodnější rozlišovat je podle příčin a jejich geologické pozice:

*Formace metasomatitů* vzniklých bimetasomatózou (změny způsobené látkovou výměnou mezi horninami odlišného složení)

- formace kontaktně metasomatických hornin (např. taktity)
- formace bimetasomatitů, vzniklých při regionální metamorfóze (např. reakční lemy, mezi horninami kontrastního složení)
- *Infiltračně metasomatické horniny* (vzniklé působením pronikajících roztoků)
- formace metasomatitů kontaktních zón bazických a ultrabazických eruptiv (např. albitizace)
- formace metasomatitů spjatých s granitoidy (K-feldspatizace, greisenizace, vznik skarnů)
- formace metasomatitů spjatých s alkalickými vyvřelinami (přínos alkálií, fenitizace)
- formace hydrotermálních metasomatitů („okoložilná metasomatóza“, turmalinizace, dolomitizace, prokřemenění, albitizace, zeolitizace, berezitizace, listvenitizace, sideritizace apod.)
- formace metasomaticky přeměněných efuziv (např. dealkalizace prokřemenění, propylitizace, alunitizace).

V důsledku platnosti principu konvergence nelze metamorfované horniny dělit důsledně podle geneze. Příkladem mohou být amfibolity, jako horniny vznikající převážně z bazických vyvřelin a kvarcity, vznikající hlavně ze sedimentů.

*Amfibolity* mohou vznikat z nejrůznějších hornin často velmi rozdílnými kombinacemi metamorfních podmínek:

1. Amfibolity vznikají progresivní chemicky konzervativní metamorfózou z hornin vhodného složení: z gaber a dioritů, z bazaltových tufů a tufitů nebo i sedimentů (kupříkladu slínů, z tmelu konglomerátů aj.)
  - progresivní polymetamorfózou z již metamorfovaných hornin vhodného složení
  - retrográdní metamorfózou např. eklogitů a ultrabazických hornin (tremolitivity, antofylity)
2. Amfibolity vznikají alochemickou metamorfózou, spojenou s výraznými změnami minerálního složení
  - infiltrační metasomatózou (amfibolizací) svorů a granitoidů
  - metamorfní diferenciací
  - látkovou výměnou (bimetasomatózou na styku hornin rozdílného složení) např. ultrabazity – pararuly, karbonáty – pararuly, karbonáty – granitoidy (taktity)
  - bazifikací (odnosem látek) na kontaktu těles vyvřelých hornin
  - parciální anatexí provázenou oddělením světlých součástí (restity)

*Metakvarcity* mají sice poměrně jednoduché minerální složení, ale také vznikají mnoha způsoby:

1. Metakvarcity vznikají z hornin vhodného složení. Jsou to písková rezidua, křemitá rezidua, klastické sedimenty (křemenný štěrk, písek, prach), organogenní sedimenty (spongility, diatomity, radiolarity), chemogenní sedimenty (geysirit, limnokvarcit, jaspilit, rohovec, buližník). Dále jsou to vyvřeliny: silexit, žilný křemen, křemenný kvarckeratofyr, křemenem bohatá pyroklastika kvarckeratofyrů a ryolitů.
2. Horniny postižené alochemickými přeměnami, např.:
  - diagenetickou silicifikací (křemenné slepence a křemence), vznik křemenových konkrecí (menility)
  - metasomatickou dealkalizací (druhotné kvarcity)
  - okoložilnou metasomatózou (pneumatolytické a hydrotermální prokřemenění)

V přehledu byla uvedena různá kritéria používaná k systematizaci metamorfovaných hornin. Vyplývá z něj, že do racionálního dělení metamorfitů by bylo třeba zavést především kritéria složení výchozích hornin, protolitu a kritéria daná podmínkami za nichž došlo k jejich metamorfóze. Základy takové systematizace jsou shrnuty v tabulce, která zahrnuje složení protolitu a stupeň přeměny. U nejrozšířenějších ekvivalentů peliticko-psamitických usazenin a bazických vyvřelin jsou uvedeny i typy metamorfózy, charakterizované základními geotermami. Principy tohoto dělení jsou základem dělení metamorfitů ve všech moderních příručkách publikovaných v češtině a slovenštině.

## Nejužívanější umělé názvy metamorfovaných hornin

Protolit	Typy metamorfózy, geotermy	Skupina zón velmi nízkých stupňů metamorfózy	Skupina zón nízkých stupňů metamorfózy	Skupina zón středních stupňů metamorfózy	Skupina zón vysokých metamorfních stupňů	Skupina zón velmi vysokých metamorfních stupňů a zón tavení
Pelitové a pelit-psamitové sedimenty (lutěty, slity)	Formace kontaktní metamorfózy – andaluzitová geoterma	SKVRNITÁ, UZLÍKOVÁ, SNOPKOVÁ KONTAKTNÍ BŘIDLICE	PLODOVÁ KONTAKTNÍ BŘIDLICE s chistolitami	KONTAKTNÍ ROHOVEC s biotitem a andaluzitem PORCELANIT, SPILOZIT, DESMOZIT	KONTAKTNÍ ROHOVEC s pyroxenem, cordieritem, korundem	MIGMATIT, SANIDINIT, BUCHIT
	Formace regionální metamorfózy vyššího tlaku – kyanidová geoterma	FYLITOVÁ BŘIDLICE, POLOFYLIT, ASPIDNÍ BŘIDLICE	FYLIT sericitový, chlorit sericitový	FYLITOVÝ SVOR, SVOR s muskovitem, biotitem, kyanitem, staurolitem	PARARULA s diopsidem, granátem, BÍLÁ BŘIDLICE s fengitem, granátem a omfacitem	GRANULITOVÁ RULA s granátem, kyanitem, pyroxenem GRANULIT s hypersténem, BÍLÁ BŘIDLICE s coesitem
	Formace regionální metamorfózy nižšího tlaku – sillimanitová geoterma			SVOR s andaluzitem, SVOROVÁ PARARULA s muskovitem a biotitem, SMIREK, DIASPORIT	BIOTITOVÁ PARARULA s amfibolem, sillimanitem a cordierit + Kživec, KORUNDIT	GRANULITOVÁ RULA, GRANULIT s hypersténem SUEVIT, KÄRNÄIT, ALEMONIT, FULGURIT, THETOMORFNÍ SKLO
Psamity a psefity		METAKONGLOMERÁT, METADROBA, METAARKÓZA	KONGLOMERÁTOVÝ FYLIT, KVARCIT se sericitem a chloritem	KONGLOMERÁTOVÝ SVOR, KVARCIT s muskovitem, biotitem, kalcitem, turmalínem SPARAGMIT	KONGLOMERÁTOVÁ RULA KVARCIT se sillimanitem, granátem, pyroxenem JADEITOVÝ KVARCIT	PYROPOVÝ KVARCIT
Vápence, dolomity, slíny		KATAKLAZOVANÝ KARBONÁT (vápence, dolomit)	KRYSTALICKÝ VÁPENEC a DOLOMIT (MRAMOR) s tremolitem, zoisitem, flogopitem KARBONÁTOVÝ FYLIT	MRAMOR KALCITOVÝ, DOLOMITOVÝ s diopsidem, forsteritem, skapolitem, MAGNEZIT, SIDERIT, ANKERIT, KARBONÁTO-VÝ SVOR, ERLAN s pidotem, vesuviánem BLUDOVIT, EGERAN	MRAMOR s wollastanitem, chondroditem, ERLAN s pyroxenem	MRAMOR s melilitem, spuritem, larnitem, tilleyitem, merwinitem apod.
Magnolit, Ferolit		METAMANGANOLIT META FEROLIT	OTTRELITOVÁ BŘIDLICE, ITABIRIT, JASPILIT	SKARN ŽELEZITÝ KVARCIT	SKARN	SKARN
Organolit		ANTRACIT	ŠUNGIT GRAFITOVÝ FYLIT	GRAFITOVÝ SVOR	GRAFITOVÁ PARARULA KARBONIT	
Bazické vyvřeliny	Formace kontaktní a regionální metamorfózy – sillimanitová a kyanidová geoterma	KATAKLAZOVANÉ GABRO KATAKLAZOVANÝ BAZALT METAGABRO METABAZALT se zeolity	ZELENÁ BŘIDLICE s albitem, chloritem, zoisitem, aktinolit, METAGABRO a METABAZALT s uralitem	AMFIBOLIT ALBIT-EPIDOTOVÝ, BAZICKÝ ORTORHOVEC s epidotem, amfibolem	PLAGIOKLASOVÝ AMFIBOLIT BAZICKÝ ORTORHOVEC s pyroxeny	MIGMATIZOVANÝ AMFIBOLIT BAZICKÝ GRANULIT (TRAPGRANULIT)
Kyselé a intermed. vulkanity	Formace vysokotlaké metamorfózy – kyanitová a lawsonit-fengitová geoterma	METAGABRO a METABAZALT s lawsonitem	MODRÁ BŘIDLICE, GLAUKOFANIT GLAUKOFANOVÁ BŘIDLICE s maskem a kyanitem	PRASINIT s barroisitem	EKLOGITOVÝ AMFIBOLIT EKLOGIT GRIQUAIT	EKLOGIT s coesitem, diamantem

		KATAKLÁZOVANÝ GRANIT, GRANODIORIT, PORFYR a PORFYRIT	METAGRANIT, METAGRANODIORIT, PORFYRITOID, PORFYROID, METARYOLIT, HÄLLEFLINTA	LEUKOKRATNÍ RULA, ORTORULA s muskovitem, FLOITIT, LEPTYTIT	BIOTITOVÁ ORTORULA, LEPTIT, MUKRONIT	GRANULIT, CHARNOKIT, MANGERIT, JOTUNIT, ENDERBIT
Ultrabazické horniny			MASTKOVÁ BŘIDLICE, CHLORITOVÁ BŘIDLICE (CHLORITIT), KRUPNÍK, BOWENIT, SERPERTINIT (HÁDEC), METAPERIDOTTIT	ANTOFYLITOVÁ BŘIDLICE, TREMOLITOVÁ BŘIDLICE, ANTOFYELITIT, GEDRITIT, AKTINOLITIT	OLIVINIT (s granátem), ALKREMIT, GROSPYDIT se spinelem a granátem	
Různé výchozí horniny	Formace dynamometamorfózy	KAKIRIT, REGOLIT (drcené a rozpadavé)	KATAKLAZIT, FYLONIT	MYLONIT	ULTRAMYLONIT BLASTOMYLONIT	PSEDOTACHYLIT
	Formace metasomatitických hornin (metasomatitů)	IMPREGNAČNÍ HORNINA */	ALBITIT, PROPYLIT, ALUNIT, SPILIT, BEREZIT, LISTVENIT			

\*/ jako impregnační označujeme horniny obohacené přínosem látek z vnějších zdrojů za podmínek na hranici diagenese a metamorfózy, řazené k metasomatitům (např. prokřemenění pískovců, fosfatizace pískovců z nadložní vrstvy guána apod.)

## 7.2. Anatektické horniny

Anatektické horniny (migmatity) jsou polyschematické horniny, tvořené světlejší částí, metatektem, zpravidla granitického složení a tmavší částí, substrátem, se složením majícím znaky původní horniny.

Vedle nejužívanějšího dělení podle geometrie složek, shodného s ostatními smíšenými horninami (charismity), jsou migmatity také děleny podle složení substrátu a metatektu či podle množství metatektu.

### *Složení substrátu*

Při mapování migmatitizovaných oblastí je jedním z nejdůležitějších úkolů rozlišení původních, petrograficky odlišných vložek, které umožňuje zjistit stratigrafickou stavbu v migmatitizovaném úseku. Odolné vložky, např. skarny, kvarcity, amfibolity, karbonáty apod., jsou však velmi často vytaženy do izolovaných čoček a jim podobných útvarů.

Substrátem „migmatitů s převahou ortosložky, nebulitů“ nebo migmatitických ortorul bývají v mnoha případech leukokratní metamorfity tj. granulity, leptynity a různé typy ortorulových hornin. Příkladem mohou být nebulitické migmatity tzv. gřöhlské ruly v moldanubiku, vznikající migmatitizací leptynitů (Zoubek 1946, Matějovská 1967, 1970). Takové horniny nelze ovšem považovat za „silnější“ migmatitizované.

### *Složení metatektu*

Pouze v ojedinělých případech se projevuje tendence ke vzniku migmatitů od nejnižších metamorfních stádií. Např. na Domažlicku se podle popisů Vejnar (1968) plynule mění složení mobilizátu v jednotlivých metamorfních zónách (od sv. k jz.): ve facii zelených břidelic (fylity) jsou tvořeny křemenem, v nižší amfibolitové (svory) křemenem s albitem, ve vyšší amfibolitové (sillimanit-biotitické pararuly) křemenem, kyselým plagioklasem a K-živcem, k nimž v další zóně přistupuje ještě cordierit (místo původních slíd, které jsou nestabilní). To odpovídá návrhu dělení migmatitů podle složení metatektu ve smyslu Mehnerta (1962, 1968), který doporučuje rozlišovat migmatické horniny s hydrotermálními (křemen, albit, chlorit, mastek apod.), pneumatolytickými (K-živec, křemen, turmalín), pegmatoidními (křemen, živec), granitoidními (křemen, živec, biotit, cordierit), dioritoidními (plagioklas, amfibol) a gabroidními (plagioklas, pyroxen) mobilizáty. Většinou je však platnost těchto kritérií omezená. Migmatity se vyskytují hlavně v rozmezí výše temperované části amfibolitové fácie a je pro ně charakteristická výrazná souvislost metatektu a celkového složení výchozích hornin. V migmatitizovaných amfibolitech bývá metatekt tvořen hlavně plagioklasem, v kvarcitických rulách křemenem, v biotitických plagioklasových rulách křemenem,



kyselým plagioklasem a mikroklinem a v granulitech vznikají mobilizací žíly anortozitového složení (Oliver 1977).

Také vzájemný poměr minerálů metatektu odráží složení substrátu. K-živce jsou v migmatitech sice daleko hojnější než v pararulách, ale jejich množství je závislé na množství K uvolněného při vzniku cordieritu nebo granátu z biotitu a současně na původním obsahu plagioklasů. Jejich obsah se úměrně zvyšováním K-živce snižuje, takže celkový obsah živců zůstává při migmatitizaci vcelku konstantní (Zikmund 1971). K-živce proto nemůže být indikátorem přínosu, jak se dříve předpokládalo. Souvislost mezi složením metatektu a složením substrátu zcela znemožňuje použít složení metatektu pro rozlišení gradientů migmatitizace: za podmínek, při nichž k migmatitizaci dochází, je vliv původního složení substrátu na složení mobilizátů přinejmenším rovnocenný vlivu stupně mobilizace.

#### *Podíl (množství) metatektu*

Podíl metatektu sloužící za kritérium intenzity migmatizace byl použit Šurkinem (1957) a Hejtmanem (1962, 1969), kteří rozlišili migmatity podle procenta rozpoznatelnosti substrátu (s hranicemi 10, 30, 70, 90 %, viz tabulka):

#### **Rozlišení intenzity migmatitizace podle podílu metatektu (Hejtman 1969)**

100 %	90	70	30	10	0
1	2	3	4	5	

Vysvětlivky:

- 1) ruly (amfibolity), event. slabě migmatitizované
- 2) výrazně migmatitizované ruly
- 3) migmatity
- 4) pokročilé migmatity
- 5) velmi pokročilé migmatity až migmatické žuly

Toto dělení naráží na obtíže s rozlišením vlivu výchozího složení, zejména poloh leukokratních rul, které jsou často považovány za partie difúzně migmatitizované, jako hlavní kritérium slouží pouze v případě injekčních migmatitů. Ty jsou však jen velmi malého rozsahu a jejich geneze je obtížně prokazatelná.

### **7.3. Podmínky vzniku a formace metamorfovaných hornin**

Metamorfóza, tj. přeměna hornin v litosféře je přizpůsobení hornin změněným podmínkám teploty, tlaku a chemizmu prostředí, odlišným od podmínek za kterých vznikaly. Významnou roli při tom hraje čas, doba po kterou se horniny novým podmínkám mohou přizpůsobovat. Každý metamorfní proces je unikátní kombinací tepelného toku, litostatického tlaku, tlaků směrných, tlaků fluid, chemického režimu a jejich variability. Přesto lze rozlišit několik opakujících se situací, při nichž k metamorfóze dochází v oceánské a kontinentální litosféře (obr. 7.11.). Jsou to metamorfní procesy na hranicích litosférových desek, přeměny v oceánské kůře a metamorfní procesy v kůře kontinentální.

#### **Metamorfóza oceánského dna**

*Metamorfóza divergentních rozhraní* (oceánských hřbetů) má statický ráz a je charakterizována přínosem tepelné energie kolem středooceánských hřbetů, kde dochází k rychlému nárůstu teploty s hloubkou, uplatňuje se vysoký tlak fluidních fází a jen nízký celkový (litostatický) tlak. Důležitý je také přínos látek roztoky z hloubky a interakce s mořskou vodou, jehož rozsah závisí na teplotním gradientu a tlaku vody. Jde hlavně o hydrataci, oxidaci a látkovou výměnu, vyluhování MgO, K<sub>2</sub>O a obohacení o Fe, V, Cs a další prvky z mořské vody. Cirkulace mořské vody tak vede ke značným změnám chemizmu: spilitizace, dekalifikace, serpentinizace, převážně za podmínek facie zeolitové a facie zelených břidlic, v hlubších částech i facie amfibolitové (obr. 7.12.). Se změnami chemizmu je nutno počítat i při interpretaci geochemických charakteristik hornin oceánské kůry, včetně reliktní ofiolitových komplexů zabudovaných do kontinentální kůry, ovšem také při interpretaci globálního vývoje chemizmu mořské vody.

*Metamorfóza oblastí horkých skvrn.* K obdobným změnám dochází v oblastech horkých skvrn, kde však mají v důsledku přínosu fluid plášťového původu i dostatku energie ještě větší rozsah metasomatické přeměny. Tyto mohou mít jak progresivní, tak retrogradní charakter, podle vzdálenosti od centra termálního působení. Tyto přeměny mohou být následovány i deformačními přeměnami, které probíhají při obdukcí v horninách oceánské kůry.

*Metamorfóza transformních rozhraní.* Na zlomových systémech vznikají pásma drcených hornin a pásma střížné kliváže. Běžné jsou mylonity, které mohou být rekrystalovány (blastomylonity). Např. na zlomu San Andreas v Kalifornii, Alpínském zlomu na Novém Zélandu, či v oblasti středoatlantského hřbetu dosahují zóny kataklazovaných hornin šířky několika kilometrů.

### **Metamorfóza na konvergentních okrajích litosférových desek a v zónách kolizí**

Na konvergentních okrajích desek a v kolizních zónách vznikají široké metamorfni pásy v délce mnoha set kilometrů. Příkladem může být pás Uralu, Apalačské pohoří v USA a pásy obklopující Tichý oceán, např. v Japonsku, na Kamčatce a v Koržakii.

Metamorfóza konvergentních rozhraní je charakterizována vznikem *párových metamorfni pásů*. Na oceánské straně vzniká v čele subdukčního ohybu oceánské desky pásmo vysokotlakové metamorfózy s gradientem  $10 - 15 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$  (série modrých břidlic – glaukofanity, prasinity, eklogity). Na kontinentální straně vzniká nad subdukční zónou pásmo vysokoteplotní metamorfózy s granity, migmatity a horninami sillimanitového a cordieritového typu regionální metamorfózy. Subdukce chladnější oceánské desky pod ostrovní oblouk či okraj kontinentu způsobuje místní snížení izoterm a vznik nízkého geotermálního gradientu (méně než  $10 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ ). Tento gradient ovlivňuje vznik vysokotlakové metamorfózy spolu s vysokými tlaky vznikajícími na styku desek. Ve větších hloubkách probíhají procesy tavení v subdukční zóně, uvolňování těkavých látek a tepla. To umožňuje zvýšený přenos tepla do vyšších úrovní a vznik geotermálního gradientu většího než  $20 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ . Spolu s přenosem tepla vystupujícími magmaty to způsobuje vysokoteplotní metamorfózu v kontinentální kůře.

Oba pásy bývají v ostrovním oblouku odděleny až 250 km širokým pásmem, které není ovlivněno metamorfózou a je často oblastí sedimentace, v jiných případech spolu sousedí nebo jsou odděleny významným zlomovým pásmem. V případě, že subdukce je velmi pomalá, geotermální gradient zůstává tak vysoký, že vysokotlaký metamorfni pás nemůže vzniknout. Vysokotlaké pásy chybí zejména ve starších formacích. To může být způsobeno např. sekulárními změnami v rychlosti pohybu litosférových desek, nebo postupným chladnutím Země, postupným narůstáním kontinentální kůry apod. V každém případě je však projevem vývoje Země.

### **Metamorfni procesy v kontinentální litosféře**

Přeměny hornin v kontinentální litosféře jsou podstatně složitější a pestřejší než proměny na oceánské dně. Kombinace podmínek jsou natolik diferencovány, že každou metamorfózu musíme studovat zvlášť, protože svou kombinací podmínek je unikátní a neopakovatelná. Navíc existuje mnoho druhů přeměn, které souvisí se vznikem a vývojem litosféry nepřímo (šoková metamorfóza, kontaktní metamorfóza). K základním skupinám přeměn probíhajících v kontinentální kůře patří:

*Metamorfóza pod tlakem nadloží* (pohřbívací, poklesová metamorfóza) je spjata s diagenézí. Má vždy progresivní charakter a vhodné podmínky pro rozsáhlou cirkulaci roztoků, které se na přeměnách aktivně podílejí. Většinou zahrnuje horniny velmi nízkých a nízkých stupňů metamorfózy a hlavním činitelem je litostatický tlak.

Výjimečně může dosáhnout vyšších stupňů, ale v tom případě je třeba vyššího přínosu tepla, mohlo by dojít až k anatexi, ale teplotní gradient  $40 - 60 \text{ }^\circ\text{C.km}^{-1}$ , který je k tomu nutný, je dosahován jen v oblastech aktivního vulkanismu.

V kontinentální litosféře se sporadicky vyskytují horniny, které vznikly za ultravysokého tlaku (pyrop-coesitová facie, Hovorka, Méres 1993), které jsou někdy interpretovány jako horniny, ponořené do hloubek kolem 100 km a opět vynořené na povrch. To je však málo pravděpodobné. Jejich minerální asociace (s coesitem, pyropem, diamantem) vznikly spíše ve svrchní kůře v důsledku lokálních tektonických přetlaků než působením tlaků působících ve velkých hloubkách. Patří k nim např. čočky bílých břidlic v masivu Dora Maira v Západních Alpách, masiv Debie Shan v centrální Číně a v České republice eklogitické horniny v Krušných horách (Klápová 1999) a exotické uzavřeniny z moldanubika na Písecku (Kotková et al. 1997), které vznikly za tlaku cca 28 Kbar.

*Metamorfóza při kolizní tektogenezi* je charakterizována procesy probíhajícími při ztluštění desky subdukcí a obdukcí s výraznými rozdíly v druhu proměn v čase:

- úvodní – aktivační – etapa vysokotlaková a nízkoteplotní
- kolizní etapa je progresivní metamorfóza kyanit-sillimanitové série, provázená v hloubce vznikem anatektických magmat
- finální etapa s projevy vysokoteplotní regionální metamorfózy (sillimanit-cordieritové) a proniky magmat

*Metamorfóza štítů* je vysokoteplotní metamorfóza vysokých metamorfních stupňů. Podle geotermických údajů dosahovaly při ní teploty 1 000 °C a více, v poměrně mělkých úrovních za dostatku vody a těkavých látek. Probíhala za podmínek amfibolitové, případně nižší granulitové facie po dlouhou dobu a vedla k plastickému stavu hornin a dosažení vnitřní rovnováhy na velkých areálech.

*Regionální metamorfóza centrálních částí tepelných dómů* se vyznačuje nízkotlakovou metamorfózou v klenbových strukturách s rulovým, migmatitovým či granitoidním jádrem a maximem metamorfózy v centru, které je obklopeno vulkanosedimentárními formacemi pláště. Příčinou je zvýšený přínos tepla (tepelné dómy jsou patrně kontinentálním ekvivalentem hot spots z oceánské kůry). Bývají obklopeny vulkanosedimentárními formacemi – zelenokamenná pásma).

*Regionální přeměna zón hlubinných zlomů* zahrnuje soubory přeměn, k nimž dochází v poruchových zónách. Někteří autoři považují veškerou regionální metamorfózu za působení těchto vlivů, zpravidla však tomu neodpovídá metamorfní zonálnost.

*Kontaktní metamorfóza* je soubor přeměn v lemech vyvřelých hornin. Hlavním činitelem je teplota (z magmatu může přejít do okolních hornin zhruba 60 % tepla), tlaky jednak způsobené změnami objemu souvisejících s intruzí magmatu, jednak hloubkou (sloupcem nadložních hornin) v níž magma tuhne a působí na okolí. Doba působení metamorfních podmínek při kontaktní metamorfóze závisí na měrném teple magmatu, teplotě okolních hornin, velikosti magmatického tělesa a tepelné vodivosti hornin a pro různé intruze se stanovuje výpočtem (obr. 7.13.).

*Šokové metamorfózy* vznikají náhlým účinkem metamorfních podmínek na horniny. Většinou jde o působení teploty zvýšení blesku (vznik fulguritů), hořením uhelných slojí (metamorfózy vypalovací), nebo působením teploty a tlaku (metamorfóza impaktová, způsobená dopadem velkých meteoritů, obr. 7.14.) a autometamorfóza efuzivních hornin a intravulkanické přeměny již vykrystalovaných hornin (metamorfóza ipnitová).

K metamorfním přeměnám je možno řadit i další přeměny k nimž ovšem dochází mimo litosféru.

#### *Metamorfní procesy ve svrchním pláští*

Působení plášťových diapirů a změny složení pláště (plášťová metasomatóza). K nim patří zejména přínos látek z jádra do pláště a látková výměna mezi pláštěm a kůrou, z níž se při subdukcii dostávají do pláště fluida (voda), radioaktivní prvky a prvky litofilní.

#### *Metamorfóza extraterestrická*

K ní čítáme např. metamorfní přeměny měsíčního regolitu (drcení) a šokovou termální metamorfózu meteoritů při průletu atmosférou.

## **Formační analýza metamorfních jednotek**

Jako metamorfní formace jsou definovány soubory hornin stejného metamorfního vývoje.

Při členění metamorfních jednotek se nejčastěji používá názvů podle Zoubka (1948):

- metamorfní provincie – soubor metamorfních oblastí příslušejících jednomu vývojovému cyklu
- metamorfní oblast – soubor izometamorfních zón, které vznikly jednotným pochodem
- metamorfní zóna (= izometamorfní) jako základní jednotka zahrnuje horniny stejného metamorfního stupně. Pokud jsou v ní horniny odpovídající jinému stupni (anizozonální) mají jiný metamorfní vývoj, jsou exotické (např. inkorporované části spodní kůry) nebo měly odlišné vlastnosti výchozích hornin (anomální + či - obsahy vody, rozdílnou kompetenci).

## **7.4. Vznik a vývoj minerálů při metamorfóze**

V minerálních asociacích mateřských hornin se metamorfóza uplatňuje ve čtyřech základních procesech, způsobených tím, že se hornina přizpůsobuje změněným podmínkám. Jsou to deformace a rozpad minerálů, rekrystalizace, vznik nové fáze a tavení minerálů.

### *Deformace a rozpad*

Působení stresu (směrného tlaku) se projevuje především deformacemi a rozpadem minerálů. Vznikají v minerálech skluzové lamely (kalcit), ohýbání (biotit), obláčkované zhasení, to je vznik domén s odlišnou orientací mřížky v původně homogenním minerálu (křemen) nebo tlakové dvojčatění (živce). Při silnějším působení tlaku dochází k drčení na okrajích zrn (vzniká maltová stavba), dochází k rozpadu zrn a vzniku skla (thetomorfní sklo).

### *Rekrystalizace*

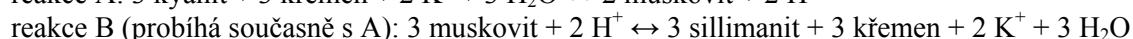
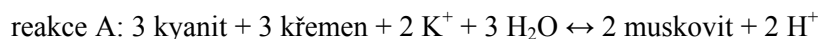
Jako rekrystalizace se označují přeměny minerálů probíhající bez změny chemického složení. K rekrystalizaci patří:

- inverze mřížky minerálu (např. změna alfa na beta křemen),
- změna uspořádanosti mřížky, krystalinita (kalcit a aragonit, illit a muskovit) nebo krystaličnost (změna amorfního grafitu na krystalický, změna melnikovitu na pyrit)
- polymorfni přeměny (např.  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ , kyanit-sillimanit-andaluzit)
- dorůstání minerálů, nejčastěji podle Sorbyho (Rieckeho) principu dorůstají minerály ve směru nejmenšího tlaku a rozpouštějí se ve směru nejintenzivnějšího tlaku, za vzniku destičkovitých forem (křemen v granulitech, granát, olivín).

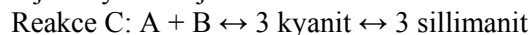
### *Vznik nové fáze*

Jestliže je převyšena aktivační energie, probíhají v horninách chemické reakce za vzniku nových minerálů:

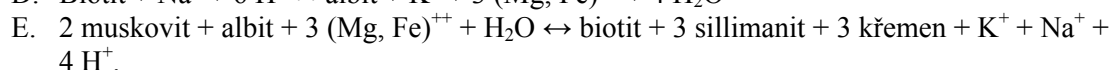
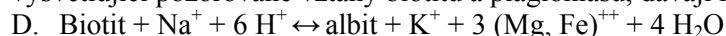
- reakce výměnné: s přerozdělením prvků:
  - diopsid + almandin  $\leftrightarrow$  hedenbergit + pyrop (přerozdělení železa a hořčíku)
- exsoluční (solvus):
  - vysokotlakový alkalický živec  $\leftrightarrow$  K-živec + Na živec
  - Mg kalcit  $\leftrightarrow$  kalcit + dolomit
  - vysokoteplotní cpx  $\leftrightarrow$  diopsid-enstatit
- reakce fluid:
  - grafit +  $\text{O}_2 \leftrightarrow \text{CO}_2$
  - $2 \text{H}_2\text{O} \leftrightarrow 2 \text{H}_2 + \text{O}_2$
- reakce spojené se změnou obsahu těkavých látek:
  - dehydratační: mastek  $\leftrightarrow$  3 enstatit + křemen +  $\text{H}_2\text{O}$
  - dekarbonizační: kalcit + křemen  $\leftrightarrow$  wollastonit +  $\text{CO}_2$
  - smíšené: margarit + 2 křemen + kalcit  $\leftrightarrow$  2 anortit +  $\text{CO}_2$  +  $\text{H}_2\text{O}$
  - oxidačně-redukční: biotit +  $\text{O}_2 \leftrightarrow$  K-živec + magnetit +  $2 \text{H}_2\text{O}$
  - sulfidační:  $2 \text{FeS}_2 \leftrightarrow \text{FeS} + \text{S}_2$
  - s účastí halogenidů: výměna fluoru mezi fluidy a biotitem
- reakce látek rozpustných ve vodních roztocích: sericitizace
- komplexní reakce jsou při metamorfóze nejdůležitější. Zúčastní se na nich většina (nebo všechny) složek horniny. Příkladem může být vznik sillimanitu z kyanitu (obr. 7.15.):



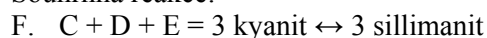
Jejich výsledek je:



Přitom není třeba žádný přínos a obě reakce probíhají v uzavřeném systému. Podobný výsledek, vysvětlující pozorované vztahy biotitu a plagioklasu, dávají reakce:



Souhrnná reakce:



Sillimanit tedy není tvořen ze stejných atomů Al, Si a O jako dřívější kyanit. Jednotlivé minerály (muskovit, biotit, plagioklas, křemen) v hornině se vlastně všechny na takové komplexní reakci mohou zúčastnit.

Vznik nového minerálu je tvořen dvěma procesy:

#### *Nukleace*

Pro vznik zárodků (nukleí) je důležité umístění. Vznikají v místech, kde jsou oslabeny intrakrystalinní vazby: na hranicích zrn (na styku tří minerálů), v ostrých úhlech nebo v příhodných místech staršího minerálu (např. sillimanit v biotitu). Počet vzniklých nukleí závisí na koncentraci potřebných látek ve fluidní fázi.

#### *Růst minerálů*

Závisí na počtu nukleí, koncentraci potřebných látek a možnostech sběrné krystalizace, vzniku porfyroblastů a na krystalizační síle nově vznikajících minerálů. Vliv změn teploty a tlaku na stabilitu vznikajících minerálů ukazují diagramy systémů různého složení.

#### *Tavení minerálů*

Podmínky při nichž dochází při metamorfóze k tavení minerálů závisí: na poměru teploty a tlaku, na složení protolitu, na míře dosažení rovnováhy a na složení fluid. Základní podmínkou je přítomnost vody (k úplnému roztavení horniny je potřeba 5 % vody), ostatní látky mohou výrazně snižovat teplotu počátku tavení. Ku příkladu NaCl snižuje granitové eutektikum z 725 °C na 670 °C, B až o 100 °C apod. Při vysoké teplotě (např. fulguritů vznikají při úderu blesku za teplot až 20 000 K) může mobilizát utuhnout i jako thetomorfní sklo. Během tavení vzniká roztavená hmota, mobilizát a neroztavený zbytek restit. Tento proces se označuje jako parciální (dílčí) anatexe a vznikající horniny jako migmatity. Tavení probíhá v obráceném sledu než krystalizace v Bowenově schématu, nejdříve se taví minerály, které vznikaly v závěru krystalizace za nejnižších teplot (křemen) a minerály, které krystalovaly v úvodu (olivín, bazické plagioklasy) jsou vůči tavení nejodolnější. Proto lze podle složení taveniny (metatektu) rozlišovat mobilizáty hydrotermální (křemen a albit, chlorit, mastek), pneumatoidní (křemen, živce, biotit, cordierit), dioritový (plagioklas a amfibol) a gabroidní (plagioklas a pyroxen). Složení restitů je do značné míry závislé především na složení původní horniny.

Pokud metamorfní asociace minerálů jsou stabilní, rovnovážné, může se z nich usuzovat na velikost proměnných PT a X v průběhu metamorfózy. Velmi mnoho je však nestabilních nebo metastabilních – vyskytují se v podmínkách, které těmto asociacím neodpovídají, např. vysokotlaké asociace na zemském povrchu, (naštěstí – proto je můžeme studovat).

Průběh reakce je takový, že se vytváří nejprve přechodný aktivovaný komplex, tj. uskupení atomů přechodné konfigurace jako první stadium přeměny reaktantu na produkt. Za vyšších teplot vzniká snáze v důsledku většího pohybu částic.

Aktivovaný komplex má vyšší volnou energii, tzn. aktivační energie, která je vlastně energetickou bariérou bránící vzniku stabilnějších produktů. Katalyzátor je látka, která snižuje aktivační energii a umožňuje tak rychlejší průběh reakce.

Průběh reakcí je posloupnost kroků, z nichž každý má svou rychlost a ten nejpomalejší určuje rychlost reakce (nukleace, zárodek, aktiv. komplex, rozrušení stávajících vazeb a přemístění do míst zárodku). Pokusy Greenwooda ukázaly, že rychlejší cesta k dosažení rovnováhy může být přes nestabilní meziproduct:

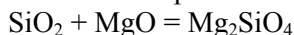


antofylit se však rozkládá



Takže cesta od mastku ke stabilní asociaci enstatit – křemen je rychlejší přes nestabilní antofylit (obr. 7.12.).

Rychlost reakcí je velmi rozdílná. Podle experimentálních dat např. reakce:



proběhla v suchém prostředí při 1 000 °C za 4 dny jen z 26 %, kdežto za přítomnosti vody byla již při 450 °C okamžitě úplná. Podobné rozdíly zjistili Ernst, Calvert (1969) při překrystalování přírodního **crystalitu** na **křemen** v terciérní formaci Monterey v Kalifornii.

Rychlost migrace látek v hornině je poměrně nízká. Nepřímo z rychlosti tepelného toku byla zjištěna rychlost pohybu v intergranulárních prostorách horninové vody  $10^{-12} \text{ m.s}^{-1}$ , tzn. že za  $10^7$  let (jak dlouho mohou tyto roztoky existovat) se vodní roztoky pohnuly asi o 300 m (z rovnice Antonova byla vypočtena hodnota  $10^{-13} \text{ m.s}^{-1}$ ). Rychlost difúze mřížkou se za teplot 100 – 500 °C odhaduje na

$10^{-14}$  až  $10^{-8}$   $\text{m}^2 \cdot \text{s}^{-1}$  je tak pomalá, že např. v zonálních krystalech nedochází k vyrovnání složení ani během milionů let geologického vývoje a i v povrchových podmínkách zůstává zachováno původní složení minerálů.

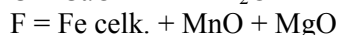
#### Trvání úplné přeměny cristobalitu na křemen při různých teplotách (Ernst, Calvert 1969)

experimentální data	teplota $^{\circ}\text{C}$	vypočtená data
29 hod.	500	
330 hod.	400	
5600 hod.	300	0,64 let
	200	47 let
	100	36 000 let
	50	4 000 000 let
	20	180 000 000 let

#### Fázové diagramy a fázové pravidlo

Metamorfními reakcemi se v hornině vytváří termodynamická rovnováha, takže minerální složení odpovídá podmínkám teploty a tlaku. Hornina je mechanická směs fází (minerálů) tvořící heterogenní systém komponent (složek) těchto fází. Při změně P či t se stává min. složení nerovnovázným a je nahrazováno novou, za daných podmínek stabilnější asociací minerálů. Platí Eskolovo pravidlo odvozené z Gibbsova fázového pravidla: *V hornině může existovat jen tolik fází (minerálů) kolik je v ní složek (oxidů).*

Jestliže je hornina v chemické rovnováze, pak je její složení určeno jen jejím složením chemickým. To znamená: je předpověditelný (=stálý) vztah mezi minerálním a chemickým složením, které má devět složek:



Změny minerálního složení jsou základem principu minerální facie.

*Horniny jedné metamorfní zóny, které se vytvořily za přibližně stejných fyzikálních podmínek, mají zákonité složení minerální, které definoval Eskola (1915) takto: jestliže hornina určité metamorfní formace dosáhla při metamorfóze za konstantních teplotních a tlakových podmínek chemické rovnováhy, pak její minerální složení je určováno jen jejím složením chemickým. Tento tzv. Eskolův princip facií, říká, že k téže facii patří všechny horniny, které vznikly za stejných teplotních a tlakových podmínek bez ohledu na jejich chemické složení. Jinak řečeno, pokud v rámci jedné izometamorfní zóny určíme minerální složení horniny určitého celkového chemického složení, pak můžeme odvodit složení rovnovážných minerálních asociací všech izometamorfních hornin téže zóny v souladu s jejich chemickým složením. Děje se tak zpravidla vynesemím minerálních asociací a hodnot chemického složení do trojúhelníkových diagramů ACF, AKF, jak je podrobně popsáno Hejtmánem (1962) nebo Winklerem (1974).*

V poli teploty a tlaku zaujímá každý minerál ohraničené pole stability, které je určeno experimentálně. Z polí stability jsou sestavovány tzv. *petrogenetické mřížky*, ukazující pole stability jednotlivých minerálů, např. karbonátů (první takovou mřížku sestavil N. L. Bowen 1930), pelitů nebo bazických hornin (obr. 7.17., 7.18. a 7.19.).

V každém poli stability je o jednu změněn systém fází a proto jsou stabilní jiné fáze. Takovou část petrogenetické mřížky s univariantním trojným bodem a divariantními křivkami pro dvojice modifikací, jakou je např. pole stability modifikací  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (obr. 7.20.) se nazývá *uzel Schreinemakerové*.

Jedním z projevů fázového pravidla je systém rozdělení prvků mezi minerály. Toto rovnovážné rozdělení vyjadřuje *Nernstův distribuční zákon*:

$$K_{D+E}^{A-B} = \frac{X_E^A}{1 - X_E^A} \cdot \frac{1 - X_E^B}{X_E^B} \qquad K_{D+E}^{A+B} = \frac{X_B^A}{1 - X_E^A} \cdot \frac{1 - X_E^B}{X_E^B}$$

$E$  je daný prvek,  $X_E$  jeho molekulární frakce, tj. vztah k jinému prvku,  $E$ , s nímž tvoří binární směs v koexistujících minerálech  $A+B$ , závisí na stupni metamorfózy, a proto je základem geotermie a geobarometrie (obr. 7.17. a 7.18.).

Základním problémem aplikace termodynamiky na metamorfni procesy je v přírodě otevřenost nebo uzavřenost systémů pro prvky i fluidní fázi. Význam vyplývá z příkladu:

- Systém pro  $\text{CO}_2$  uzavřený - při dekarbonizaci se zvyšuje tlak  $\text{CO}_2$  až zabrání dalším reakcím dekarbonizace
  - Systém pro  $\text{CO}_2$  otevřený – uniká uvolněný plyn a reakce závisí jen na teplotě
- Velmi dlouho se diskutovalo, zda vůbec může být dosaženo při metamorfni procesech rovnováhy. Podkladem byla otázka otevřenosti systémů:
- kdyby byly uzavřené, nemohly by se vyskytovat stabilní asociace facií
  - kdyby byly otevřené, nemohla by např. existovat asociace wollastonit + křemen

Zřejmě v přírodě existují soustavy ne zcela uzavřené za nižších tlaků a otevřené za vyšších s možností úniku fluidní fáze. Propustnost může být jiná pro plyny, tekutiny i pro smíšené fluidní systémy.

Za běžné metamorfózy je tlak fluid shodný s tlakem nadložního sloupce hornin (litostatickým) a má izotropní hydrostatický charakter.

Tlak fluid ovlivňuje teplotu reakcí: v sušších horninách vznikají asociace odpovídající vyšší metamorfóze dříve než v okolních vodou bohatších (projevuje se to hlavně v nižších stupních metamorfózy). Při vyšší teplotě se uplatňuje tzv. efekt autoklávu, tj. zvyšování tlaku fluid v systémech omezeně odkrytých. Nastoluje se přímý vztah mezi  $P_f$  a  $P_G$  (tlakem fluid a tlakem celkovým).

Tlak fluid se zpravidla podílí na reakcích jen tou fází, která se reakce přímo zúčastní a ostatní složky se podílí jen jako inertní (např. voda při metamorfóze karbonátů,  $\text{CO}_2$  při metamorfóze pelitů – křížící se izogrady).

Podle pokusů Yodera mohou vznikat zelené břidlice, amfibolity či eklogity vedle sebe jen podle místního tlaku vody. V přírodě však jsou zákonité sledy a proto je přímý vztah fluid a celkového tlaku obvyklý (obr. 7.16.).

Předpoklad, že voda je univerzálně přítomna (Barth, Eskola) je mylný, podle Turnera je normální složkou horniny. To potvrdil Krupička v jílovském pásmu. Mohou vznikat stejné minerální asociace buď za nižší teploty v suchých horninách nebo za vyšší ve vodou bohatých. Se stoupající metamorfózou dochází k vyrovnání obsahu vody v koexistujících horninách. Hlavním zdrojem vody jsou okolní horniny v nichž probíhá dehydratace. Jen tím lze vysvětlit vznik zelených břidlic z bezvodých ultrabazik.

#### *Metamorfni diferenciacie a metamorfni homogenizace*

Jako metamorfni diferenciacie se označuje vznik minerální inhomogenity v původně homogenní hornině. Probíhá:

- *Sekrecí*: do dutinek (gradient tlaku) roste minerál od okrajů do středu
- *Konkrecí*: růst porfyroblastů s ochuzenými lemy (granáty, pegmatitová hnízda), obohacením stabilními minerály,
- *Princip rozpustnosti*
- *Mechanický princip*: oddělení minerálů s různými mechanickými vlastnostmi

Všechny změny *látkového složení* při metamorfóze, ale i procesy větrání v moderní literatuře jsou popisovány jako metasomatické (tedy všechny změny látkového složení). Metasomatóza není nerovnovážná, jsou to jen stádia vyrovnání chemických potenciálů v hornině nebo mezi horninami.

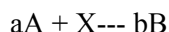
**Chemické potenciály v horninách** jsou způsobeny:

1. Uvnitř hornin – gradienty složení uvnitř minerálů (zonálnost) nebo mezi minerály (reakční lemy, vzájemné reakce mezi minerály) nebo mezi částmi hornin (pásky magnetitu a křemene v páskovaných železných rudách (tzv. formace BIF), reagují na vznik u antofylitu nebo mezi fluidem a pevnou fází, kdy vznikají gradienty tlaku (Rieckeho princip, metamorfní diferenciaci) a gradienty teploty, které ovlivňují hlavně fluidní fáze.

Časté jsou proto nerovnovážné reakční struktury v metamorfovaných horninách, výskyty s nerovnovážnými částmi horniny (pásky hydratace v granulitech, pásky oxidace hematit-magnetit v BIF) a nestabilní relikt. Rozlišují se relikt:

- metastabilní – malá rychlost reakcí (vysoká aktivační energie)
  - obrněné – obklopené ochranným reakčním lemem
  - nuceně stabilní – v hornině nejsou látky (např. H<sub>2</sub>O) na přeměnu
2. Mezi horninami různého složení: bimetasomatóza
  3. Mezi izometamorfními zónami: předpokládá se například mezi amfibolitovou a granulitovou facií.
  4. Mezi spodní kůrou a pláštěm (plášťová metasomatóza).

Látkovou bilanci metasomatózy vyjadřuje jednak Lindgreenův zákon (zatlačují se stejné objemy, objem substrátu, tj. zatlačené horniny = objem metasomatitu), jednak rovnice Gresense:



kde jsou *A* gramy substrátu, *B* gramy produktu, *X* gramy přineseného nebo odneseného materiálu.

Za metamorfních podmínek vznikají v horninách chemické potenciály jednak v důsledku poklesu teploty či tlaků (podle Fourierova zákona), jednak v důsledku chemického rozdílného složení mezi sousedními horninami. V prvním případě dochází k migraci látek převážně ve fluidním stavu ve směru klesajícího tlaku nebo teploty, nejčastěji směrem od magmatu (teplota, obr. 7.23.) nebo do otevřených puklin (tlak). Při tom roztoky mění ve směru pohybu složení, protože látky v nich rozpouštěné se ukládají a jiné z hornin do roztoku přecházejí. Mění se složení jak roztoků, tak i hornin. Tento proces je označován jako infiltrační metasomatóza.

**Termální a tlaková historie metamorfovaných jednotek** je velmi důležitá pro určení vývoje dané oblasti zemské kůry, kterou nemůžeme interpretovat bez znalosti průběhu teploty, tlaku a času. Tento vztah: čas – teplota – transformace se určuje na základě geoterm a barometrických údajů a údajů o radiometrickém stáří horniny a jejich minerálů. Při tom se vychází z Dodsonovy rovnice pro blokující či uzavírající teplotu (obr. 7.25. a 7.26.).

V diagramu P-T-t lze znázornit nejen průběh transformace ale i závislosti na dalších faktorech. Jestliže dochází k rychlému ochlazení (křivka A na obr. 7.26.) nedojde k transformaci a zachování fázi za daných podmínek je vysvětleno. Běžná je křivka B kdy transformace začne, probíhá, ale není dokončena. Tomu odpovídá většina příkladů retrogradní metamorfózy: okraje minerálů jsou přeměněny, ale jádra zachována. Křivka C dovádí reakce do konce a křivka D nikde neprotíná ochlazovaný povrch a proto nedochází ke vzniku rovnováhy. Ve vývoji každé minerální asociace v metamorfovaných horninách můžeme rozlišit jednu nebo více etap oddělených výrazným časovým intervalem (např. v horninách Českého masívu je rozlišována metamorfní etapa kadomská a metamorfní etapa hercynská, obr. 7.25.).

*Časový faktor* nelze většinou sledovat přímo ani napodobovat experimentálně a proto jsou značně nejisté představy o době trvání metamorfních podmínek. Především o tom, zda izogrady vyjadřují jen prostorový nebo také časový vztah, a o tom, jaké je časové schéma působení progresivních a regresivních přeměn v jedné metamorfní epizodě (tzn. v kterém období vývoje horniny vznikly dnešní minerální asociace a v kterém okamžiku se proces jejich vzniku zastavil).

Při kontaktní metamorfóze závisí doba působení na velikosti magmatického tělesa (tzn. na množství tepla, které z něho může být uvolněno), na tepelné vodivosti hornin, na geologické pozici magmatického tělesa a jeho okolí (diskordantní, konkordantní atd.), na minerálním a chemickém složení okolí na obsahu H<sub>2</sub>O v okolí a na jejich výchozí teplotě.

Jestliže magmatické těleso (deskovitého tvaru o šířce *D*) působí na horninu do vzdálenosti  $0,01 D^2$  a maximální možná teplota, která se dostane z magmatu do okolí je asi 60 % teploty magmatu, je doba působení při *D*=1 m 3 dny, při *D*=10 m jeden rok, při *D*=100 m sto let a při *D*=1 000 m 10 000 let. Protože rychlost pohybu intrudujícího magmatu se odhaduje na několik málo desítek mm ročně, působí u intruzí širších než desítky metrů maximální převáděná teplota po dostatečně dlouhou dobu, aby mohla vzniknout rovnovážná minerální asociace v kontaktně metamorfovaných horninách. U tenkých žil se častěji uplatňuje rychlé ochlazování magmatu za vzniku jemnozrnných endokontaktních lemů. Délku působení metamorfních podmínek je možno odvodit také z kinetiky probíhajících reakcí.



Při regionální metamorfóze někteří autoři předpokládají katastroficky krátké působení metamorfních podmínek (maximálně desítky tisíc let), častěji se však celkové trvání metamorfního cyklu uvádí na 20 až 30 milionů let (např. hercynská metamorfóza). V Alpách byla odhadnuta rychlost ochlazování podle radiometrických dat na 25 °C za 1 milion let. Tento pokles odpovídá při geotermickém stupni 30 °C.km<sup>-1</sup> výzdvihu o 0,8 mm ročně.

Podle zachovaných vztahů minerálů v hornině je možné rozlišit:

1. Stadium progresivní, v němž ve vzájemné závislosti stoupá teplota a tlak. Minerály vznikající v tomto stádiu jsou jen málokdy zachovány.
2. Stadium vyvrcholení, v němž vznikají minerály indikující nejvyšší teplotu a nebo tlak, jimž se při dané metamorfóze hornina přizpůsobila
3. Stadium regresivní, v němž dochází k poklesu teploty a tlaku a vzniku minerálů odpovídajících nižším teplotám a tlakům. Příkladem mohou být cordierit-biotitové pararuly na Českomoravské vrchovině, v nichž ve stadiu vyvrcholení teploty vznikl cordierit a z něho jsou v regresivním stadiu postupně uvolňovány sillimanit, muskovit, chlorit a pinit.

Tento vývoj lze znázornit v tzv. P-T-t diagramu, do něhož jsou zahrnuty i údaje geochronometrické (obr. 7.25).

Od těchto stadií je třeba odlišit polyfázový vývoj, kdy při různých a různě starých etapách metamorfózy dochází k opětovnému metamorfnímu postižení, polymetamorfóze. Ta může být buď retrográdní, při níž vznikají v následné etapě minerály odpovídající nižšímu stupni metamorfózy, než ten, kterému odpovídala dřívější asociace minerálů v hornině nebo prográdní, s minerály odpovídajícími vyššímu metamorfnímu stupni. Jako diaforéza se označuje retrográdní metamorfóza za nízkých teplot.

Z vrtů ve východoslovenské pánvi byly získány údaje o průběhu recentní metamorfózy. Bez ohledu na stratigrafické hranice probíhají paralelně s povrchem izogrady vyznačující průběh reakcí přeměny jílových minerálů na illit a illitu na muskovit. Je pravděpodobné, že toto uspořádání izograd je běžné pro regionální metamorfózu.

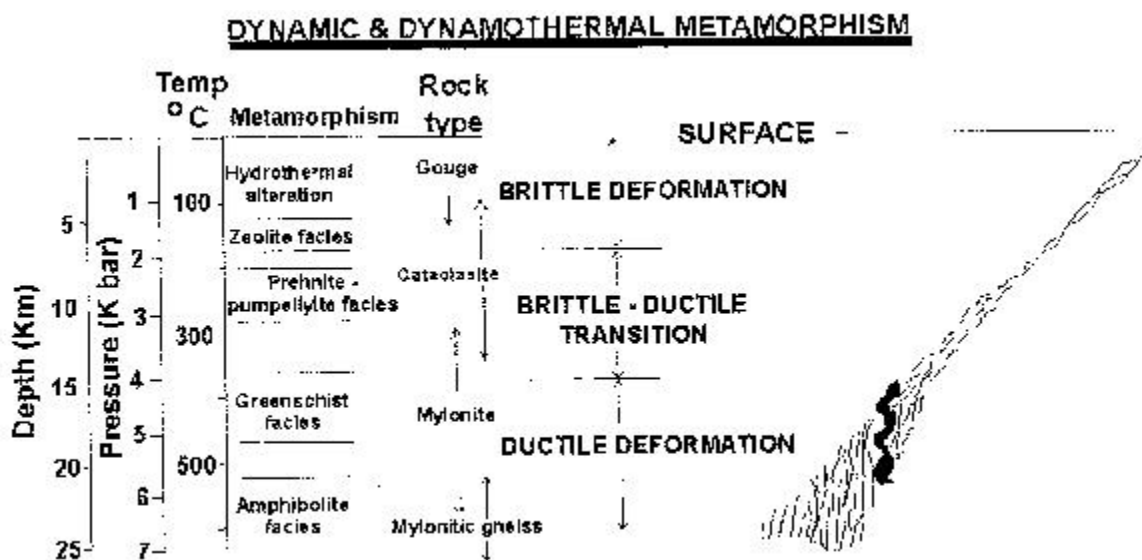
Vzhledem ke změnám původního režimu P a T nedosáhne hornina maximální teplotu a tlak současně, ale dochází k tzv. termální relaxaci, takže maximální teplota je dosažena až později během výzdvihu do vyšších úrovní zemské kůry, kde působí nižší litosférický tlak. Po dosažení vrcholných podmínek hornina postupně chladne až dosáhne zemský povrch. Při tom dochází k retrográdním reakcím, jejichž intenzita závisí na rychlosti výzdvihu a množství fluid, které v hornině zůstaly, nebo které jsou do ní během výzdvihu přinášeny zvenčí. Při tzv. normálním sledu metamorfních zón by výše metamorfované horniny měly ležet pod níže metamorfovanými a metamorfní izotermy a izobary, vyjadřující distribuci teploty a tlaku by měly být navzájem paralelní. V případě, že se křížují, dochází pravděpodobně během tektonometamorfního vývoje horniny ke změnám termálních parametrů anebo ke změnám tektonického režimu (obr. 7.26.). K těmto změnám teplotních poměrů může dojít vlivem magmatických intruzí nebo vlivem tektonického režimu. Při změnách výzdvihu se např. mohou dostat vedle sebe horniny s vysokotlakými a nízkotlakými asociacemi nebo kolem zlomových struktur může dojít k laterálnímu uspořádání úzkých metamorfních zón původně uspořádaných horizontálně. Tektonickými násunými podél střížných zón může vzniknout obrácená (inverzní) metamorfní zonálnost. Násun hlubší teplejší vrstvy na vrchní, chladnější může způsobit tzv. žehličkový efekt, kdy ve spodní desce dochází k proteplení, dehydrataci a uvolňovaná fluida způsobují retrogresi (hydrataci) ve svrchní. Uspořádání metamorfních zón vlivem „žehličkového efektu“ je pak inverzní ve spodní i svrchní desce. Ještě složitější vztahy mohou nastat vrásněním, když v důsledku termální relaxace deformace předchází ustálení teplotního gradientu a v synformních částech probíhá proteplení a v antiformních částech k chladnutí.

Přes nejistoty v kalibraci a interpretaci různých geotermometrů a geobarometrů je v orogenních pásmech určování termálního vývoje vcelku jednoduché. K vysvětlení metamorfních změn a jejich sledu je nutné znát distribuci teplot v kůře, její změny v čase a to jaká kombinace geologických činitelů může vést k ponoření do kůry hornin a pak je opět jako metamorfované součásti geologických jednotek vrátit k povrchu. Takových procesů je několik (Thompson 1981):

- Zesílení kůry překrytím příkrovy nebo procesy subdukce. To vede k překrytí chladnějších hornin teplejšími, k prohřátí chladnějších hornin, které závisí na jejich tepelné vodivosti, zdrojích tepla v horninách (radioaktivní rozpad) a teple přenášeném do kůry. Při erozi se izotermy pohybují vzhůru. Normální vývoj je jen málo závislý na mocnosti přesunutých hmot, na trvání výzdvihu a na časovém intervalu mezi přesunutím a začátkem eroze. Vznikají složité vztahy, které vedou

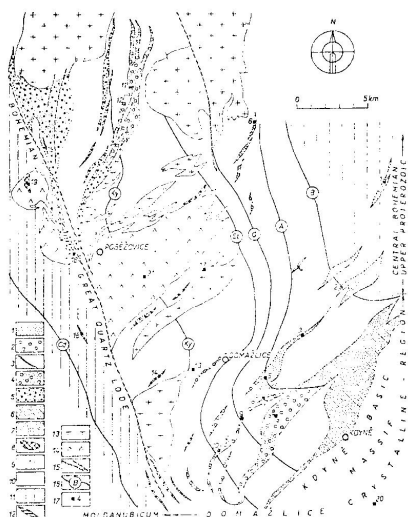
k překrývání progresivní metamorfózy, retrográdní přeměně a vysokoteplotní a nízkoteplotní facií. Několik příkladů bylo popsáno ze Západních Karpat (Hovorka et al. 1984). Ve většině případů přesuny produkují zvýšení teploty v podložních jednotkách. Vede to k rychlé retrogresi ve svrchní jednotce, k postupnému prohřátí spodní jednotky v progresivní fázi, k natavení a intruzi tavenin do vyšších pater v závěrečné fázi.

- Zesílení kůry kontinentální kolizí: krátkodobý účinek vysokého tlaku, převážně v sérii facií modrých břidlic.
- Zesílení kůry překrytím sedimentárními formacemi, tzn. zatěžkávací metamorfózu. Při tektonickém poklesu se sediment dostane do sféry působení izoterm a velmi rychle se přizpůsobí. Vytvoření mineralogické rovnováhy trvá kolem 20 Ma.
- Zesílení kůry magmatickou akrecí. Jediným mechanismem přivádějícím dostatek tepla pro vznik podmínek série facií andaluzit – sillimanitové je zásah plášťových magmat. Jsou dva akreční modely: tzv. spodní akrece, kdy nové magma je pod staršími a svrchní akrece - nové magma se rozlévá na starší. Závisí na měrném teple intruze, teplotě okolních hornin, hloubce metamorfního působení a na velikosti intruze.
- Zeslabení kůry horizontálním roztažením: rifting nebo tensionální tektonika způsobují rychlý výstup izoterm a vznik série facií andaluzit-sillimanit nebo kyanit-sillimanit.



Obr. 7.1.

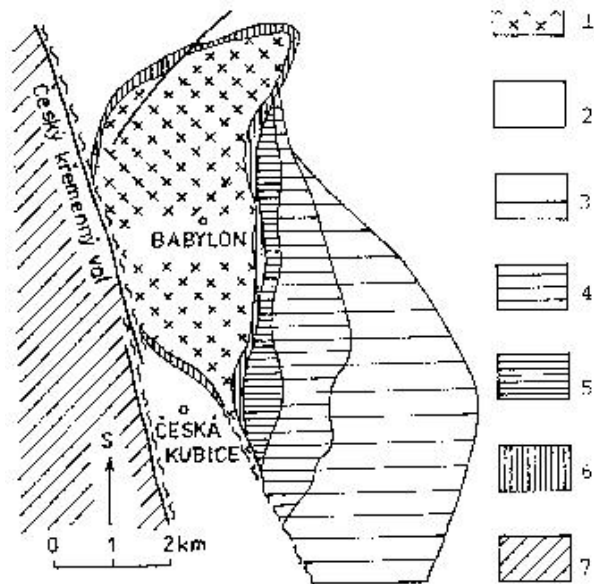
Změny ve stavbě hornin při dynamické metamorfóze v důsledku změn v typu deformace.



Obr. 7.2.

Metamorfni zonalnost v krystaliniku Českého lesa a v domažlickém krystaliniku podle Z. Vejnara (1972).

1. zelené břidlice, 2. albit-epidotitové amfibolity, 3. oligoklas-granátové amfibolity (gedritity), 4. plagioklasové amfibolity, 5. pyroxen-plagioklasové amfibolity, 6. amfibolové rohovce, 7. pyroxen-amfibolové rohovce s spinelem, 8. chlorit-sericitové fylity, 9. svory a plagioklasové pararuly, 10. migmatické ruly, 11. serpentinity, 12. granity, 13. diority a gabra, 14. zlomy, 15. izogrady (Bi – biotitová, A – hornblendová, G – granátová, St – staurolitová, Ky – kyanitová, C – cordieritová), 16. lokality chemických analýz.



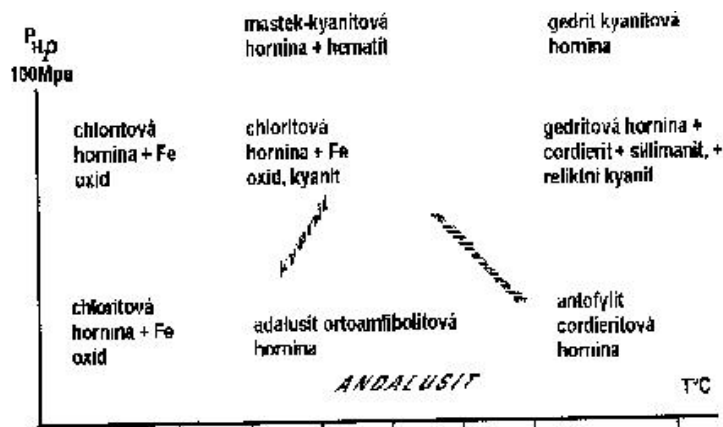
**Obr. 7.3.**

Zóny kontaktní metamorfózy. Babylonský masív na Domažlicku (Vejnar 1963). 1. granity babylonského masívu, 2. svory domažlického krystalinika, 3. chloritizované ruly s polohami aktinolitizovaných amfibolitů, 4. feldspatizované ruly s polohami amfibolitů, 5. andaluzitové rohovce s relikty sillimanitu, 6. andaluzitové rohovce s cordieritem a sillimanitem, 7. sillimanit biotitové pararuly moldanubika.

**Obr. 7.4.**

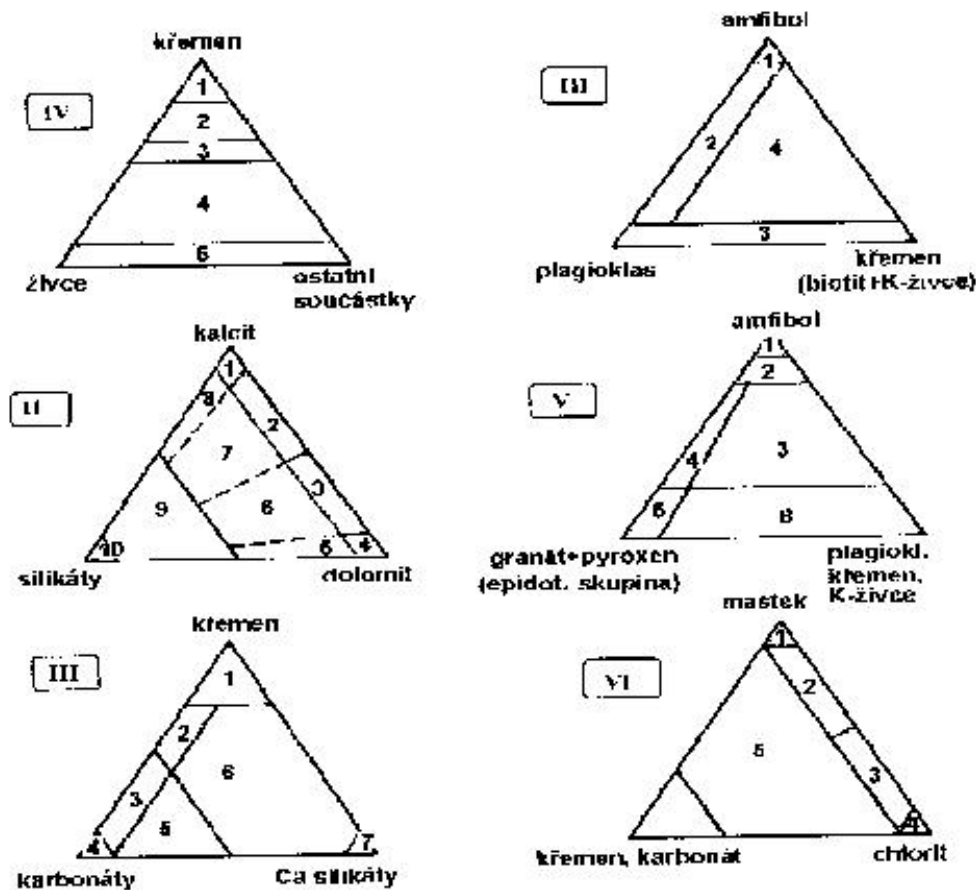
Bazicitá plagioklasů na hranici moldanubika a Královského hvozdu (Vejnar 1963). 1 – 3. různé druhy svorů, 4. svory s plagioklasem, 5. dvojslídny svor s kyanitem, 6. svorová rula, 7. muskovit-biotitová rula, 8. sillimanit-biotitová pararula.

Kategorie	granátová	staurolitová	kyanitová	sillimanitová
1	Anr <sub>5-20</sub>	Anr <sub>10-20 (35)</sub>		
2	Anr <sub>10-12</sub>	Anr <sub>10-20</sub>		
3	Anr <sub>5-10</sub>	Anr <sub>5-15</sub>		
4				
5			Anr <sub>18-25</sub>	
6		Anr <sub>15</sub>	Anr <sub>30-(40)</sub>	
7				Anr <sub>22-10-(55)</sub>
8				Anr <sub>20-30-(40)</sub>



**Obr. 7.5.**

Změny minerálního složení hornin bohatých Al a Fe v poli teplot a tlaků (Vrána 1976).



Obr. 7.6.

Kvantitativně mineralogická klasifikace metamorfovaných hornin podle B. Hejtmana (1962, 1969).

I. pararula (svor, fylit)-kvarcit: 1-kvarcit, 2-rulový (svorový, fylitový) kvarcit, 3-kvarcitická rula (fylit), 4-rula (svor, fylit), 5-křemenem chudá rula (svor, fylit).

II. kalcitický mramor-dolomitický mramor-erlan (pararula, fylit, kvarcit): 1. kalcitický mramor, 2. dolomit-kalcitický mramor, 3-kalcit-dolomitický mramor, 4-dolomitický mramor, 5-příměsími bohatý dolomitický mramor, 7-příměsími bohatý kalcit-dolomitický mramor, 9-karbonáty chudé erlany, pararuly apod., 10-erlany, kvarcity, pararuly.

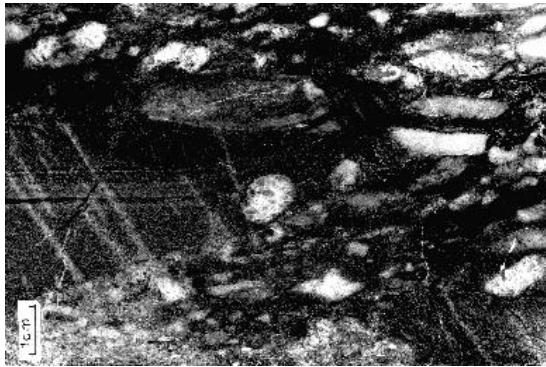
III. kvarcit-mramor-erlan (Dudek et al. 1962): 1-kvarcit, 2-karbonatický kvarcit, 3-křemenný

mramor, 4-mramor, 5-erlanový mramor, 6-erlan, 7-pyrorenická rula.

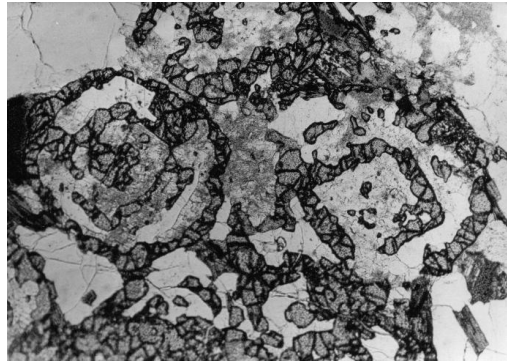
IV. amfibolit-rula (svor) (Dudek et al. 1962): 1-amfibolická břidlice, 2-amfibol, 3-rula, 4-amfibolická rula.

V. amfibolit-erlan (pyrorenický granulit-rula až kvarcit podle návrhu Toniky 1971): 1-hornblendit, 2-melenokratní amfibolit, 3-amfibolit, 4-eklogitový amfibolit a amfibolitový eklogit, 5-eklogit, 6-erlan, kvarcit, rula.

VI. mastková břidlice-chloritová břidlice-krupník (Dudek et al. 1962): 1-mastková břidlice, 2-chlorit-mastková břidlice, 3-mastek-chloritová břidlice, 4-chloritová břidlice, 5-krupník.



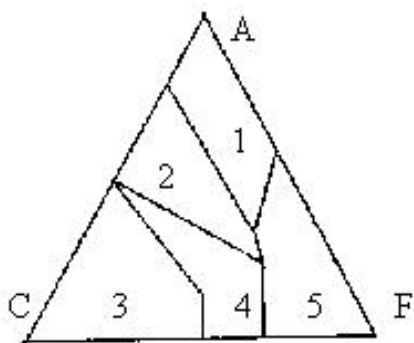
**Obr. 7.7.**  
Metamorfovaný konglomerát. Moldanubikum.  
Těchobuz u Ml. Vožice. Foto D. Bartlová.



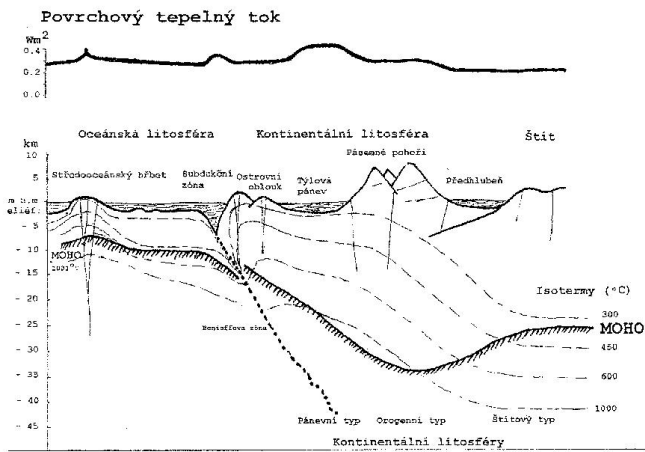
**Obr. 7.8.**  
Atolová stavba. Granát-amfibolová rula.  
Moldanubikum u Veselí nad Lužnicí. Nikoly  
rovnoběžné. Foto V. Hejdová.



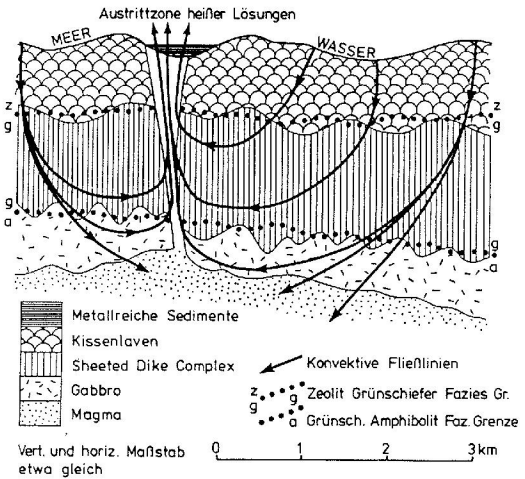
**Obr. 7.9.**  
Páskování železné rudy z  
archaika jižní Indie. Příklad  
polyschématické stavby.



**Obr. 7.10.**  
Petrochemické třídy metamorfovaných hornin podle  
Turnera. A =  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , C = CaO, F =  $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 +$   
MnO. 1. pelitická, 2. křemen-živcová, 3. karbonátová,  
4. bazická, 5. hořečnatá třída.

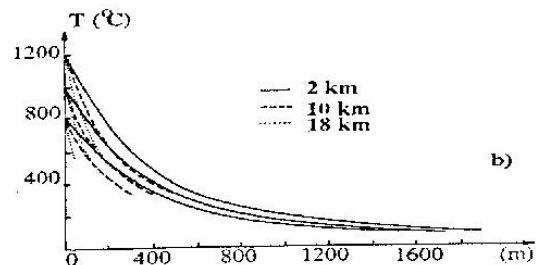
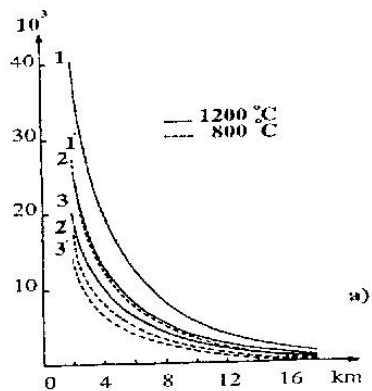


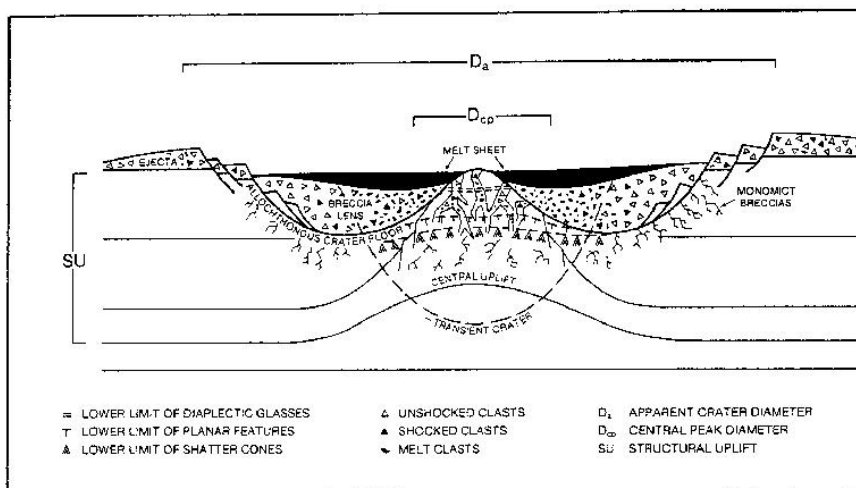
**Obr. 7.11.**  
Distribuce teplot v různých typech litosféry.



**Obr. 7.12.**  
Schéma metamorfózy oceánského dna způsobené migrací (přínosem) tepelné energie na středoceánském hřbetu a vody, která se v horninovém masívu zahřívá a rozpouští prvky, které vynáší na puklinách do svrchní části litosféry (Grass 1980).

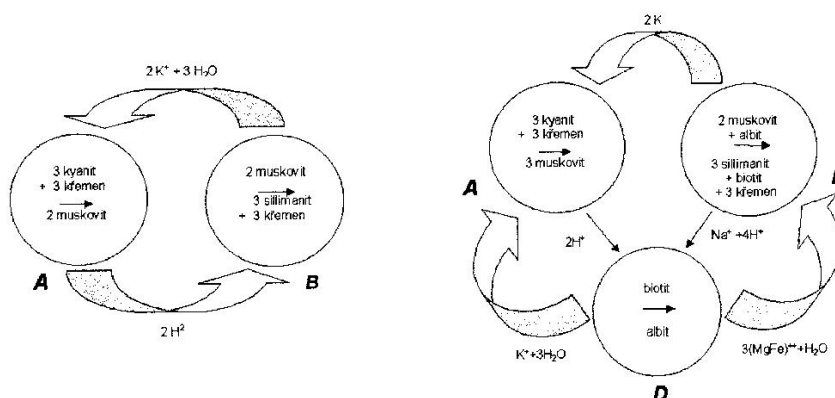
**Obr. 7.13.**  
Graf závislosti ochlazování bratislavského masívu na hloubce (v km), původní teplotě a na vlastnostech původních hornin. Tomu odpovídá i jeho působení na okolí (b) (podle Babčana a Zatkalíkové 1988).





**Obr. 7.14.**

Schématický řez meteoritickým impaktem. Zóna tavení, čockovité brekcie, homogenní brekcie, alochtonní dno kráteru, centrální výzdvih, hranice kráteru. Značky: spodní hranice diapletických skel, spodní hranice planárních staveb, spodní hranice chatter cones. Klasy šokově nepostížené, klasy šokově změněné, roztavené klasy. Celkový průměr kráteru, rozměr centrálního vrcholku, výzdvih.

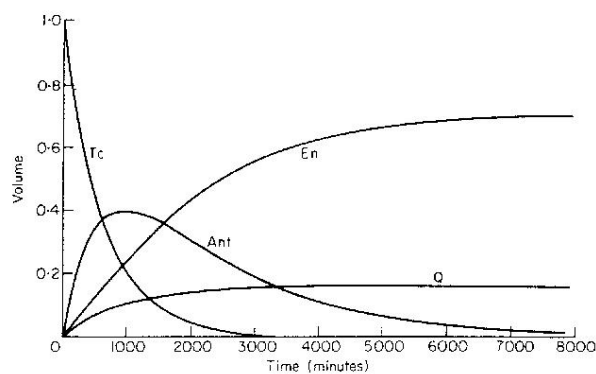


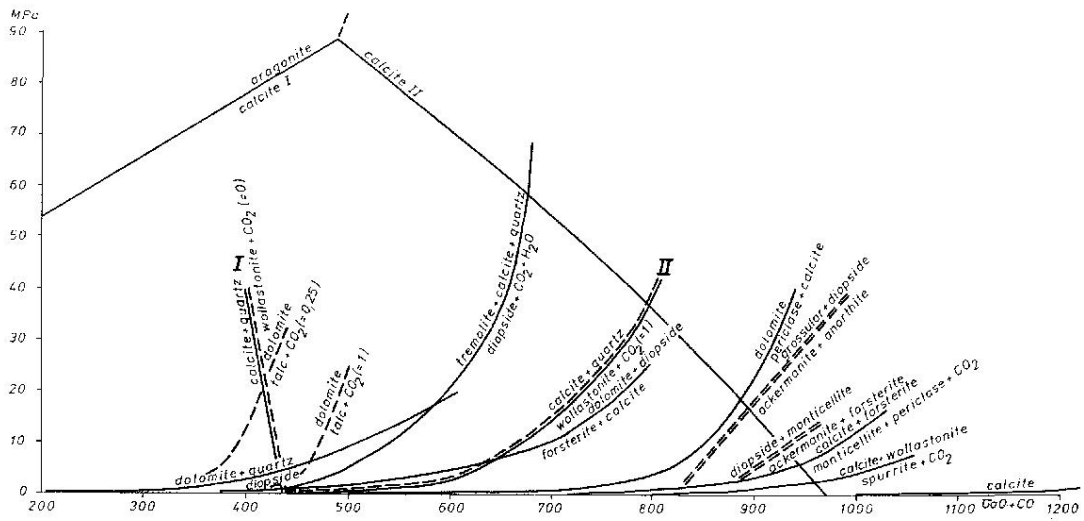
**Obr. 7.15.**

Schéma komplexního průběhu reakcí progresivní přeměny kyanitu na sillimanit podle Carmichaela (1969): a) za spoluúčasti muskovitu a křemene, b) za spoluúčasti muskovitu, křemene, plagioklasů a biotitu. A, B, C, D – označení příslušných reakcí v textu.

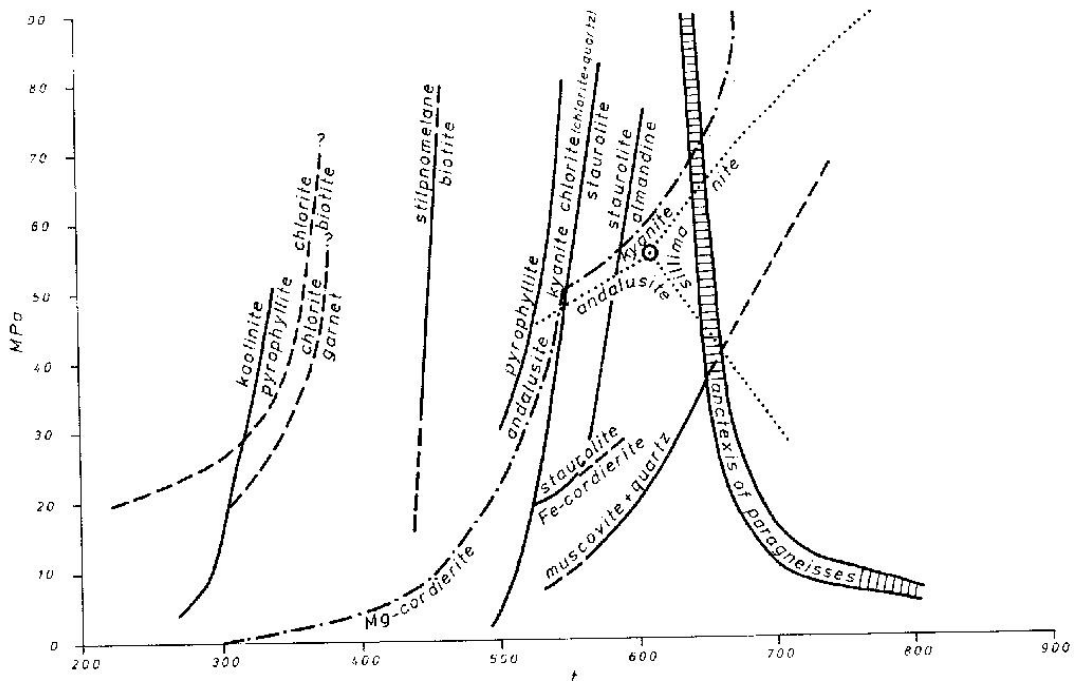
**Obr. 7.16.**

Experimentální průběh reakce mastku na enstatit. Po cca 1 000 min. se hlavním minerálem stal jako meziprodukt antofylit (Greenwood 1963).



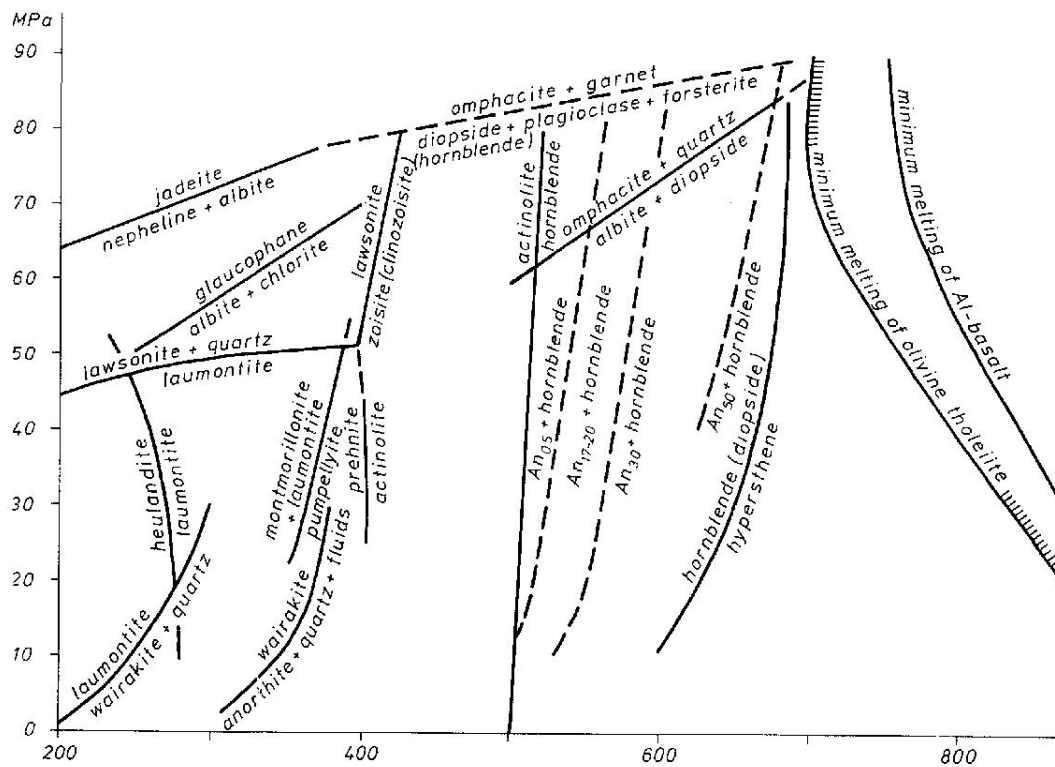


**Obr. 7.17.**  
 Petrogenetická mřížka karbonátových metamorfitů (Bowenova mřížka). Křivky stability minerálů podle experimentálních dat.



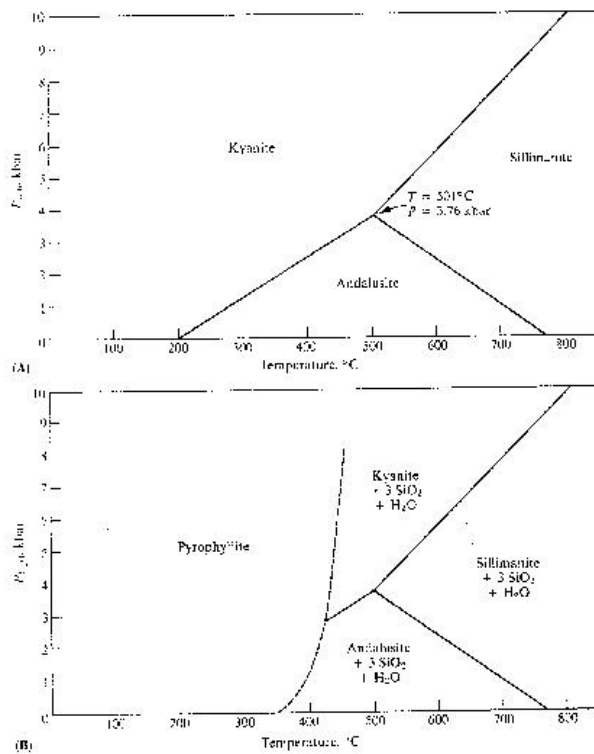
**Obr. 7.18.**  
 Petrogenetická mřížka pelitických sedimentů. Křivky stability minerálů podle experimentálních dat.





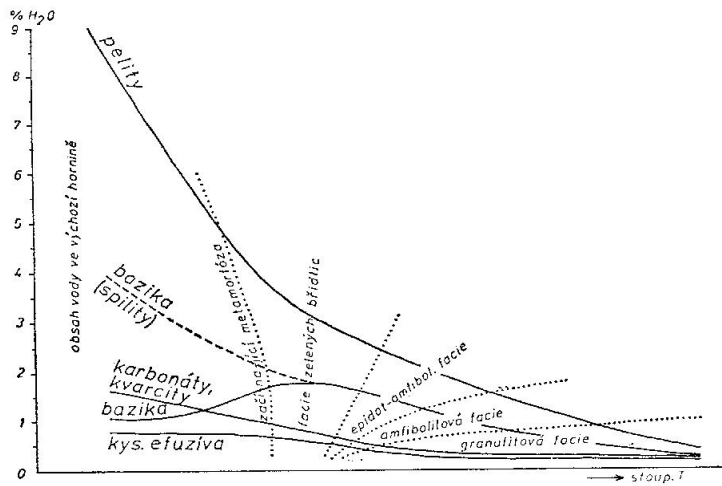
**Obr. 7.19.**

Petrogenetická mřížka metamorfovaných bazických vyvřelin. Křivky stability minerálů podle experimentálních dat.



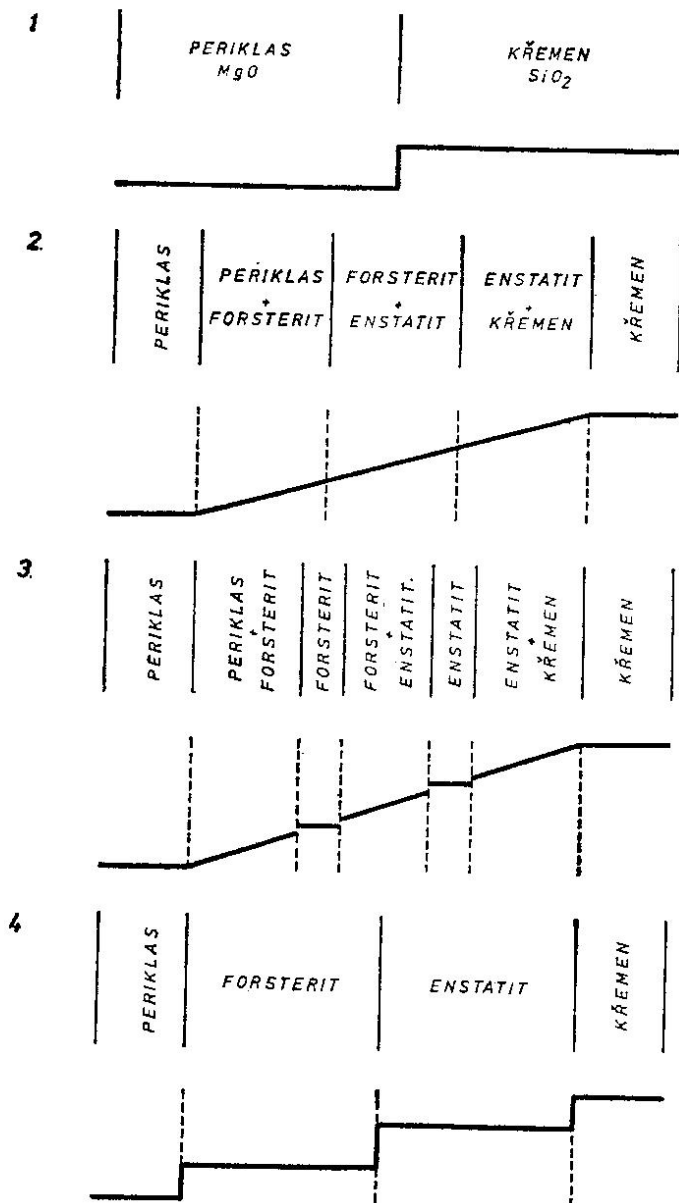
**Obr. 7.20.**

Základní „uzel Schreinemakerové“. Systém  $Al_2SiO_5$  je zde graficky vyjádřen jako funkce teploty a tlaku. Přítomný vznik pyrofylitu závisí na přítomnosti vody.



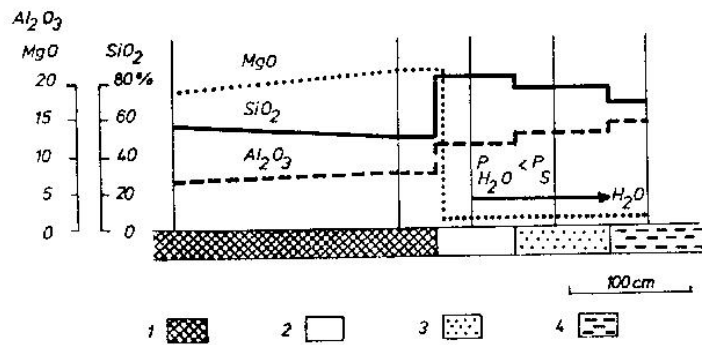
**Obr. 7.21.**

Vztahy mezi primárním obsahem vody a projevy metamorfózy v horninách různého složení. V horninách vodou chudých se vyšší metamorfni stupně uplatňují dříve než v horninách s vyšším obsahem vody. Metamorfóza směřuje k unifikaci.



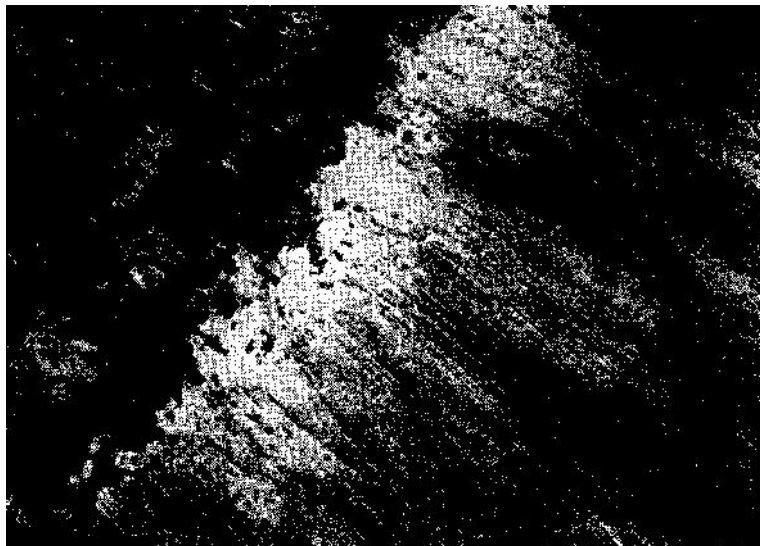
**Obr. 7.22.**

Kolonky bimetamatických zón na styku dvou nerovnovážných minerálů, periklasu a křemene. Postupně vzniká sled rovnovážných minerálů periklas-fosferit-enstatit-křemen.



**Obr. 7.23**

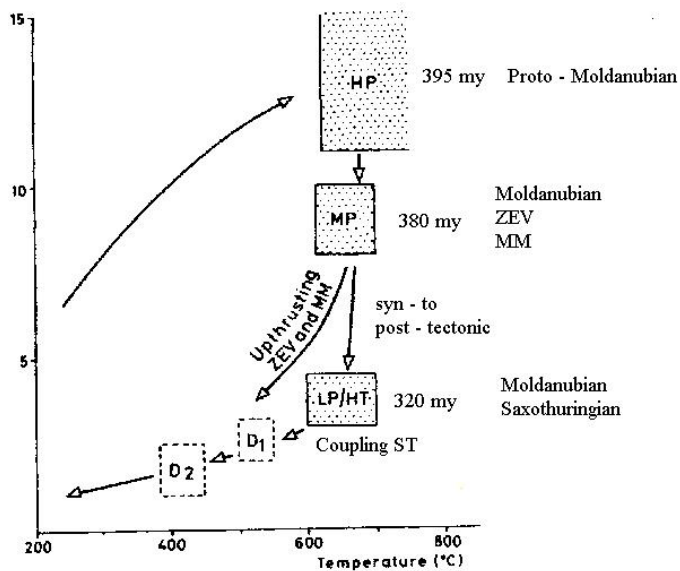
Metasomatické změny na kontaktu sobotínského masívu (Pouha 1971). 1. amfibolity a hornblendity sobotínského masívu, 2. debazifikovaná hornina (leptynit), 3. leptynit se zvýšeným obsahem živců, Fe-sulfidy, magnetitem a se zbytky slíd, 4. plagioklasová biotitová pararula.



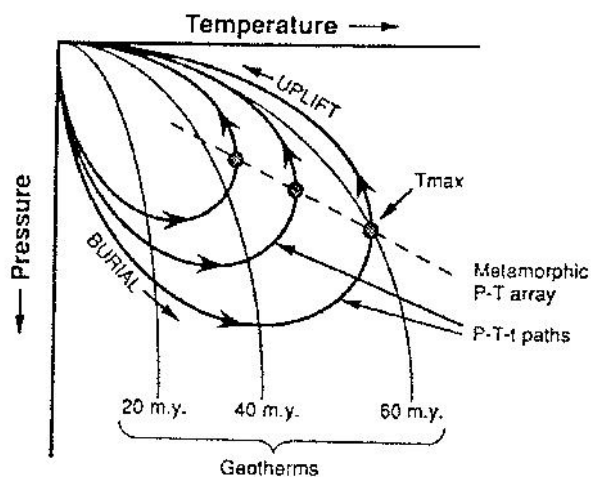
**Obr. 7.24.**

Stébelnatá ortorula v kutnohorském krystaliniku na lokalitě Doubravčany. Foto J. Svoboda.

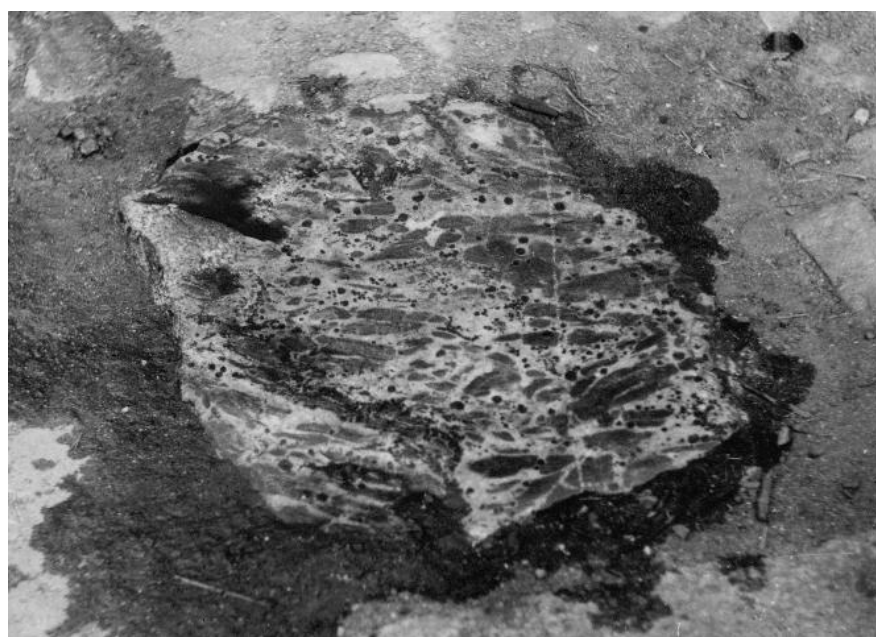




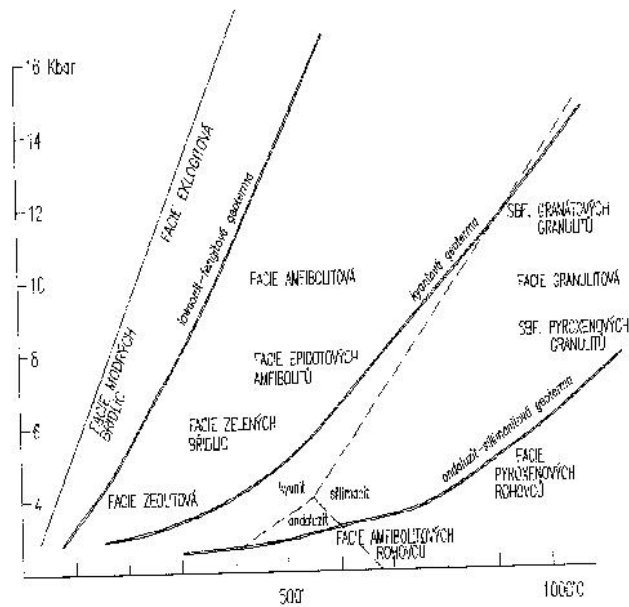
**Obr. 7.25.**  
P-T-t křivka pro horniny vrtu KTB v Horní Falcí na hranici moldanubika a saxothuringika.



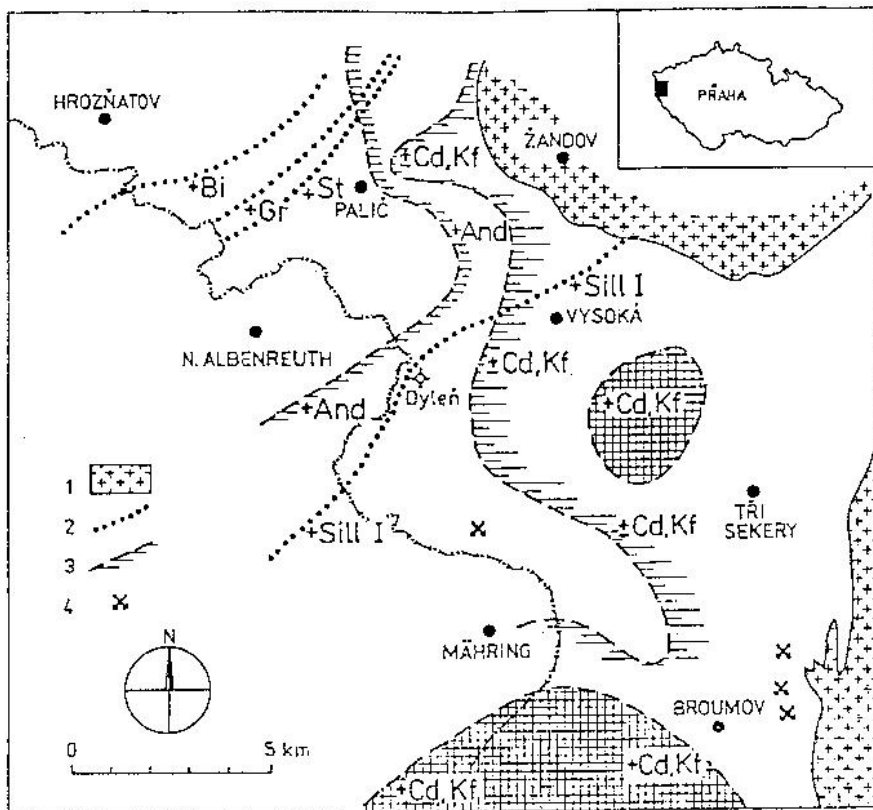
**Obr. 7.26.**  
Schématický diagram vývoje podmínek teploty a tlaku. Je vyjádřen průsečíkem trajektorií P-T-t v různých geotermách s různým metamorfním sledem (array) (podle Peacocka 1989).



**Obr. 7.27.**  
Merizmit granátové skály v Táboře. Tmavý rulový restit s granulitovými mobilizáty s granátem.



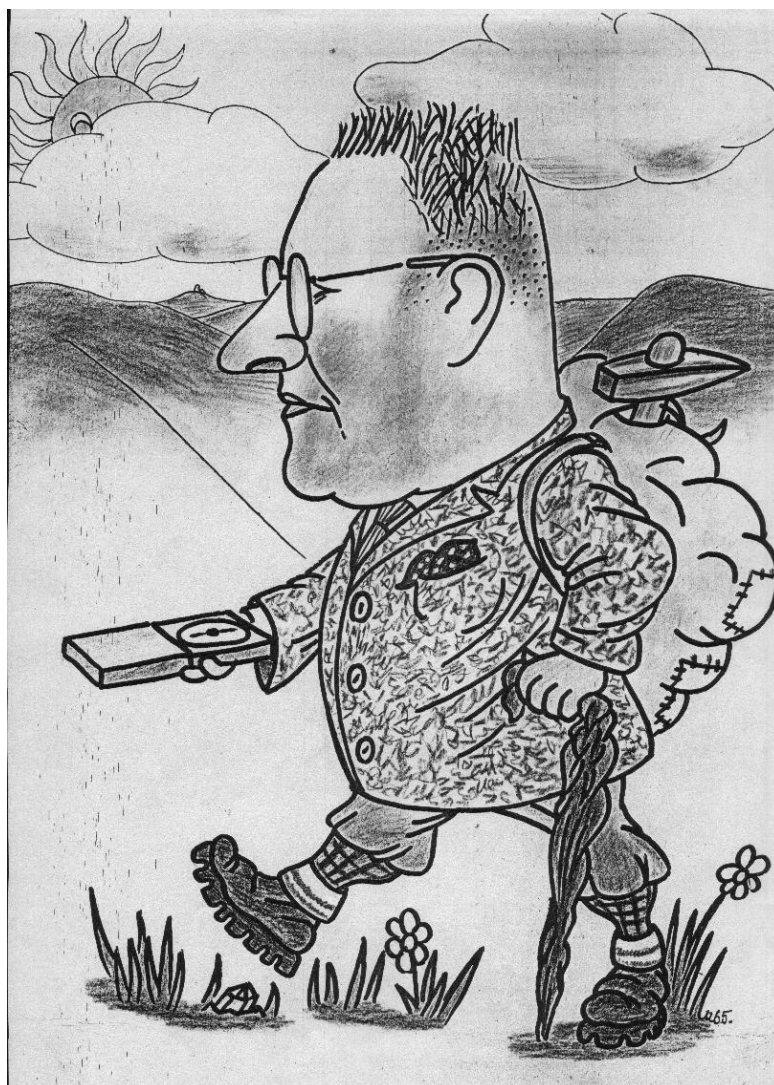
**Obr. 7.28.**  
Přehled facií v poli teplot a tlaků v litosféře.



**Obr. 7.29.**  
Metamorfnní zóny na styku moldanubika a saxothuringika v severní části Českého lesa. 1. pozdně hercynské granitoidy, 2. izogrady starší střednětlakové metamorfózy, 3. izogrady mladší nízkotlakové metamorfózy, 4. opuštěné doly (podle Chába 1997).



## 8. Principy regionální petrografie



Pod pojmem regionální petrografie se dříve rozumělo pouze zeměpisné rozšíření hornin (sodalitový olivínový nefelinit na Řípu, fonolit u Bíliny, pyroxenové gabro ze Špičáku, hořícký pískovec, svory Královského Hvozdu apod.). Nyní jsou za hlavní součást regionální petrografie považovány spíše souhrnné charakteristiky jednotek (teránů) a formací ukazujících vzájemné souvislosti genetické, látkové, prostorové i časové různých druhů hornin.

Do regionální petrografie v dnešním smyslu slova patří:

- petrografie (či litologie) určitého území, určité části litosféry vymezené *geografickými souřadnicemi*.
- petrografie geologické jednotky, která se petrografickými znaky liší od jednotek okolních a je vymezena *geologickými hranicemi*.
- charakteristika souborů hornin navzájem geneticky spjatých, tzv. *formační analýza*.

## 8.1. Litologie území

*Litologie určitého území* je modifikací původního obsahu regionální petrografie. Jde o charakteristiku rozšíření a výskytů různých druhů hornin na určitém území. Tím se rozumí nejčastěji území státu (např. Regionální geologie ČSSR, Svoboda et al. 1964) nebo jeho správních částí (např. Geologie a petrografie země Moravskoslezské, Zapletal 1932) či jinak vymezených úseků, třeba národního parku či chráněné oblasti (např. Geologie Krkonošského národního parku, Chaloupský 1969) a území listu mapy různých měřítek (např. Vysvětlivky ke generálním mapám ČSSR 1 : 200 000, nebo Vysvětlivky k základní mapě České republiky 1 : 25 000). Petrografickou oblastí může být jednotka geografická (Geologie Orlických hor, Opletal a kol. 1980, Geologický vývoj motolského údolí, Pouba 1949), kontinent (Evropa; Bubnoff 1926, 1930) nebo kontinentální a oceánská litosféra jako celek (Mísař 1987).

Ve všech těchto případech jde o charakteristiku hornin v rámci geologického vývoje celé dané oblasti. Podobně však může jít pouze o litologickou charakteristiku či charakteristiku hornin určitého úseku zemské kůry, např. Petrografie vyvěřelých hornin Českého masívu (Hejtman 1988).

## 8.2. Litologie geologických jednotek

Na základě popisu regionální geologické či litologické stavby se vymezují litologické jednotky (lithological events) a petrografické formace hornin. Formace v petrografickém smyslu jsou soubory hornin navzájem geneticky spjatých (např. ofiolitová formace). Je-li společných znaků více, např. kromě genetických vztahů i shodná stratigrafická nebo tektonická pozice může se použít označení terén či terán (toto označení je však zdiskreditováno tím, že jako terány jsou označovány jednotky nepřesně definované, bez ohledu na rozdíly v charakteru hranic).

Stanovená jednotka musí být objektivně odlišitelná od okolních tak, aby bylo možné přesně stanovit její územní rozsah. Musí být zdůvodněna a návrh se zdůvodněním publikován. Název musí odpovídat principům komise ČAV: skládá se ze specifického označení v adjektivní formě (třebíčský) a obecného názvu v substantivu (masív). Používá se malých písmen (jde o profesní označení). Při volbě označení by neměly vznikat pochybnosti (např. jesenický masív podle Jesenice nebo Jeseník, blanická brázda podle Blanice nebo Blaník) a mělo by odpovídat originálnímu geografickému názvu i za cenu české koncovky (např. wienská pánev je správnější než vídeňská pánev), jak to doporučují i „Pravidla českého pravopisu“. K litologickým jednotkám je možné řadit též označení pohřbených či skrytých jednotek, pokud jsou petrograficky a územně dostatečně přesně definovány (např. jablunkovský masív, lounský pluton).

*Příklady:*

- *Moravský (brněnský) pluton* se dělí na brněnský masív, dyjský masív, svratecký masív, olomoucké granitoidy a granitoidy podloží karpatské předhlubně (vlkošský, rusavský, ždánický, lubenský, stupavský, dražovický, mušovský a strachotínský masív). V jeho části označené brněnský masív jsou rozlišovány tři části a tři kry. Částmi jsou západní část s diority, granodiority a granity, metabazitová zóna, v níž převládají vulkanity a subvulkanity oceánského typu s ultrabazitovou subzónou a východní tonalitová část. V severní kře převládají typy doubravický a blanenský, centrální kře je zakleslá s typy královopolský, tetčický, kounický a Veverská Bitýška, s hojnými reliktami pláště, a jižní vyzdvížená kře s typy Réna, Krumlovského lesa, vedrovický a olbramovický (obr. 8.1.).



- *V limnickém karbonu* českosaském jsou rozlišovány jednotlivé dílčí pánve a výskyty, které faciálně patří snosné oblasti, v nichž jsou vnitrohorské pánve (blanická a boskovická brázda), zóna předhorské sedimentace, akumulační plošiny s vnitropánevním jezerem a zóna příbřežní sedimentace.
- *V metamorfních teránech* jsou rozlišovány jednotky litofaciální, litologické a metamorfní. Ku příkladu v moldanubiku jsou v podstatě litofaciálními jednotkami úseky pestré skupiny, jako metamorfované vulkanosedimentární formace (pestrá skupina Královského hvozdu, strážovská, sušická, votická, krumlovská, posázavská, strážecká, a moravská) a jednotvárná skupina želivská jako metamorfovaná formace hlubokomořská. Litologickými jednotkami jsou v moldanubiku ortoruly, skarnová a hadcová tělesa (vlastějovický skarn, županovický skarn, bernartický hadec, borské ultrabazické těleso, mohelský masív). Nejasná je příslušnost granulitů (obr. 8.2.), které mohou být v moldanubiku interpretovány jako jednotky litologické (jihočeský granulitový pás, západomoravský granulitový pás) a jednotlivá granulitová tělesa jako cizorodá (borský granulit, drahonínský granulit, granulit Žďárských Chalup a hosovské ruly).

### 8.3. Petrologická formační analýza

Na území České republiky k formační analýze vyvřelých hornin můžeme počítat především práce Klomínského (in Bernard, Pouba et al. 1986, in Suk et al. 1984). K magmatickým formacím patří:

1. Předkadmoké magmatické formace
  - formace ofiolitů (relikty oceánské kůry zabudované v kůře kontinentální, vesměs na významných tektonických rozhraních): mariánskolázeňský komplex, letovické krystalinikum
  - relikty kontinentální kůry (cca 2,2 Ga): tonalit u Říčan, ortorula Světlíku a další v jižních Čechách (obr. 8.3.)
2. Kadomské formace
  - iniciální podmořské vulkanity (ofiolity) v proterozoiku barrandienu, v moldanubiku, ostrovní zóně, Železných horách, v lugiku (staroměstské pásmo) a v Krušných horách
  - orogenní magmatity: šedé a červené ortoruly v Krušných horách, ortoruly v moldanubiku (pacovská, strážská, bechyňská aj.), ortoruly silezika a lugika
  - pozdně orogenní a postorogenní hlubinné magmatity: brněnský pluton, lužický pluton, bazické masívy (kdyňský, neratovický, ranský)
  - subsekventní vulkanity: křivoklátsko-rokycanské a strašické pásmo, mateřské horniny některých granulitů moldanubika a Krušných hor
  - finální magmatity: magmatity spodního ordoviku v barrandienu<sup>4</sup>
3. Hercynské formace
  - iniciální (ofiolitové) magmatity: svrchnoordovický, silurský a devonský magmatismus v barrandienu, devonský magmatismus v Jeseníkách (jesenícký, sobotínský masív), ultrabazika alpínského typu v moldanubiku (?)
  - orogenní magmatity: ortoruly pláště středočeského plutonu, některé ortoruly moldanubika (např. v popovickém a podolském komplexu)
  - pozdně orogenní magmatity: středočeský pluton (obr. 8.4.), krkonošsko-jizerský pluton, žulovský masív, krušnohorský pluton (včetně teplického křemenového porfyru), moldanubický pluton. Jsou zastoupeny tři základní typy: tonality, alkalicko-vápenaté granitoidy a durbachity (obr. 8.5.).
  - subsekventní a finální vulkanity (subvulkanity moldanubika, Lásenice, jižní okraj středočeského plutonu), vulkanity karbonu a permu mezi Plzní a Žacléří.
4. Alpínské (saxonské) formace (obr. 8.8.).
  - subsekventní magmatity alpínské orogeneze (těšínitová formace)
  - subsekventní a finální vulkanity alpínské orogeneze, andezit-ryolitová formace Vnějších Karpat a karpatské předhlubně
5. Vulkanity platformního stadia: alkalické bazalty Vnějších Západních Karpat na Moravě (Starý Hrozenkov) a alkalické bazaltoidy Českého masívu.

<sup>4</sup> Kaledonské magmatity nejsou v Českém masívu patrně zastoupeny, někteří autoři k nim řadí paleoryolity, které byly eduktem granulitů, a na základě radiometrických určení i edukt částí ortorul v Jeseníkách.

### *Sedimentární jednotky České republiky*

Podobně jako u vyvřelých hornin můžeme rozlišit základní sedimentární jednotky na území České republiky podle vztahu k hlavním etapám geologického vývoje. V každé etapě pak je možné rozlišit podle formačního členění oceánské sedimentární jednotky („geosynklinální“), molasové pánve (předhlubně, vnitrohorské pánve a týlové pánve) a kontinentální platformní pánve.

1. kadomské oceánské pánve:
  - svrchní proterozoikum barrandienu
2. kadomské molasové pánve:
  - předhlubeň: příbramsko-jinecká pánev
  - vnitrohorské pánve ?
  - týlové pánve ?
  - zaobloukové pánve (šelfové): moravské starší paleozoikum
3. hercynské pánve:
  - oceánské sedimenty v devonu a spodním karbonu na Moravě, kulmský vývoj je hercynský flyš
  - molasové pánve: předhlubeň je hornoslezská pánev, podkrkonošská pánev je výběžek předhlubně (Havlena 1970) a dolnoslezská je okrajová pánev v předpolí orogenu
  - vnitrohorské pánve: centrální podkřídová pánev (obr. 8.6.).
  - vnitrohorské kotliny: karbon a perm brázd (blanické, boskovické, jihlavské)
  - týlové pánve: středočeská, plzeňská
4. platformní kontinentální pánve:
  - česká křídová pánev (obr. 8.7.)
  - polická pánev
  - jihočeské pánve
  - podkrušnohorské pánve
5. alpínské jednotky:
  - hlubokomořské pánve: jura, křída, paleogen v příkrovech vnějších Karpat
  - předhlubeň: karpatská předhlubeň
  - vnitrokontinentální deprese: vnitrokarpatký paleogén
  - týlové pánve: jihoslovenská, východoslovenská, podunajská
  - vnitrohorské kotliny (jen v SR): trenčianská, turčianská, žiarská, handlovská a další
  - okrajové pánve v předpolí orogenu: wienská, oravská

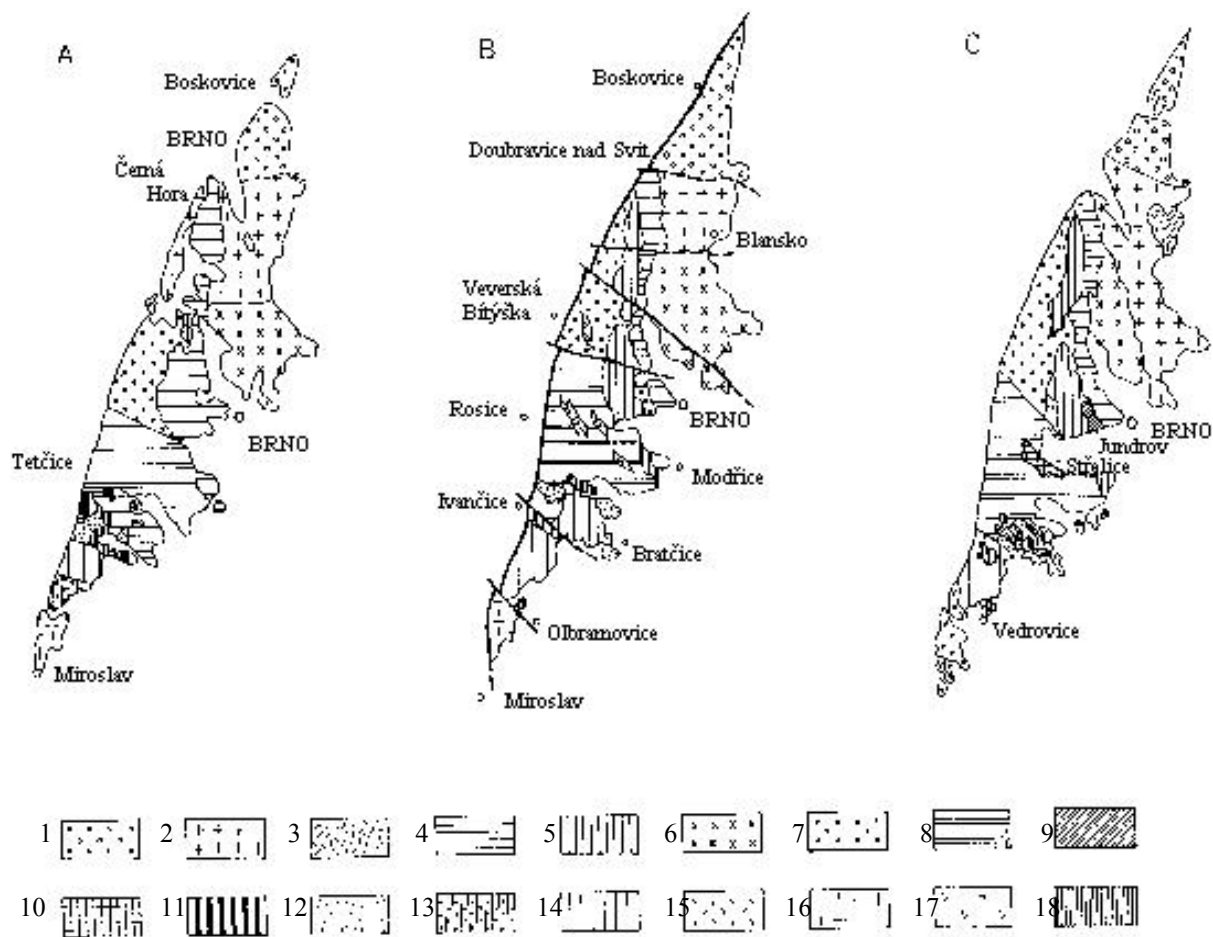
*Členění metamorfních jednotek zahrnuje na území ČR (Cháb, Suk 1977):*

1. moldanubicko-durynskou provincií, v níž se rozlišuje:
  - oblast sasko-durynská
  - oblast krušnohorská
  - oblast tepelsko-barrandienská
  - oblast moldanubická
  - oblast moravskoslezské zóny
2. záposudetskou provincií
  - s krušnohorskou oblastí
  - s orlickou oblastí
3. moravsko-slováckou provincií, která odpovídá brněnské jednotce

Podrobnější dělení na zóny je znesnadněno tím, že jednotlivé zóny jsou v Českém masívu výsledkem interference většího počtu metamorfních etap a fází, které zatím nelze hodnověrně rozlišit. V takovém případě je vhodné formační analýzu provést rozlišením jednotlivých etap a fází metamorfního vývoje.

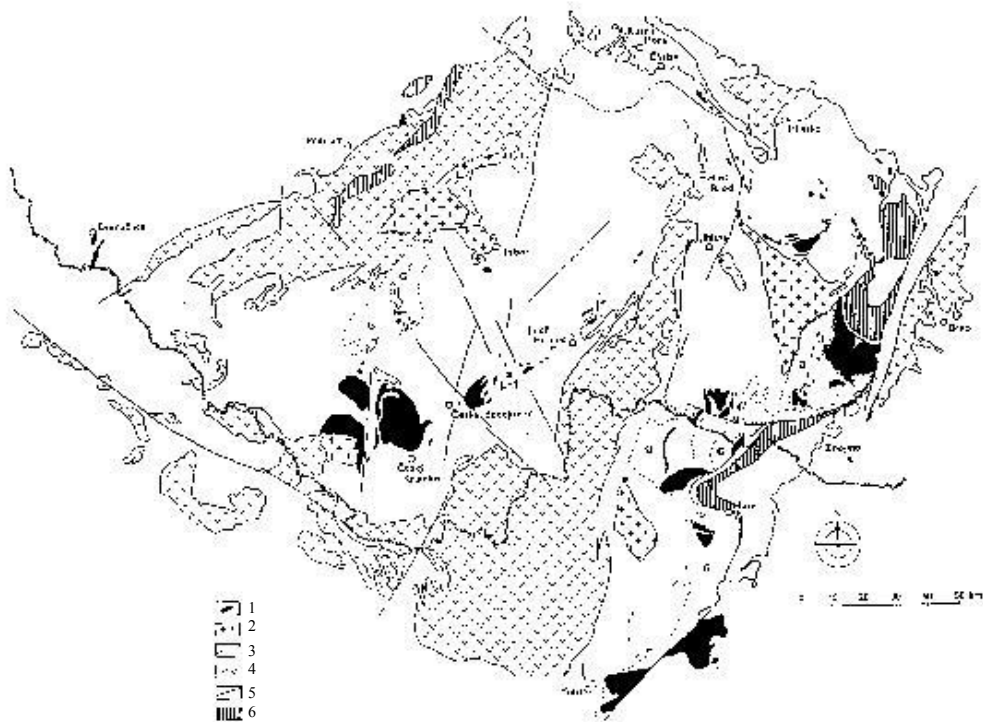
## Etapy a fáze metamorfního vývoje Českého masívu

etapa	Metamorfní fáze	Časové rozpětí v dnešní denudační úrovni v Ma	Ráz metamorfní fáze	Typické příklady na území ČR
alpin- ská	saxonská	0-280	platformní	kontaktní metamorfóza neovulkanitů (Jičín), U/Pb zmlazení
hercynská	mladomoravská (Frasl et al. 1968)	300-280	retrográdní	albitizace a epidotizace hercynských efuziv a intruziv, teplotický křemenný porfýr
	česko-moravská	330-300	posttektonická	periplutonická metamorfóza (cordieritové migmatity kolem střeodočeského a moldanubického plutonu, kont. metamorfóza kolem krkonošského plutonu aj.
	ligurská (Kornprobst et al. 1980)	370-330	syntektonická	andaluzit-staurolitová v Jeseníkách
kadomská	česká, mladokadomská (Svoboda 1947)	520-450	platformní	Křivoklátsko-rokycamské pásmo, Ještěd, Železné Hory
	normandská (Kornprobst et al. 1980)	540-520	orogenní	Jílovské pásmo
	lužická	570-540	pozdnětektonická	Lužický pluton, jizerské ortoruly, bazické masívy barrandienu (Kdyně, Ransko, Neratovice), brněnský pluton
	staromoravská (Frasl et al. 1968)	630-570	syntektonická	regionální metam. typu Barrow v Barrandienu, granulitová vysokotlaká v moldanubiku
Předkado- mská	icartienská	2 200-?		ortorula Světlíku, tonalit v plášti střeodočeského plutonu.



**Obr. 8.1.**

Brněnský masív a jeho petrografické členění podle různých autorů (Kolek 1984; Weiss et al. 1986; Rejl, Mitrenga 1986: 1. Olbramovice, 2. Vedrovice, 3. Dolní Kounice, 4. Tetčice, 5. Královo Pole, 6. Veverská Bitýška, 7. Krumlovský les, 8. Doubravice, 9. Blansko, 10. Réna, 11. Hlína, 12. krystalinický plášť, 13. metadioritová subzóna, 14. metadiabasová subzóna, 15. paleozoikum, 16. permokarbon, 17. terciér, 18. zlomy prokázané a předpokládané.

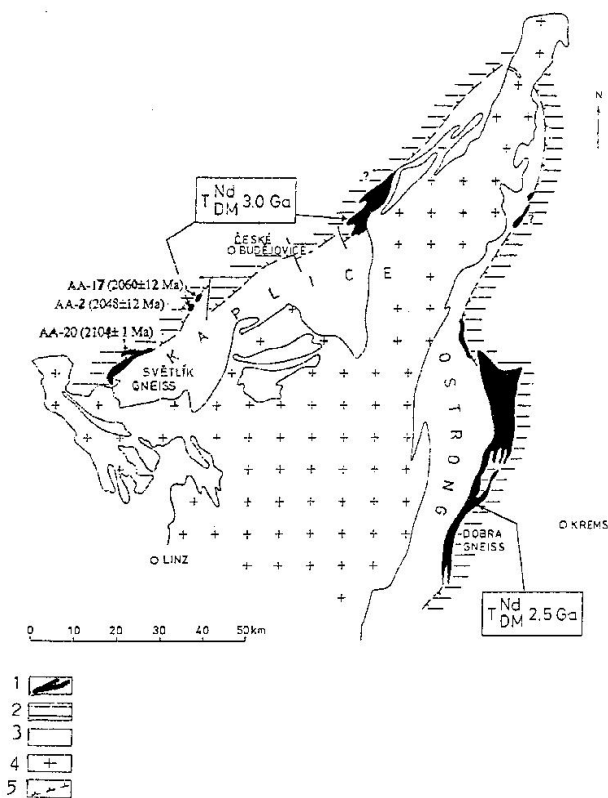


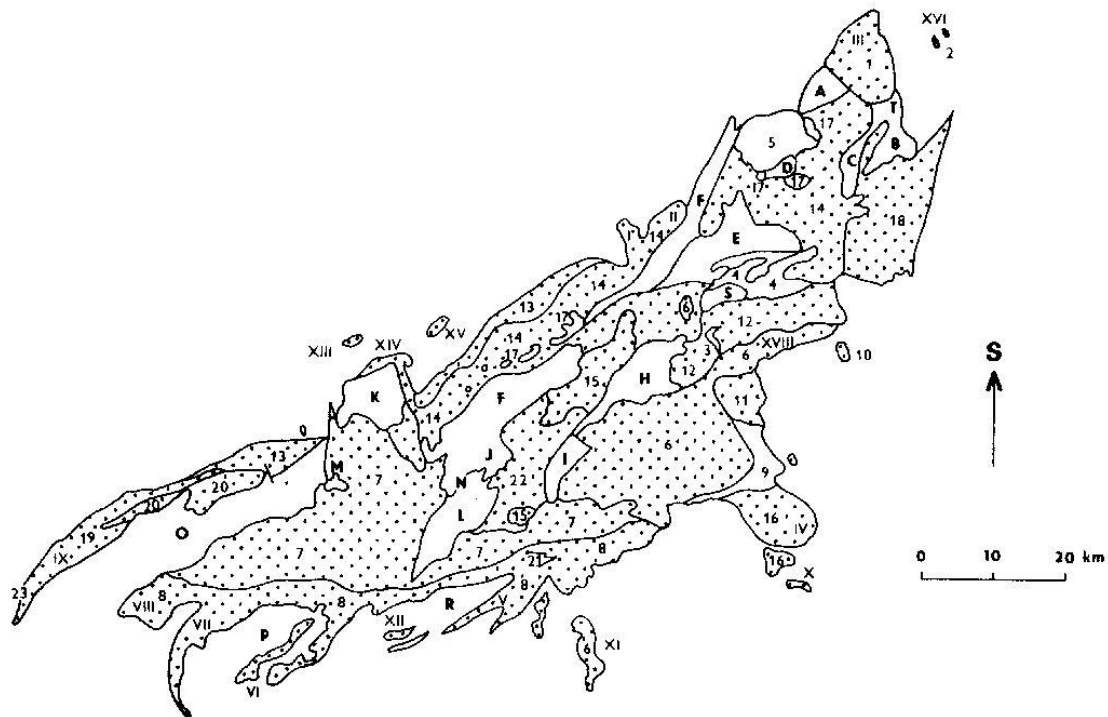
**Obr. 8.2.**

Bimodální asociace metavulkanitů v moldanubiku. 1. granulity spjaté s metabazity a ultrabazity, 2. durbachity, 3. leukokratinní metamorfity (ortoruly) spjaté s metabazity (gřohlské ruly), 4. granitoidy (středočeský, jihočeský a železnohorský pluton, brněnský masív), 5. významné zlomy, 6. metavulkanity spjaté s metabazity a ultrabazity (jílovské pásmo a bitešská rula).

**Obr. 8.3.**

Pozice světlického komplexu v jihočeském moldanubiku (Wendt et al. 1993): 1. ortoruly, 2. drosendorfská a gřohlská jednotka, 3. kaplicko-ostrogonská jednotvárná jednotka, 4. moldanubický pluton, 5. hlavní jihočeský násun.

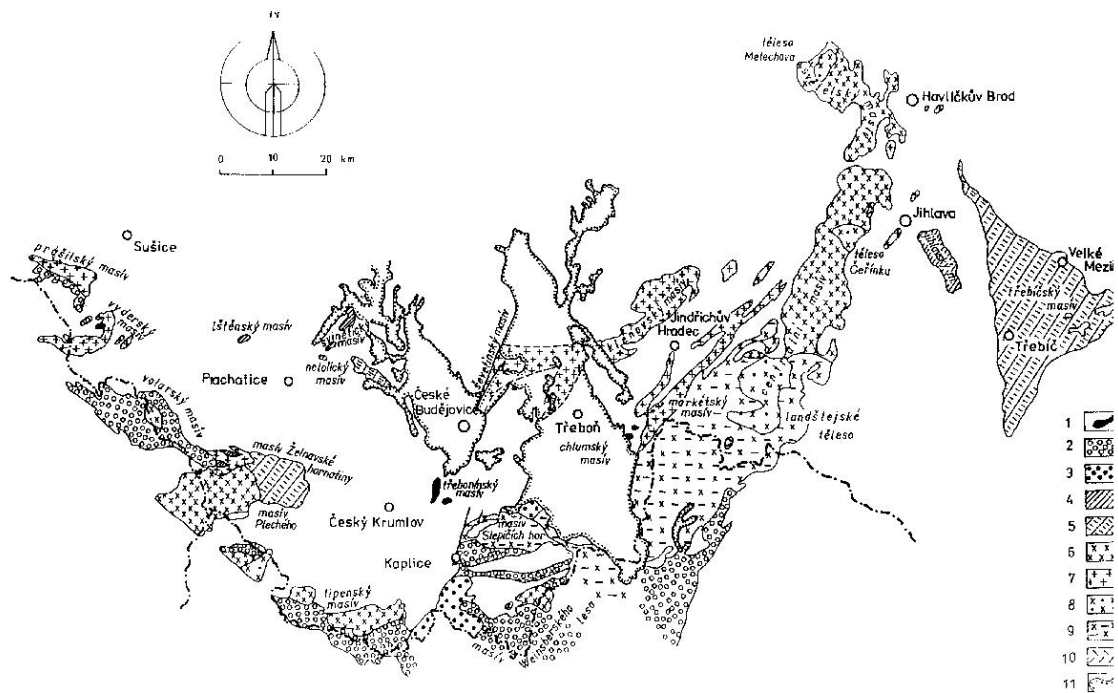




**Obr. 8.4.**

Sředočeský pluton a jeho součásti definované podle petrografických typů: 1. říčanský, 2. kšelský, 3. Kosovy Hory, 4. maršovický, 5. požárský a nečinský, 6. Čertovo Břemeno, 7. blatenský (zvíkovský), 8. červenský, 9. dehetnický, 10. jankovský, 11. sedlecký, 12. sedlčanský, 13. okrajový, 14. sázavský (vltavský), 15. těchnický, 16. táborský, 17. gabra, 18. benešovský, 19. klatovský, 20. kozlovický, 21. jistecký, 22. kozárovický (orlický), 23. vírský.

Výběžky: I. novoknínský, II. Slapský, III. říčanský, IV. Tábořský, V. strakonický, VI. střelskohoštický, VII. matkobožský, VIII. kolinecký, IX. klatovský. Apofýzy: X. malšická, XI. mehelnická, XII. černíkovská, XIII. padrtěská, XIV. rožmitálská, XV. bohutínská, XVI. kšelská, XVII. pňovická, XVIII. votická, XIX. jankovská.



**Obr. 8.5.**

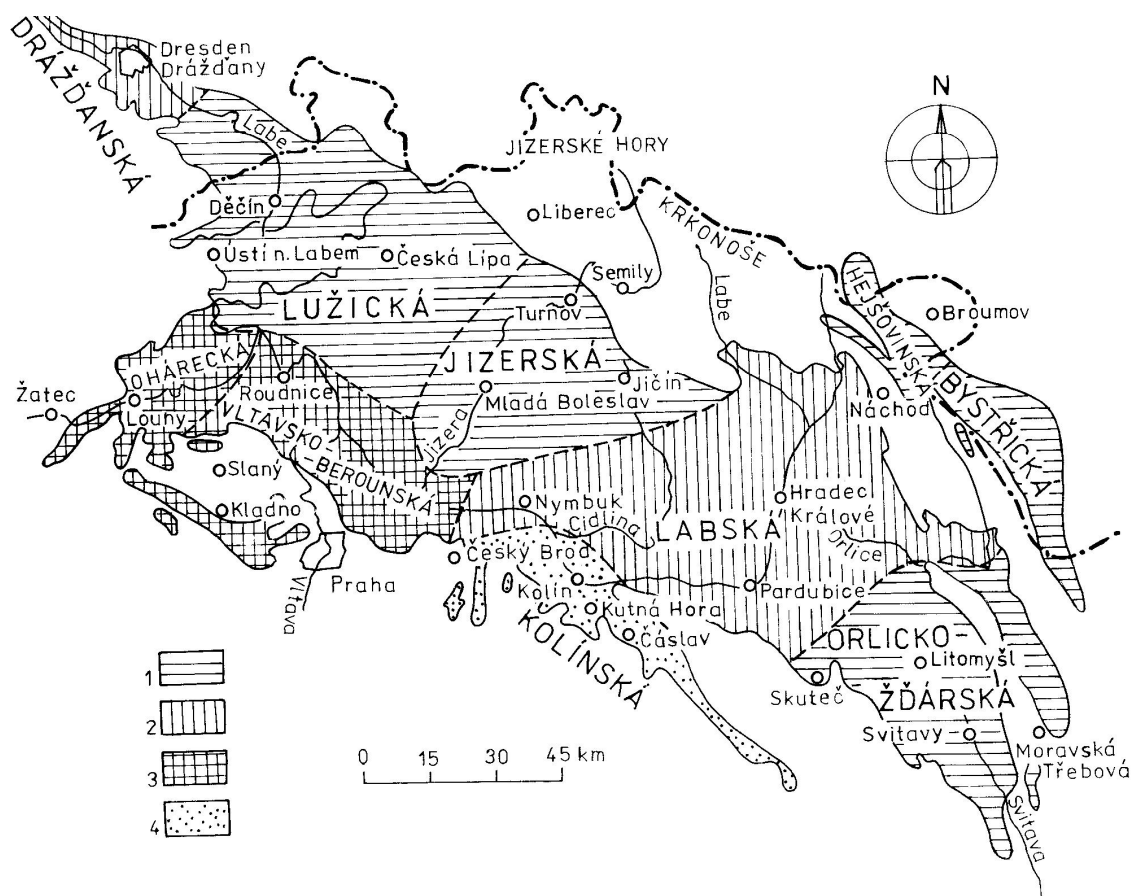
Moldanubický jihočeský pluton (česká část) a jeho hlavní typy na českém území: 1. diority, 2. weineberský typ, 3. freistadtský typ, 4. jihlavský typ, 5. durbachity, 6. mrákotinský typ, 7. ševětínský (okrajový typ), 8. landštějský typ, 9. číměřský typ, 10. autometamorfované granity, 11. okraj jihočeských pánví.

Základní typy granitických hornin jihočeského plutonu (upraveno podle Klečky a Matějky 1992):

- Skupina 1: zahrnuje spodní karbon (synogenní granitoidy do různého stupně deformované) členěný ve dvě podskupiny. Podskupina 1A. starší typy S (typ schárdingský a typ puerbašský), podskupina 1B starší typy I a přechodné I/S (typ weinsberský datovaný na  $349 \pm 4$  Ma, šlirový granit a křemenové diority a tonality).
- Skupina 2: zahrnuje spodní karbon spjatý se vznikem pozdně orogenních a postorogenních typů. Podskupina 2A obsahuje místy lehce deformované typy S (typ altenberský a typ lásenský v české části), podskupina 2B obsahuje pozdní typ I a přechodné typy I/S (typ freistadtský datovaný na  $329 \pm 7$  Ma a mauthausenský  $329 \pm 4$  Ma), podskupina 2C obsahuje nedeformované typy S (typy eisgarnský datovaný na  $316 \pm 7$  Ma).
- Skupina 3: zahrnuje anorogenní granity (subvulkanické felzické žíly) vázané na (?) spodní perm (typ Homolka a Kozí Hora).

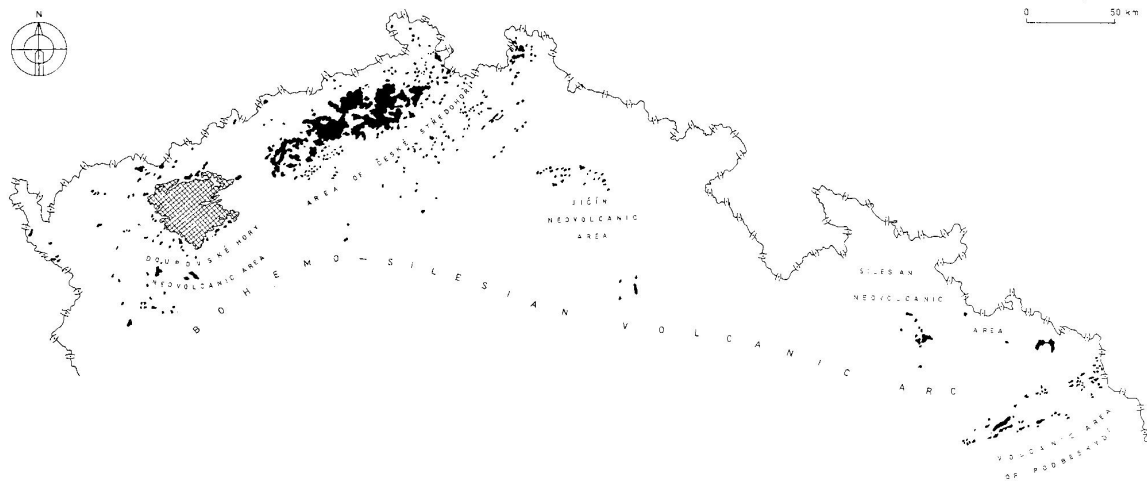


**Obr. 8.6.** Členění česko-saské oblasti limnického karbonu a permu v Českém masívu (s použitím podkladů Holuba a Peška).



**Obr. 8.7.** Členění české křídové pánve podle litofacií na oblasti (podle Zahálky a Dvořáka).





**Obr. 8.8.**  
 Oblasti neovulkanitů v česko-slezském vulkanickém oblouku (podle Kopeckého 1985).

## 9. Aplikovaná petrografie



*Gotická Madona z Nových Hradů, vytesaná z granitu moldanubického plutonu*

Dějiny lidské civilizace jsou spjaty s působením hornin jako jedné ze základních složek životního prostředí a s jejich využíváním. Význam hornin pro člověka se neustále zvyšuje. Nejsou jen zdrojem surovin a energie, ale i zdrojem půd, materiálem uměleckých děl a - bohužel - prostředkem uplatnění těch nejhorších vlastností člověka. Proto je třeba aplikovat znalosti z petrografie a petrologie v nejrůznějších oborech lidské aktivity. Donedávna se za aplikovanou petrografii považovala jen tzv. technická petrografie, zabývající se aplikací poznatků o přírodních procesech vzniku hornin (krystalizace taveniny, tavení hornin) a studiím umělých kamenů. Nyní vznikají nové názvy, jejichž náplň ještě není zcela ustálená. Patří k nim *technogeneze*, zabývající se vznikem minerálů a hornin způsobeným činností člověka, *biolitologie* (biogenní pochody ovlivňující litosféru, včetně tvorby konkrementů v lidském organismu; Dubanský 1989) a *technolitologie* (Gregerová 2004), definovaná jako obor zabývající se technickými hmotami, technolity.

## 9.1. Horninové zdroje nerostných a energetických surovin

Nejstarší doklady těžby nerostných surovin byly objeveny v Egyptě (levalloiská kultura před 50 000 lety), z období před 35 000 lety jsou již známy první šachty a štoly k získání rohovců pro výrobu čepelové industrie (lokality Nazlet Khater), nebo barviv (Lví jeskyně ve Svazijsku). K běžnému dolování však došlo až v mladší době kamenné, u nás v Tušimicích (křemen), na Sázavě (vápenec), u Malých Žernosek (kámen na žernovy) a u Bečova.

Získávání nerostných surovin je základní podmínkou rozvoje industriální společnosti. Zatím co počet obyvatel Země roste ročně o 2 %, potřeba nerostných surovin stoupá o 5 - 8 %. Udává se, že na světě se ročně těží 30 Gtun surovin a každý obyvatel spotřebuje ročně kolem 7 tun surovin. V České republice se např. jen stavebních surovin (kámen, šterkopisek a cihlářské suroviny) těží 8,66 t na obyvatele (v Německu je to 9,13 t.).

Surovinové zdroje nelze brát izolovaně, protože je výrazný rozdíl mezi místem těžby a spotřeby. Ku příkladu USA dováží 80 % spotřeby, EU a Japonsko 75 %. Pohyb surovin na světovém trhu vyjadřují tzv. surovinoví hadi. Vliv těžby na životní prostředí se proto projevuje negativně v jiných oblastech než kde se přírodní zdroje spotřebovávají. V ČR tvoří suroviny 12,3 % vývozu (světový průměr je 12,2 %) a těžba má klesající tendenci.

Těžba a využívání horninových materiálů má celou řadu aspektů týkajících se životního prostředí a dalšího rozvoje lidské společnosti.

Jde zejména o:

- zajištění zásob nerostných surovin a využívání nových a netradičních surovin,
- zajištění racionální těžby a využívání surovin
- minimalizaci negativních účinků těžby
- likvidaci následků těžby

Zajištění dostatečných zásob nerostných surovin je dnes globální záležitostí a hlavním úkolem geologů, kteří tak mohou předejít tzv. surovinovým krizím.

Surovinovou krizí již ve starověku bylo vyčerpání zásob mědi a cínu na výrobu bronzu v okolí Středozevního moře. Vyřešila se nalezením náhradní suroviny, kterou bylo železo. Z moderních je příkladem ropná krize v 70tých letech a tzv. kobaltová krize v roce 1978.

Počítačové modely ukazují pro budoucnost na jednoduchý typ surovin - **průměrnou horninu** zemské kůry a jednoduchý typ dobývání - několik velkolomů vybavených systémem úpraven pro komplexní využití všech prvků, které průměrná hornina obsahuje. Z 1 km<sup>3</sup> průměrné horniny litosféry lze získat např. 135 Mtun železné rudy, 130 000 tun mědi, 5 000 tun radioaktivních materiálů. Devastace by určitě nebyla větší než při současné rozptýlené těžbě. Je prokázáno, že nejlepší ochranou prostředí je soustředění těžby na vhodná místa Země.

Objevují se nové, tzv. netradiční suroviny, které mohou nahradit nedostatkové. Příkladem jsou zeolity, mající velmi rozsáhlé využití při čištění a filtraci vod, zemního plynu, jako přídavek do krmiva, jako minerální podestýlka, zušlechťení zemědělských půd, získání draslíku z mořské vody, katalyzátory, plniva atd.

Petrologický výzkum ukazuje po vyhodnocení vlastností na stále nové využití hornin jako netradičních surovin i jako náhrady za stávající suroviny jejichž zdroje jsou omezené. Příkladem může být využití hornin v zemědělství:

- jsou využívány jako přídavek do krmiv (jíly, zeolity) nebo jako podestýlka (písky, diatomity)

- k ovlivnění fyzikálních vlastností a tím zvýšení úrodnosti půd:
  - ke změně konzistence těžkých jílovitých půd přidáním písků nebo naopak přidáním jílu do půd písčitých
  - ke změně barvy, aby půdy lépe pohlcovaly sluneční paprsky. Nejčastěji se používá lignitu, grafitu nebo uhelného mouru (např. při pěstování vinné révy na světlých křídových půdách ve Francii, na jahodových plantážích a u nás i k urychlení zrání velmi ranných brambor)
- ke změně složení půd: pro neutralizaci kyselých půd se používá vápenec, ke hnojení pro obsah hlavních biogenních prvků vápenec a dolomit (obohacení vápníkem a hořčíkem), fosfority (jako fosfátová hnojiva), zeolity (jako komplexní hnojivo).

Na významu rychle nabývají i horniny, které uvolňují stopové prvky potřebné k růstu rostlin, např. amfibolity (vápník, hořčík, železo), turmalinovce (bór), zeolity apod. Výhodou je pozvolné uvolňování prvků (ku příkladu turmalinovce uvolňují bór v dostatečném množství až 10 let), nevýhodou je možnost zavlečení jedovatých prvků do potravinového řetězce. Příkladem by mohly být fosfority ze severní Afriky, kterými bylo v nedávné minulosti zaneseno na pole střední Evropy kadmium v takovém množství, že na jižní Moravě se v letech 1970 – 1980 zvýšil obsah kadmia v ledvinách obyvatel více než 10krát a v Německu ve vodě Rýna byly tehdy až 2 mg kadmia na 1 litr. Z toho je zřejmé, že při jakémkoliv použití přírodních hornin je nutná petrografická kontrola jejich složení a vlastností.

## 9.2. Aplikace petrografie v archeologii (petroarcheologie)

Aplikace petrografických metod v archeologii mají značný rozsah. Někteří autoři (např. Štelcl, Malina 1970) dokonce hovoří o samostatném oboru – *petroarcheologii*.

Od samého počátku lidské civilizace byly kameny využívány jako nástroj a jako zbraň (např. pěstní klíny, čepele, škrabadla, hroty oštěpů). Materiálem byl nejčastěji pazourek, obsidián, smolek, kvarcit či amfibolit, pocházející většinou z náplavů vodních toků. Pro použití byly rozhodující vlastnosti: tvrdost, tvar, velikost, opracovatelnost. Ze zvětralinových plášťů byla získávána barviva (okry, oxidy železa a manganu, grafit), horniny byly potravou (mastné jíly, zeolity, sůl kamenná), hnojivem (fosfority, vápenec a dolomity, zeolity) proto se také nejstarší období kulturních dějin člověka označuje jako doba kamenná.

Aplikací petrografických metod v archeologii se soustavně zabývali na Slovensku Hovorka a Illiášová (2002). Popsali petrografický materiál mnoha kamenných artefaktů. Kromě běžných surovin na území Slovenska (obsidián, limnokvarcit, různé druhy rohovců, vyvřelin – gaber, bazaltů, sedimentů - pískovců a křemenců a metamorfitů – kontaktních rohovců, leptynitů, amfibolitů) se mezi nimi vyskytují i velmi exotické horniny, které jsou na studovaném území velmi vzácné nebo neznámé (pikrit, eklogit, nefritová břidlice se spinelem). Podle původu lze považovat za prokázané, že některé z těchto surovin byly na místo výroby transportovány ze vzdáleností větších než 100 km. Velmi zajímavé je zjištění Hovorky a Illiášové, že byly v eneolitu používány dva způsoby provrtávání artefaktů (obr. 9.1.):

- a) vrtání na drť, při kterém je vrtný nástroj na vrtné ploše rovný nebo mírně zaoblený (dnes se označuje při zeměvrtných pracech jako systém rotary);
- b) vrtný nástroj byl dutý (kost, paroh?) a z vrtného otvoru byl získán kuželovitý vývrt (dnešní vrtání na jádro).

V obou případech jako brusné médium byl používán křemenný písek. Autoři také uvádějí, že během několikaletého studia se vícekrát setkali s novodobými padělkami kamenných artefaktů. To je ovšem známé i odjinud, ku příkladu v sedmdesátých letech byl publikován nález křemenové „Venuše“ jižně od Prahy, která se však ukázala být padělkem. V petroarcheologii tedy jde:

- a) o určení materiálů použitých při výrobě pravěkých artefaktů a určení pravěkých stavebních hmot.
- b) o určení proveniencí těchto materiálů (místní nebo importované, odkud importované).
- c) o určení způsobu využívání případně stupně a charakteru opotřebení, vztah mezi vlastnostmi a použitím.
- d) o určení technologie zpracování přírodních materiálů.
- e) o rozpoznání padělků.

### 9.3. Úloha petrografie při rekonstrukci památek

Význam aplikace mineralogických a petrografických metod je zřejmý jak při zjištění druhu použitého kamene a jeho původu, složení pojiva a složení případného výplňového nebo izolačního materiálu, tak i při identifikaci novotvořených minerálů, stupni navětrání a návrzích na eliminaci škodlivých faktorů a způsob ochrany a konzervace. Na případech z Brna, Kroměříže, Znojma (rotunda) to prokázali Gregerová (1991,1993), Pospíšil (1995) a Locker (1995). Ti také upozornili na nutnost výběru nejvhodnějších kamenů na opravy památek poškozených erozí v městském prostředí z hlediska funkčního, historického i estetického, vzhled stavby může ohrozit nejen použití odlišného materiálu (např. cementových kvádrů zasazených do zdiva z přírodního kamene na chrámu sv. Petra a Pavla v Brně), ale i odlišná orientace foliovaných stavebních kamenů.

Významným úkolem petrologů je určení původu stavebního kamene a nalezení ekvivalentních náhradních materiálů. Gregerová (1991) např. provedla z tohoto hlediska podrobný rozbor stavebního kamene znojenské rotundy, Schütznerová - Havelková (1981) zjistila (mimo jiné podle zbytků Juditina mostu v Karlově mostě), že opuky pro středověkou Prahu se těžily na Bílé hoře a v Přední Kopanině již v 9. a 10. století. Krutský (1993) se zabýval původem stavebních materiálů severočeských památek.

### 9.4. Zvětrávání stavebních materiálů ve městech

Moderní velkoměsta jsou srovnávána s džunglí. Charakterem podmínek se však blíží spíše poušti (malá plocha vegetace, rychlý odtok vody, velká plocha obnažených objektů a výrazné zahřívání) a také solné výkvěty v pouštích lze srovnávat s destruktivní činností soli na stavbách. Přírodní kámen je ve zdivu vystaven působení městského prostředí agresivní povahy, hlavně atmosféry. Uplatňují se při něm vlastnosti materiálu, fyzikální, fyzikálně-chemické, chemické a biologické procesy, které mohou působit v kombinaci nebo časové posloupnosti. Rozhodující je množství vody, které pronikne do horniny za určitou dobu a hloubka průniku. To závisí na infra- i mikro-porozitě a na čase, kapilární vzlínavosti a propustnosti. Stavební materiály jsou atakovány:

- povětrností a průmyslovými exhalacemi (pokrytí povrchu šedými sirany, odprýskávání, opadávání povrchové kůry)
- biologickými vlivy: působení bakterií a plísní (amonizační, nitrifikační a sirmé), řas a lišejníků, i vyšších živočichů (holubí trus)
- krystalizačními tlaky: růst novotvořených krystalů ve zdivu. V pórech hornin vyvine např. halit tlak 6 Kbar, sádrovec 3 Kbar, při přeměně monohydrátu na dihydrát při 0 °C vzniká tlak 20 Kbar.
- působení kouřových plynů způsobuje rychlý rozpad vápenců a mramorů

Tyto vlivy byly studovány již ve třicátých letech. Prof. Gartner z brněnské techniky se v roce 1934 zabýval příčinami zvětrávání mrákotínské žuly na budově techniky v Brně a v Praze, prof. Špaček zahájil v roce 1931 experiment podle něhož měly být na vybraných etalonech studovány změny hornin za 50 let. Experiment dokončila Dudková (1990, 1991) přesto, že značná část srovnávacího materiálu byla ztracena. Zjistila, že kompaktní horniny jsou po 50 letech navětrány jen v povrchové části (slivenecký vápenc, slezská žula z Černé Vody), zatím co pórovité horniny (hořícký pískovec) jsou postiženy i uvnitř hlavně degradací pojiva. To potvrdil i výzkum Šrámka a Tolara (1993), kteří zjistili, že odolnost roste s objemnou hmotností hornin a klesá s pórovitostí (zdi z pórovitých hornin vlastně způsobují vzlínání vody, jak bylo prokázáno např. na Salmovském paláci - Čichovský 1990). Při výzkumu zvětrávání zdiva Karlova mostu (Lang 1989) byly zjištěny změny barvy, vzhledu, morfologie, ztráta soudržnosti zrn s pojivem, rozpouštění kalcitu v mramorech, dolíčkovitě zvětrávání granitů a pokles pevnosti v tlaku. Z novotvořených minerálů byly prokázány nitráty (holubí trus, močovina používaná v 70tých letech místo soli), halit (vzhledem k solení komunikací) a 6,9 - 8,9 pH. K odsolení je možné použít metody falešného líce (zdivo se pokryje buničinou napuštěnou destilovanou vodou a sůl migruje z kamene do buničiny).

Některé kameny indikují znečištění prostředí mimořádně citlivě. Patří k nim např. pokrývačské fylity. Na střechách, pokud jsou porostlé mechy a lišejníky, ukazují velkou čistotu ovzduší. V městském prostředí hlavně na vnějších obkladech se v nich projevují velmi rychle změny (Fediuk 1984): pokles lesku, vybělení, výkvěty síranů (epsomit, astrachanit, čermíkit), vznik exfoliace až úplný rozklad horniny (v ovzduší Prahy stačí 5 let, aby se rozpadly na prach). Podle Fediuka je z toho zřejmé, že *člověk vydrží víc než kámen*. Příčinou citlivosti pokrývačských fylitů je především chlorit.

K ochraně historických památek jsou používány různé konzervační prostředky, jejichž dlouhodobé působení není většinou známo. Špatné zkušenosti jsou s vodním sklem (Vídeň-Karlskirche), ve Zwingeru v Drážďanech byly použity olejové barvy, na Vídeňské opeře cementové nátěry, časté je použití organokřemičitých sloučenin.

Odolnost vůči vlivům povětrnosti i opotřebení je důležitá i u materiálů používaných na dlažby (např. známé pražské "kočičí hlavy" vyrobené z tvrdých, ale křehkých drábovských křemenců). Pro provoz je zvláště nebezpečné použití rozdílných hornin, které způsobují nestejně opotřebení vozovky.

## 9.5. Forenzní mineralogie a petrografie

Jako forenzní (tj. soudní) mineralogie a petrografie se označují aplikace mineralogie a petrografie v kriminalistice. Poprvé k nim dochází na počátku 20. století v Německu, po několika výrazných úspěších se použití těchto věd v kriminalistice rychle rozšířilo. Nerostný materiál může být spojen s trestnou činností a jejím vyšetřováním mnoha způsoby:

a) Jde o nástroj zločinu: např. kámen jímž bylo rozbito okno nebo něčí hlava, písek použitý při sabotáži, nerost menší ceny použitý k záměně za drahý kámen apod.

Např. v Austrálii při dopravě nových osobních aut z Melbourne do Sydney docházelo k jejich vykrádání, při čemž zloději rozbili přední sklo kamenem. Detektiv vycházel z předpokladu, že kameny musí pocházet z míst kde zloději naskákali na vagóny a petrograf pomocí výbrusů a geologické mapy určil, že tato oblast je ve státě Victoria a nikoliv ve státě Nový jižní Wales, což rozhodlo o tom, kdo bude platit náhradu poškozeným firmám.

Koncem devadesátých let vydaly české banky půjčky na méněcenné drahé kameny dovezené z Ruska na základě vyjádření znalce, který jejich cenu, snad záměrně, vysoce nadhodnotil.

b) Znečištění osoby (podezřelý nebo oběť), např. blátem na botách, oděvu, na těle apod.

Např. v Austrálii byl v roce 1968 zavražděn v Severním teritoriu muž a po pátrání byl zadržen jako možný vrah jakýsi Da Costa, který měl u sebe svršky zavražděného. Ten však tvrdil, že jel se zavražděným jen kratší úsek a pak se rozešli. Ze zrn písku na krvi potřísněných kalhotách byl izolován turmalín, který nepochybně pocházel z místa činu. Da Costa se pak přiznal.

V sedmdesátých letech vyšetřovali pražští kriminalisté muže podezřelého z vykradení pokladny. Úlomek nalezený v kapse jeho oděvu identifikovali petrografové ÚÚG jako omítku, která pocházela ze zdi, v níž byla pokladna umístěna. Tím byl pachatel usvědčen.

c) Znečištění předmětů spojených s trestnou činností, např. kladiva použitého při otevření nedobytné pokladny, lopaty při kopání hrobu nebo úkrytu pro kradené věci, vozidla použitého při loupeži nebo dopravní nehodě.

d) Nerostný materiál vyskytující se na místě činu.

Dr. Slánský, žijící v Austrálii, studoval původ opálů ukradených a údajně dovezených z lokality vzdálené 1300 km podle složení jíly obsahujících sádrovec na jiné naleziště, kde měl být prodán jako místní. Podezření se nepotvrdilo, protože jíly z druhé lokality obsahovaly převážně smektit. Do této kategorie patří tzv. „kořenění“ zlatých dolů zlatem odjinud, které lze např. mikrosondou snadno prokázat. Izotopová mikrosonda může např. na základě poměru izotopů stroncia a baria prokázat zda víno bylo vyrobeno z hroznů z deklarované trati nebo z hroznů dovezených odjinud.

e) Padělky drahých kamenů se dnes, zejména na burzách minerálů, velmi často prodávají. U nás jsou běžné např. vltavíny vytvořené z lahvového skla, uměle zbarvené kameny, jantar slitý do větších zrn z jantarové drtě, útržky zlaté fólie natlačené do nerovného povrchu žilného křemene.

V poslední době se šíří krádeže mědi ze železničních zařízení. V takových případech lze podle stopových prvků, jejichž asociace se liší v každé tavbě, mikrosondou prokázat, zda materiál skutečně pochází z místa činu. V takových případech je třeba vždy úzkostlivě dbát, aby nedošlo ke kontaminaci vzorků a vzít v úvahu všechny možnosti, což může vést k překvapivým výsledkům.

V USA byl vyšetřován případ znásilnění na ledovcovém výplavu. V záložkách kalhot podezřelého byly nalezeny úlomky antracitu, jehož výskyt byl na místě činu geologicky zcela vyloučen. Ukázalo se však, že před šedesáti léty byla na místě činu zásobní halda uhlí pro blízkou úpravnu.

**Přehled nerostných surovin podle průmyslového použití (Vaněček et al.1994)**

Ložiska nekovů		Hořlaviny		Minerální vody a plyny		Ložiska kovů		Ložiska nekovů	
Ložiska amorfních a kryptokrystal. materiálů	Ložiska hornin		Ložiska kapalin a plynů			Ložiska prvků a jejich sloučenin	Ložiska nerostů		Ložiska krystalů
Ozdobné kameny	Stavební, sklářské keramické surov.	Tuhá paliva, chemické suroviny	Tekutá paliva, chemické suroviny	Solanky, vody, plyny	Rudy	Hutnické a žáruvzd. suroviny	Chemické a agronom. suroviny	Technické suroviny Drahokami	Piezooptické suroviny
Acháty	<b>Stavební materiály</b> Stavební kámen	<b>Humity:</b> Rašelina	Ropa těžká Naftenová	Tlakové vody	<b>Železné kovy:</b> Fe, Ti, Cr, Mn	<b>Příklady:</b> Fluorit	<b>Chemické suroviny:</b> Halogeny	<b>Dielektrika:</b> Muskovit	<b>Piezokrystaly:</b> Křemen
Opál									
Obsidián	Kámen, kamenivo	Lignit	Ropa lehká	Pitné	<b>Neželezné kovy:</b> Cu, Zn, Pb, Sb, Ni	Kalcit	Síra	Fogopit	Turmalín
Chalcedon	Pokryvačské břidlice	Hnědé uhlí	Parafinová	Průmyslové		Dolomit	Pyrit	<b>Brusné minerály:</b> Diamant	<b>Optické minerály:</b> Optický fluorit
Jaspis	<b>Obkladový kámen:</b> Mramory, granit	Černé uhlí	Zemní plyn	Léčivé: Ropa	<b>Lehké kovy:</b> Al, Li, Be, Mg	Živec	Arzenopyrit		
Rodonit		Antracit					křemen	Realgar	Korund
Malachit	Labradorit aj.	Polosapropelity: Gagát		Léčivá bahna	<b>Vzácné kovy:</b> W, Mo, Sn, Hg, Bi, Zr, Cs, Nb, Ta	Nefelin	Auripigment	Topaz	Optický křemen Turmalín
Azurit	<b>Kyselino-vzdorné horniny:</b> Andezity aj.	Sapropelit	Inertní plyny				Žáruvzd. a izolační: Grafit	Fluorit Baryt	Granáty Křemen
Nefrit									
Agalmatolit	<b>Petrurgické suroviny:</b> Diabasy, čediče	Hořlavé: Břidlice			<b>Drahé kovy:</b> Au, Ag, Pt, Os, Ir	Chromit	Witherit	<b>Drahé kameny:</b> Diamant Smaragd	
Alabastr									
Anhydrit	<b>Pojivové materiály:</b> Slín, vápenc,	Asfaltit			<b>Radioak. kovy:</b> U, Th, Ra	Vermikulit	Celestin		
Jantar		Antaxolit					Mastek	Strancianit	Akvamarín
						Magnezit	Kalcit	Alexandrit	
	Jíl,sádrovec	Ozokerit			<b>Rozptýlené prvky:</b> SC, Ga, Ge, Rb, Cd, In, Hf, Re, Te, Se	Křemence	Aragonit	Tanzanit	
	<b>Plnidla:</b> Štěrk, písek aj.					Bauxit	Okr	Rubín	
					<b>Kovy vzácných zemin:</b> La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tu, Yb, Lu	<b>Vysoce žáruvz.</b> Andaluzit	<b>Agronomické suroviny:</b> Apatit	Safir	
	<b>Hydraulické přísady:</b> Trass, pemza, diatomit, triplit aj.								
						Sillimanit	Fosforit	Ametyst	
	<b>Minerální barvíva:</b> Křída, okr aj.					Disten	K-solí	Achát	
						Diaspor	Dusičnany	aj.	
	<b>Sklářské a keramické suroviny:</b>					Dumortierit	Boritany		
							Datolit		
	Sklářské písky						Glaukonit		
	Jíly a kaolíny								

## 9.6. Antropogenní minerály a horniny

Jako antropogenní se označují ty minerály a horniny, na jejichž vzniku či vývoji se jakýmkoliv způsobem podílel člověk, ale jejich vznik nebo vývoj probíhal alespoň zčásti jako přírodní proces. K antropogenním horninám řadíme:

- *Přírodní horniny, vznikající v důsledku lidské činnosti*, k nimž patří především různé antropogenní uložení:
  - sedimenty umělých vodních nádrží
  - usazeniny z využívaných termálních vod
  - usazeniny odkališť
  - hlušina uložená na haldách a výsypkách
  - skládky
  - násypy, sypané hráze, mohyly
  - vodní kámen, vinný kámen apod.
  - antropogenní krápníky a jiné krasové jevy na stavbách
- *Přírodní horniny účelově upravené*:
  - horniny se změněným objemem: nasycení vodou (bobtnání) nebo vysoušení (smršťování)
  - horniny se změněnou barvou: uměle barvené ke stavebním (okrasným) účelům nebo v zemědělství k lepšímu využití sluneční energie (ztmavění půd odpadovým prachem z uhlí nebo grafitem)
  - se změněnou stavbou: výběr určité zrnitostní frakce (např. slévárenské písky), vyčištění od příměsí (brusné materiály, abraziva), zpevnění injektáží nebo kolmatáží (změna pórovitosti vhnáním cementu či organických koloidů a jílovitých částic k ucpání pórů), změna struktury (např. orbou, přimíšením písků do jílovitých půd při zemědělském využívání) nebo změna složení (hnojením, čerpáním živin pěstovanými rostlinami)
  - žárovzdorné hmoty
- *Patologické konkrementy* (druh biolitů)
- *Horninám podobné materiály*, uměle vytvořené napodobením přírodních procesů (technologie):
  - tavené horniny
  - umělé kameny
  - skla a vodní skla
  - stavební pojiva (maltoviny, cementy, betony)
  - základkové směsi
  - vypalované hmoty (vypalované stavebniny, hrnčířské a keramické hmoty)
  - strusky, popely a popílky

**Antropogenní uložení** mají výraznou stratifikaci a rozlišují se podle původu a složení (komunální, průmyslové, stavební) v mapách podle mocnosti (5-10 m, 2-5 m, 1-2 m), nebo podle odkrytí:

- a) vizuálně sledovatelné
  - odpady na skládkách s výraznou stratifikací
  - účelové (součást inženýrských děl, hráze, násypy, podklady vozovek)
  - související s těžbou (haldy, odvaly)
  - související s výrobou energie (popely, škváry, výsypky elektrárenských popílků)
  - speciální (např. mohyly)
- b) zakryté (zpravidla v centrech měst, různého stáří a původu)

K antropogenním uloženinám patří sedimenty umělých vodních nádrží, které vznikají většinou rychleji než obdobné sedimenty přírodní (rychlost sedimentace v přehradách bývá až 50 cm/rok, ve Slapské přehradě je to 4 cm.rok<sup>-1</sup>). Některé vodní nádrže jsou po zanesení zcela vyřazeny (Austin v Coloradu, Cismon v Itálii, Pont du Loup ve Francouzských Alpách), nebo jejich provoz omezen (Prachatice). Nádrž Lake Mead zanáší řeka Colorado ročně 700 000 tun nánosů, zato na krásné písčité pláži jižní Kalifornie se nyní písek dováží.

Až do padesátých let byly **haldy a výsypky** považovány za běžný a neškodný důsledek dobývání. Avšak ukládání odpadu, jak skrývkového materiálu či jaloviny z hlubinných dolů, tak odpadu (kalů) z úpravnického procesu má význačný podíl na devastaci krajiny. Je proto nutné dávat přednost technologiím, které snižují množství odpadu a jeho přeměnu na druhotnou surovinu (bezodpadové



využití vytěženého materiálu, stavební materiál, hnědouhelný odpad jako hnojivo, kaly pro zlepšení sorpčních vlastností půd). Velký význam mají i nové úpravnické technologie, např. využití mikroorganismů (např. *Thiobacillus ferrooxidans*) na extrakci kovů z minerálů a hornin, (extrakce přímým loužením, metabolickou oxidací či galvanickým rozpouštěním). Například bakteriální loužení by mohlo zcela nahradit kyanidování zlata. Nebezpečím však je možnost koroze zařízení při havarijním úniku bakteriálních kultur.

Velmi citlivou volbu vyžaduje umístění výsypek a hald, které by měly být umístovány tak, aby nepoškodily kvalitu krajiny, nepřekrývaly zásoby určené k těžbě, nebyly příčinou antropogenních pohybů nebo znečištění litosféry a aby umožňovaly realizovat plánovaný způsob rekultivace.

Dalším problémem je rychlá eroze a nízká stabilita výsypek a hald, zejména pokud jsou založeny na málo únosném podloží.

**Patologické konkrementy** (biolity) se vytvářejí v lidském těle. Jsou to např. močové, ledvinové a žlučové kameny. Sledování jejich chemismu a stavby má zásadní význam pro léčbu. Jsou tvořeny nejčastěji fosfáty (brushit, apatit) a oxaláty (weddelit, whewellit) nebo i karbonáty (aragonit, vaterit, kalcit), silicity a sulfáty (sádrovec). Kromě těchto minerálů známých z přírody se vyskytují krystaly kyseliny močové a jejich solí (cystin, xantin). Všechny lze studovat a určovat i běžnými petrografickými metodami.

K technolitům jsou zařazovány i další skupiny technických hmot. Ty se vyrábí z přírodních materiálů a patří tedy k nerostným surovinám. Jsou to ku příkladu:

**Azbest** je technický název pro silikáty dělitelné na vlákna. Jsou chryzotilové (s vysokou elastitou vláken, ale rozpustné v kyselinách) a amfibolové (křehké, jen obtížně rozpustné). Používaly se do filtrů, jako nosiče katalyzátorů, k výrobě technických tkanin (nehořlavých), brzdových obložení aut a na výrobu azbestocementových výrobků (střešní krytina – eternit, roury, obkladové desky). V poslední době je využití azbestů omezováno a v mnoha zemích zakázáno, vzhledem k jejich karcinogenním účinkům (na jejich vrub padá až 60 % rakoviny plic a patrně i rakoviny střev).

**Brusné materiály a materiály pro povrchovou úpravu** (abraziva) jsou tvořeny minerály o vysokém stupni tvrdosti. Jsou to technické diamanty, které se nehodí na šperky, odpad při zpracování diamantů a také diamanty vyráběné uměle. Velmi důležitý je korund (zejména jako smirek, Izmir v Turecku, Naxos, Ural, Sibiř), kde se těží monominerální horniny, tvořené převážně korundem. Z dalších minerálů jsou jako abraziva používány např. granáty (Měděnec, Svojanov) a spinely.

**Technické hmoty** (technolity). Metody studia technolitů jsou obdobné jako metody studia přírodních hornin. A naopak speciální metodiky např. tavení hornin (petrurgie) či kovů (metalurgie) jsou v široké míře uplatňovány v teoretické petrologii. Uměle jsou vytvářeny podmínky pro vznik minerálů a hornin analogické magmatickým, metamorfním i sedimentárním procesům (Gregerová 1996):

Petrografické, genetické a strukturní typy hornin	Technolity
horniny magmatické	strusky, tavené cementy, skla, tavený korund, tavené horniny (petrurgie), krystalizace kovů z tavenin (metalurgie)
pneumatolytické horniny	novotvořené minerály ve sklech a cihlách, rekuperátorů metalurgických pecí a tavných van, speciální glazury krystalické s vyloučeninami, listové
zvláštní magmatické struktury	skla, sférolity, fluktuální struktury v částečně rekrystalovaných sklech, zonální dinas
uzavřeniny	vměstky v oceli a dalších kovech, uzavřeniny ve skle
sedimentární horniny	betony různého typu, vápno-silikátové produkty, slévárenské písky, popílky, energosádrovec, sádrové maltoviny, skládky a navážky
metamorfované horniny	dinas, šamot, cementářský slínek, porcelán, speciální keramické hmoty
horniny kontaktní přeměny	zóny použitého dinasu a dalších žáruvzdorných hmot (šamot, korund) při použití v pecích, sklářských vanách

## Skla a vodní skla

Sklo je tuhým roztokem křemičitanů, s příměsí dalších sloučenin, např. oxidů kovů. Jeho složení je závislé na složení použité surovinové směsi. Sklo má v podchlazeném stavu velmi vysokou viskozitu, takže se chová jako pevná látka, která se vyznačuje izotropií (fyzikální vlastnosti jsou ve všech směrech shodné), vysokou vnitřní energií (může docházet snadno k odskelnění), vratným tuhnutím (přechod z taveniny do pevné fáze a naopak závisí jen na teplotě) a kontinuální změnou fyzikálně chemických vlastností při přechodu taveniny do pevného stavu a opačně (obr.9.2.).

Základní surovinou jsou sklářské písky, pískovce a jiné horniny, např. fonolity. Podle příměsí mohou být křemenné (nejméně 98 %  $\text{SiO}_2$ ), hlinité, vápenaté nebo železité. Do sklotvorné směsi se přidávají stabilizátory (např.  $\text{PbO}$ ,  $\text{BaO}$ ,  $\text{MgO}$ ), taviva ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{B}_2\text{O}_3$ ) a barvicí látky ( $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Cu}$ ,  $\text{Cr}$ ,  $\text{Co}$ ,  $\text{Ni}$ ,  $\text{Pb}$  apod.).

Vodní sklo se vyrábí tavením písků se sodíkem nebo draslíkem a rozpouštěním utuhlé taveniny ve vodě za vzniku tuhého gelu.

## Tavené horniny (petrurgie)

K tavení a následnému zpracování metalurgickým způsobem se nejčastěji používají bazaltové horniny vhodného složení, hlavně bazanity a olivínové bazalty ale i amfibolity, kyselé vyvřeliny (granit, fonolit), granulit, kaolin a strusky z nichž se vyrábí tzv. *petrokrystony*, tj. směs tavené horniny šedé, zelené nebo bílé barvy. Výrobky patří mezi technická skla. Patří k nim odlitky, mlýnské kameny, dlažební kostky, výrobky odolné proti abrazi, skelná vlákna a minerální vlny, whiskry (vlákna k výrobě žárovzdorných tkanin), která mohou zcela nahradit škodlivý azbest.

## Umělé horniny

Kromě umělých minerálů (např. křišťálu, diamantu, sillimanitu, cordieritu, safíru, rubínu a mnoha dalších, které jsou používány v průmyslu nebo jako náhradní šperkové kameny) se vyrábějí i umělé horniny, většinou sloužící jako dekorační. Patří sem

- omítky imitující přírodní kámen (mramor). Jsou složeny z hydraulického pojiva (maltoviny) a kamenné nebo cihlové drti, písku apod.
- umělé mramory tvořené ze sádry a mramorové moučky nebo chemicky
- umělé horniny napodobující pískovec, břidlici, granit, syenit nebo diorit

Při jejich výrobě se používá směs vhodných minerálů vhodného tvaru a složení, písek, drť mramoru, granitu, pokrývačských břidlic, úlomků skla nebo zrcadel apod. Jako pojivo buď portlandský cement nebo umělé pryskyřice. Tuhnutí probíhá při kompresi ve vzduchoprázdnu (Bohemia stone, Jablonec nad Nisou), takže v umělých kamenech nejsou mikrotrhlínky charakteristické pro přírodní kameny (většina z nich vzniká při těžbě v důsledku odpalů).

## Žárovzdorné hmoty

Jako žárovzdorné hmoty se označují látky schopné odolávat vysokým teplotám (zpravidla nad  $1500^\circ\text{C}$ ), aniž by docházelo k měknutí, deformaci a tavení. Patří k nim *dinas* (tvořený amorfní fází  $\text{SiO}_2$ ), *šamot* (tvořený alumosilikáty), *mullit a korund* (vyráběné z hydroxidů a oxidů hliníku) a dále hmoty chromité, karbidové a uhlíkové (vyráběné z grafitu), magnezitové a dolomitové.

## Stavební pojiva

Jako stavební pojiva se používají látky, které s vodou a plnivem mají zpracovatelnou konzistenci a po zatvrdnutí získávají potřebné vlastnosti. Nejstarším pojivem byla zemina s vysokým obsahem jílu, sádra a vápno, používané v antice. Dnešním základním stavebním pojivem jsou *maltoviny*, které se připravují pálením vhodných surovin na vysokou teplotu a následným rozemletím na požadovanou jemnost. Podle způsobu zpevňovacího procesu rozlišujeme:

*Vzdušné maltoviny* po smísení s vodou tuhnou, tvrdnou a jsou stále pouze na vzduchu. Patří k nim sádra a sádrová pojiva, vzdušné vápno a hořečnatá maltovina

*Hydraulické maltoviny* tuhnou po smísení s vodou na vzduchu nebo ve vodě: hydraulické vápno, románský cement, portlandské cementy, speciální cementy a speciální maltoviny.

Nejdůležitějším pojivovým materiálem je od středověku ve stavebnictví *malta vápenná*. Vyrábí se z uhličitanu vápenatého (vápence) jeho rozkladem pálením ( $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$ ). Vzdušné vápno se při styku s vodou hasí ( $\text{CaO} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Ca}(\text{OH})_2$ ). Po smíchání s plnivem (písek, drť přírodních různě zbarvených hornin, různé přísady) tuhne.

Při studiu se sleduje složení plniva, chemické složení (obsah CaO, vody, MgO).

Obdobně jsou *sádrové maltoviny*, založené na vlastnostech síranu vápenatého, který se získává z přírodního sádrovce nebo z odpadního sádrovce po odsířování kouřových plynů.

*Cementy* jsou silikátové maltoviny, tvořené zpravidla systémem CaO-Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (obr. 9.3.). Vápenatá složka (vápenec, slín) a sialická složka (jíl, hlína) se drtí a melou a vypalují na slínek při teplotě 1 450 °C. Slínek se rozemele, smísí s vodou a plnidlem (hydratace) a pak nastává tuhnutí a tvrdnutí cementu na beton. Ve slínku vznikají novotvořené minerály při vypalování. Nejdůležitější jsou vápenaté křemičitany alit a belit, alumináty celit a trojvápenatý hlinitan, z vedlejších např. oxid vápenatý CaO a periklas MgO.

*Betony* vznikají po tuhnutí ze směsi která se připraví z kameniva (písek, štěrk) a pojiva (cementu a vody), mají vysokou pevnost v tlaku, trvanlivost, tvrdost a odolnost a jsou proto jedním z nejužívanějších materiálů ve stavebnictví. Petrograficky se zkoumá jejich složení, struktura, fyzikální vlastnosti, vztah kameniva a pojiva. Důležitá je také odolnost proti vlivům atmosféry. Škodlivý vliv mají oxidy uhlíku (karbonace betonu) a síry (sulfatace betonu). Tyto korozní vlivy umocňují některé bakterie.

*Základkové směsi* slouží k zaplňování vytěžených důlních prostorů. Dříve se vyráběly ze směsi cementu jako pojiva a podřadného kameniva jako plniva. Dnes se využívají hlavně odpadové materiály (Rovnaníková 1994). Jako plnivo slouží úlety z cementářských pecí a mlýnů, použité slévárenské a tryskací písky, jako pojivo jemně mleté popílky, škváry a vysokopecní strusky. Jako inertní materiál se používají různé odpady, nevhodný je sádrovec a uhelné kaly. Směs musí splňovat požadavek na pevnost v tlaku minimálně 15 barů.

*Vypalované stavebniny* (beton, cihly, tašky) výrobky z kameniny a keramické výrobky můžeme také považovat za produkty umělých přeměn, stejně jako kovokeramické hmoty (cermenty), expandity, expandovaný grafit, dinas a mnohé jiné. Vypalováním vznikají křemičitany, hlinitany a železitany, které se označují alit (3 CaO.SiO<sub>2</sub>), belit (2 CaO.SiO<sub>2</sub>), felit, celit (= brownmillerit) a periklas, známé např. z cementárenských slíneků.

Jako *cihlářské výrobky* se označují nežárovzdorné keramické výrobky pórovité, barevné (červené, okrově žluté). Vypalují se v rozmezí teplot 900 – 1 100 °C. K výrobě se používají jílovité zeminy (jíly, jílovité břidlice, spraše) a uhličitanové zeminy (slíny, slinité jíly a jílovce). K nim se přidávají tzv. ostřiva (písek nebo cihlová drť) a lehčiva (uhelný mour, rašelina, škvára, dřevěné piliny). Některé jíly uvolňují při vypálení plyny za vzniku pórů. Vznikají tak velmi lehké produkty, *keramzit*, či *expanzit*.

*Kameniva a porcelán* se vyrábí vypálením z jílu bohatých volným oxidem křemičitým. Vypálením vzniká jednak skelná fáze (30 – 60 %) jednak krystalická fáze (hlavně mullit a cristobalit).

Ještě čistším produktem tavení je *porcelán* vyráběný ze směsi kaolínu (cca 50 %), křemene (25 %) a živce (25 %). Porcelán má vysokou pevnost v tlaku, chemickou a tepelnou odolnost a nízkou nasákavost. Vypaluje se nadvakrát (nejprve na teplotu 900 – 940 °C) a po nanesení glazury znovu na teplotu kolem 1 400 °C.

Do této skupiny patří také pórovinové výrobky hrnčářské, kachle, terakota, fajáns, majolika a bělina, glazury, smalty a engoby (nezesklovatělý povlak výrobků).

Petrograficky jsou studovány a vybírány vhodné suroviny, mikrostruktury výrobků a vady vznikající v různých fázích výrobního procesu.

*Keramické hmoty* jsou polykrystalické látky, nejčastěji silikátové, které se po vytvarování vypálí. Tím vznikne nová mikrostruktura, která určuje vlastnosti a použití výrobku („keramického střepu“). K výrobě se používají různé přírodní látky, jíly, hliníkem bohaté minerály a horniny (bauxit, diaspor, cordierit, sillimanit, mastek, zirkon a mnoho jiných), sklovité suroviny (např. křemenný písek, silicity), taviva (soda, potaš, borax aj.), barviva a příměsi ovlivňující mikrostrukturu (např. expandující).

### **Strusky, popely a popílky**

*Strusky*, zejména vysokopecní se stávají významným konkurentem přírodního kameniva. Při tavení železné rudy vzniká zhruba stejný objem železa a strusky za teplot kolem 1 800 °C, struska je z toho hlediska vlastně tavný kámen, vzniklý rychlou krystalizací křemičitanové taveniny. Minerály, které strusku tvoří jsou proto velmi často kostrovité. Jako hlavní složky se vyskytují melilit, merwinilit, diopsid a jiné pyroxeny, plagioklas, olivín. Vedlejší složky jsou monticellit, rankinit, pseudowollastonit (vesměs silikáty kalcia) a oldhamit. Vysokopecní strusky se zpracovávají na štěrk, jako náhrady za keramzit, používají se při výrobě tvárnice, jako hnojivo k vápnění kyselých půd i jako surovina ve sklářství a na výrobu minerální vlny. Ocelářské strusky se zpracovávají na koncentrát,

který se vrací do pecí a drcený kámen do betonů nebo pojivo pro zemědělství, struskový písek je používán jako plnidlo do malt a betonů.

Vlastnosti popelů jsou ovlivněny původem uhlí (popely černouhelné, hnědouhelné) a způsobem a podmínkami jeho spalování (spalovny, tepelné elektrárny, pece). Jsou tvořeny hlavně křemenem, mullitem a sklem a pro hydraulické vlastnosti jsou používány zejména do betonových směsí. Z většiny elektrárenských popílků lze získat i phillipsit (syntetický zeolit) vhodný jako hnojivo.

V *popílcích* z elektráren (Dvůr Králové, Přerov n. L.) byly zjištěny sklo, křemen, mullit, magnetit, hematit, metakaolinit, rutil, plagioklas, sillimanit, hercynit a vzácně i další minerály Pb, Zn, Ni, W, As (Sulovský 1995). Podobné složení mají i popílky ze spaloven, v nichž se v důsledku praní kouřových spalin ve vápenném mléce objevují také chlorid vápenatý, siřičitan a síran vápenatý.

## 9.7. Horniny v ochraně životního prostředí

### Definice horninového prostředí

Jako horninové prostředí se označuje část litosféry v dosahu lidské činnosti, tzn. asi 15 km svrchní vrstvy zemské kůry, kam umožňují dosáhnout současné technické prostředky (vrty nebo hloubené šachty). Horninové prostředí ovlivňuje hodnotu krajiny (spoluvytváří georeliéf), určuje zákonitosti oběhu hlubinných vod a jejich složení, vytváří geologická rizika (např. svahové pohyby, šíření zemětřesení, ovlivnění eroze), má určující význam pro stavebnictví (bezpečná lokalizace výstavby nových objektů, podzemní úložiště, dopravní stavby, tunely apod.), vytváří fyzikální pole a anomálie (magnetické a elektrické, tíhové, geotermální) a také geochemické pole, které ovlivňují lidstvo daleko více než si uvědomujeme.

Horninové prostředí je ohrožováno industriální činností člověka, hlavně znečištěním (pod velkými městy založenými na prosákavých horninách dosahuje znečištění litosféry do hloubky kolem 10 000 m) a antropogenními pohyby v důsledku odlehčení nebo zatížení a také nepřímo znečišťováním atmosféry na následných ovlivněních zvětrávání a eroze.

### Znečišťování horninového prostředí

Zdroje znečištění jsou:

- bodové: nejčastěji stavby živočišné zemědělské výroby a havárie cisteren a nákladních aut, průmyslové podniky, sklady apod. hlavním zdrojem znečištění bývají chemické závody, které produkují emise a vypouštějí odpady znečišťující podzemní vody.
- lineární: ropovody a plynovody, produktovody všeho druhu
- plošné: zemědělská rostlinná výroba, letiště, velkosklady a hlavně atmosférový spad, průmyslové exhaláty apod.

Abiotické znečištění je nejčastěji **acidifikace, kontaminace kovovými prvky, kontaminace ropnými látkami a kontaminace organickými sloučeninami.**

### Acidifikace prostředí

Okyselování povrchových vod a půd bylo poprvé prokázáno ve skandinávských jezerech v padesátých letech. V Kanadě a na sv. USA bylo zjištěno, že jeho příčinou je spad  $\text{SO}_4$  a  $\text{NO}_x$  při kyselých deštích. Toto okyselování, přes filtraci půdou a vegetačním pokryvem, zpomaleně a se zpožděním, ale zcela prokazatelně postihuje též podzemní vody. Proces okyselování má několik fází, z nichž pokles pH je až fází konečnou. Zpočátku je indikován poklesem koncentrace  $\text{HCO}_3$  a růstem obsahu silných kyselin.

V důsledku kyselých dešťů má v České republice až 60 % půd kyselou reakci. Proti okyselování půd a jeho následkům (pokles obsahu hořčíku v půdě) se používá posyp mletým dolomitem, který slouží k ochraně lesů před emisemi oxidu siřičitého a používá se i k neutralizaci povrchových půd. Půdy je nutno hodnotit i z hlediska odolnosti proti acidifikačním vlivům. Ukazateli jsou pufrací kapacita půdy a křivka ACN (kyselínotvorná neutralizační kapacita).

### Kontaminace kovovými prvky

Také největší část znečištění půd kovy pochází z atmosférového spadu (Hg 91 %, Pb a As 82 %, Cd a Ni 60 %). Zdrojem kovů v atmosféře jsou hlavně zařízení využívající fosilní paliva (teplárny, kotelny) a mobilní zdroje (automobilová a železniční doprava). Proto jsou postiženy základové půdy ve velkých městech (v Praze byl spad v zimě 1987 za 1 měsíc až 3,7 t.km<sup>2</sup>). Jen menší význam má

zatížení půd hnojivy (s výjimkou Cr, který je asi 2× vyšší než vstupy z atmosféry). Kovy se koncentrují jednak v nejsvrchnějším půdním horizontu, jednak v horizontu podzolů.

Zdroje znečištění jsou velmi rozdílné:

Znečištění vápníkem způsobují převážně úlety z cementáren, síra a arzén pochází z úletů z uhelných elektráren, kadmium může pocházet z důlních odpadů ve vodotečích (v Japonsku způsobuje nemoc itai-itai), u nás jsou nejdůležitějším zdrojem odpady z akumulátoroven a galvanoven (např. Praha-Gbely, Motorlet Jinonice), stejně jako v USA a Kanadě (ústí řeky Hudsonu). V Japonsku se na znečištění kadmíem podílí továrny na elektronická zařízení (Hitachi u Tokia). Ale ani fosfátová hnojiva nejsou zanedbatelným zdrojem.

Zdrojem olova je převážně automobilová doprava (olovnatý benzín), jak o tom svědčí anomální koncentrace kolem dálnic a frekventovaných silnic, ale i sklárny (např. v minulém století a dřívějších letech odpady ze sklárny v Chlumu u Třeboně znečistily písky treboňské pánve natolik, že v okolí sklárny dosahují dodnes obsahu olova až 3 000 ppm). Pozoruhodné je, že obsah olova v ovzduší se od počátku devadesátých let i u nás snižuje, snad v souvislosti s rozvojem využívání bezolovnatého benzínu v západní Evropě.

Významné je zjištění, že velikost anomálií přírodního původu se ani po patnácti letech nemění, zatím co rozsah znečištění kovy antropogenního původu a velikost anomálií doznává význačných změn. Bylo to prokázáno na Českomoravské vrchovině, kde byly zopakovány analýzy 12 kovů prováděné v rámci šlichové prospekce po 15 letech. Např. koncentrace chromu v řečištních sedimentech říčky Brtnice za 15 let stoupla na dvojnásobek v důsledku kontaminace ze skládky kožedělné výroby.

Nejdůležitějším opatřením k zamezení znečišťování kovy je zabránit jejich úniku do atmosféry a hydrosféry.

Význam má přidání sorbentů do půd. Osvědčily se například jíly, které po vyžhání nad 550 °C jsou schopné absorbovat Cd a Pb a dokonce i PCB. Velmi účinné je také využití schopnosti organismů (např. hub), koncentrovat Pb a jiné prvky z půdy.

### **Kontaminace ropnými produkty**

K malým kontaminacím půd a horninového prostředí dochází prakticky stále při zemědělském zpracování v důsledku využívání mechanizace. Větší znečištění hrozí u skladů benzínu, letišť, ropovodů i při dopravních nehodách cisteren. Na rozsah znečištění lze soudit z geofyzikálních údajů (např. atmogeochemie) a změny rostlinných společenstev. Snižuje se diverzita zasažených porostů a druhy citlivé vůči znečišťující látce ustupují. Ze změn lze dokonce usuzovat na druhy znečištění:

*Plyn:* i velmi slabé účinky se projeví změnou odstínu listové zeleně, sterilitou a nanismem, spojenými s kyslíkovým deficitem v půdním vzduchu

*Ropné látky:* mizí petroleofóbní druhy (břiza bílá, ostružiník, ježiník, psineček výběžkatý), usychá jehličí na borovicích

*K odstranění znečištění se používá:*

Skrývka znečištěných zemin. Radikální způsob nápravy, jehož nevýhodami je, že potřebuje havarijní skládku a neodstraní znečištění v hloubkách převyšujících dosah těžkých mechanismů.

Čerpání znečištěných podzemních vod. Nevýhodou je, že v koncentracích pod 1 mg/l<sup>-1</sup> se koncentrace znečišťující látky snižuje již velmi pomalu a je-li zasažena celá zvodně, je vyčištění čerpáním prakticky nereálné

Biodegradace ropné kontaminace přímo ve zvodni se provádí metodou SUNTECH. Na předním okraji ve směru proudění vody vsakovacími vrty se vhání roztok s bakteriemi *Pseudomonas* a *Nocardia*, které využívají organické látky jako zdroj energie. Po použití se odčerpávají jímacími vrty na zadním okraji znečištění a získaná voda se znovu používá. Tato metoda byla úspěšně aplikována v Praze-Ruzyni i v jiných případech.

V případech, kde hrozí znečištění většího rozsahu (letišť, ropovody) by měly být zřizovány indikační vrty, které umožňují detekci a usnadňují případná asanační opatření. Monitorování je však možné provádět i geofyzikálními metodami, dálkovým průzkumem a uvedenými metodami geobotanickými.

### **Ostatní znečišťující látky**

Horninové prostředí ohrožují hlavně polycyklické aromatické uhlovodíky PCD, PAH a PCB (polychlorové bifenyly), jejichž limit byl překročen už i v jeskynních sedimentech Moravského krasu.

Polycyklické aromatické uhlovodíky vznikají při přeměně organické hmoty na grafit nebo pyrolytickými reakcemi. Do přírodního prostředí se dostávají v důsledku antropogenního spalování uhlí (91.7 %), lesními požáry (8.2 %) nebo v důsledku vulkanické činnosti a přeměn organické hmoty (asi 0,1 %). Ve městech způsobuje zvýšení jejich obsahu provoz spalovacích motorů a topení oleji. V roce 1991 – 1992 byl v Brně naměřen Českou geologickou službou až čtyřnásobek limitu, ve Zlíně úroveň limitu a v Praze na frekventovaných křižovatkách 7 – 10ti násobek limitu. Poměr mezi přirozenou a antropogenní produkcí PAH je 1 : 13.

K chemickému znečištění je třeba řadit i zasolení půd, které znemožňuje jejich hospodářské využití. Sporadický výskyt solných půd na jižní Moravě je přírodního původu, ale jinde ve světě se zasolením ztrácí až 125 000 ha orné půdy ročně. K zasolování dochází zavlažováním mořskou vodou, solením komunikací, nevhodným způsobem zavlažování s vysokým odparem a vypouštěním agresivních vod. Za příhodných podmínek se mohou běžné vody změnit na agresivní.

Při stavbě metra v Kyjevě v roce 1969 ražením štol došlo k provzdušnění. Tím byl umožněn rozvoj thiofilních bakterií, koroze pyritu v horninách a vznikající agresivní vody poškozovaly beton stavby.

Litosféru znečišťují také látky používané k extrakci kovů z rudniny v úpravárnách. Dostávají se do prostředí vyluhováním z nesprávně umístěných skládek úpravářského odpadu nebo při haváriích. Katastrofální dosah měla havárie na dole Omai v Guayaně (1995), kde kyanid, používaný k těžbě zlata v objemu 3 mil. m<sup>3</sup> unikl do vodotečí a došlo tak k zamoření rozsáhlého území.

### Vliv horninového prostředí na zdraví

Nejprve byla známa silikóza horníků a lamačů kamene, způsobená **zaprášením plic** horninovým prachem. Její zvlášť nebezpečnou formu, silikózu způsobují organické hmoty, uhlí či grafit. V sedmdesátých letech Z. Johan (BRGM Orleans) prokázal, že azbest z otěrů brzdového obložení je hlavní příčinou vysokého procenta onemocnění rakovinou plic pařížských taxikářů. Poté byl identifikován sillimanit, který je uvolňován ze zvětralých rul při hluboké orbě, jako příčina zvýšeného výskytu rakoviny plic u zemědělců v některých oblastech, např. na Českomoravské vrchovině. Byly již sestaveny i mapy rozšíření tohoto minerálu, aby bylo možno vymezit místa, kde je při hluboké orbě nutné používat respirátoru. Dnes je známo nejméně 12 karcinogenních minerálů (např. jílové minerály, zeolity, vulkanické a jiné popílky, mastek, hematit) a v lékařské literatuře se uvádí, že až 60 % onemocnění rakovinou plic a 100 % rakoviny bránice souvisí s působením těchto minerálů. Do plic pronikají zejména částice menší než 5 – 7 μm. Zdroji azbestu jsou zejména podniky na jeho zpracování, korodované střechy s azbestovou krytinou, brzdová obložení aut a azbestové nátěry. Zdrojem je i půda, odkud se při obdělávání a zvětrávání dostává do atmosféry. Čistý vzduch obsahuje méně než 100 částic na 1 m<sup>3</sup>, ve městech či v okolí závodů přesahuje koncentrace i více než 1 000 částic. V pitné vodě byly zjištěny koncentrace i desítky milionů na 1 litr vody (kdy zdrojem jsou azbesto-cementové roury vodovodů) a v půdách koncentrace přesahující 1 milion na gram. U lidí jsou tyto koncentrace normálně pod milion vláken na 1 g suché plicní tkáně, u zemědělců na rakovinu bránice nebo azbestózu jsou až 1 000× vyšší. Minerály, které se v plicích chemicky nebo fyzikálně rozkládají, rakovinu nevyvolávají. Zda příjem minerálních zrn ústy v pitné vodě či v potravinách vede k rakovinnému onemocněním zažívacího traktu není dodnes vyjasněno.

Další minerály působí **obsahem jedovatých sloučenin**, ku příkladu olova, antimonu či rtuti (otravy horníků v dolech na rumělkou v Almadenu ve Španělsku). Není proto divu, že se v této souvislosti mluví o „environmentální mineralogii“.

Velmi důležitou formou působení minerálů a hornin na člověka jsou vlivy **přirozené radioaktivity hornin**. Většina hornin má velmi nízkou přirozenou radioaktivitu, která je charakterizována jako úhrnná aktivita gama. Velmi nízké hodnoty mají vápence, granuly, amfibolity (U ekv. méně než 5), naopak vysoké obsahy mají z našich hornin hercynské granity, jíly, jílovce a fonolity v Českém středohoří (U ekv. až 20). Největší obsah mají durbachity (Milevsko, Petrovice, Netolice, Knížecí stolec, třebíčský masív). Z mapy Českého geologického ústavu vyplývá i rozsah antropogenních zvýšení radioaktivity a jeho původ. Zvýšené obsahy radonu jsou časté v jeskyních, do nichž se dostává hlavně ve vodách (Zimák, Štecl 2003).

Zvýšená akumulace přirozeného původu je i v náplavech některých řek, kde minerály obsahující radioaktivní prvky jsou nahromaděny zpravidla v jemných sedimentech. Ku příkladu v náplavech horního toku Lužnice (Manová 1967) je 50 – 75 g.m<sup>-3</sup> zirkonu, monazitu a orthitu, které byly ze snosové oblasti transportovány převážně v suspenzi. Obsahy thoria jsou 18 ppm (proti 4 – 6 ppm v okolních horninách a uranu 7 ppm (1 – 2 ppm v okolních horninách).

Mimořádným případem jsou přírodní nukleární reaktory typu Oklo v Gabunu. V roce 1972 objevili francouzští geologové v sedimentárním ložisku uranu v pískovcích uran s izotopovým složením pouze 0,29 %  $^{235}\text{U}$  (ve srovnání s 0,72 % v přírodním uranu), který odpovídá tomu, že proběhla spontánní štěpná řetězová reakce. Do reakce vstoupilo přes 200 kg  $^{235}\text{U}$  a uvolněná energie byla asi  $100 \times 10^9$  kWh. Uranové zrudnění je staré 2 Ga (prekambrická francovillská pánev). Ložiska uraninitu mají tvar vrstev o mocnosti 4 – 10 m.

Ložisko je vyvinuto na ploše 900 × 600 m a v jeho rámci bylo přírodních reaktorů objeveno 6. Jeden má ku příkladu délku 20 m, mocnost 1 m a obsah uranu 50× vyšší než v okolní rudě. K reakci došlo při vzniku ložiska v důsledku vysoké koncentrace uranu s 3 %  $^{235}\text{U}$ , jehož neutrony způsobily v okolním uranu řetězovou reakci, kritické množství při tom bylo k dispozici nejméně stovky let. Další přírodní reaktor byl objeven v Austrálii a existuje jich zřejmě ještě víc.

## 9.8. Pedologie

### Půda a pedogeneze

Za půdu je na současném stupni poznání možno považovat *polyfunkční, otevřený, polyfázový, strukturovaný systém na povrchu litosféry, spojený výměnou látek s ostatními sférami* (Encyklopedický slovník 1993), stejně tak jako *třírozměrné kontinuum, zahrnujícího jak svrchní obdělávatelné horizonty, tak i všechny podložní horizonty až po vlastní minerální zdrojový materiál* (McLaren, Cameron 2002). Podíváme-li se na dané obecné pojetí a srovnáme-li ho s klasickými literárními zdroji, nevidíme velký posun v poznání, jak nám dokládá definice z druhé poloviny 19. století, v níž je půda *produkt pod povrchem probíhajícího zvětrávání hornin a rozkladu mrtvých rostlin a živočichů. Charakter půdy je primárně určován zvětralinou, tj. nejsvrchnější rozdrobenou partií horniny ležící těsně pod půdou* (Encyklopedia Britannica 1879).

Půda vznikala v průběhu celé geologické historie fanerozoika, mohlo-li dojít ke společnému působení fyzikálních, chemických a biologických procesů na nezpevněný zvětralinový plášť. Půdy geologické minulosti i přítomnosti pak vznikaly a vznikají jako důsledek působení více či méně proměnlivých půdotvorných faktorů na určitém místě a v určitém čase, což se projeví přítomností zákonitě vzniklých (plně vyvinutých či jen naznačených) půdních horizontů, často nápadně viditelných na vertikálním řezu půdního tělesa. Tento kolmý řez půdním tělesem (pedonem) definujeme jako půdní profil, vymezený zákonitě vzniklou sekvencí půdních horizontů v rámci celé genetické hloubky. Každá půda je charakteristická určitou stavbou svého profilu, tj. je charakteristická jeho celkovým vzhledem, podmíněným střídáním půdních horizontů v určitém sledu od půdního povrchu až po dosud nezvětralý půdotvorný substrát. V půdním profilu můžeme sledovat projevy jednotlivých pedogenetických faktorů, v první řadě se projevujících ve změně morfologických vlastností a v proměnlivém uspořádání jednotlivých horizontů. Půda se tak stává přirozeně vzniklou entitou s proměnlivou kvantitou a kvalitou organických a anorganických látek v různých hloubkách a to za proměnlivého poměru pevných půdních částic různých velikostí, jejich proměnlivého prostorového uspořádání a různého podílu plynného a tekutého.

Z hlediska člověka je důležité si uvědomit, že principiálně není života bez půdy a půdy bez života, neboť oboje se vyvíjelo, vyvíjí a bude vyvíjet společně – a to za zásadního významu kvantity a kvality minerálního půdotvorného substrátu, reliéfu terénu (daného typem reliéfu a jeho inklinací a expozicí), klimatických faktorů (zvl. parametrů srážkových a teplotních) a hydrogeologického režimu stanoviště působících po určitý čas. K těmto faktorům je dnes samozřejmě nutné zcela rovnocenně – často i prioritně – řadit i činnost člověka a to od doby extenzivních projevů přítomnosti neolitických kultur přes středověkou exploataci původně lesnaté krajiny až po současnou celoplanetární existenci dálkového přenosu atmosférických polutantů. Tak vzniká vlastní půdní těleso, přičemž jeho zákonitá stratigrafie diagnostických (v půdním profilu vyvinutých či naznačených) horizontů pak určuje půdní typ stanoviště: půdní horizonty - resp. jejich uspořádání - jsou pro každý půdní typ typické, neboť odráží místní zákonitý projev těchto vzájemně spolupůsobících pedogenetických faktorů. Z tohoto pojetí vyplývá mj. nemožnost jednoznačných tvrzení stran doby vzniku půdy – nacházíme půdní tělesa, jejichž základní hmota na daném místě vznikala v průběhu minutových přesunů, stejně tak jako tělesa, která jsou výsledkem tisíciletých autochtonních procesů.

Hovoříme-li o půdě, jsou principiálně přípustné dva různé pohledy: a) půda jako přírodní útvar s jedinečnou morfologií danou výše uvedeným komplexním působením půdotvorných faktorů, charakterizovatelný svým typem (např. kambizem či podzol), b) půda jako nezpevněný kvartérní minerální materiál s proměnlivým obsahem organických látek, charakterizovatelný svým druhem (např. jílovitá či písčitolinitá). Na současném stupni poznání pak nauka o půdě a jejím vývoji (pedologie) preferuje pohled první a pohled druhý nechává kvartérní geologii. Z vlastního pedologického hlediska tak jednoznačně půdní horizonty nejsou vrstvami v geologickém slova

smyslu: vytváří se v důsledku rozdílného charakteru a rozdílné intenzity zvětrávání, různého pohybu látek, měnících se fyzikálních a chemických procesů a vlivem různé intenzity biologické činnosti - a to vše v různých hloubkách půdy. Taktéž hranice půdních horizontů mají jiný charakter než hranice geologických vrstev: půdní horizonty do sebe vzájemně přechází, nevznikají jednotným sedimentačním pochodem, nemají stejné petrografické složení a jejich nepravidelné, zvlňené hranice nenavazují na mezivrstevní spáry. V půdním profilu se plně projevují speciální pedogenetické procesy jeho zevními morfologickými znaky. Půda je tak útvar dynamický, který své znaky a vlastnosti získává postupně v závislosti na toku energie a koloběhu hmoty v ekosystému, přičemž svým postavením představuje základní prvek ekologické stability krajiny.

Studium půdy je fascinující zkušeností a může probíhat na třech relativně nezávislých úrovních: jako studium půdních vlastností, jako studium půdních procesů a jako studium taxonomické, zaměřené na systematiku (klasifikaci) půdních jednotek. Je přitom jasné, že jednoznačné oddělení těchto přístupů je apriori nemožné a je výsledkem uzančně chápaného přístupu.

Studují-li se půdní vlastnosti, předmětem studia je jednotlivý půdní horizont. U něho pak můžeme nalézt řadu jednotlivých vlastností, které jsou zařaditelné do jedné z těchto skupin půdních vlastností:

- vlastnosti fyzikální
- vlastnosti chemické
- vlastnosti fyzikálně-chemické
- vlastnosti biochemické
- vlastnosti biologické.

Každá z těchto skupin vlastností sama o sobě reprezentuje skutečně rozsáhlý soubor měřitelných parametrů, z nichž je možno uvést:

1. základní vlastnosti fyzikální – obsah a formy půdní vody, vzdušný půdní režim, teplotní a tepelný půdní režim, barva půdy, textura (zrnitostní složení), struktura, konzistence a pórovitost
2. základní chemické vlastnosti – složení pevné (organické i anorganické) půdní fáze, složení kapalná půdní fáze (půdního roztoku), složení plynné půdní fáze, chemické rovnováhy mezi jednotlivými fázemi
3. základní fyzikálně-chemické vlastnosti – půdní reakce (stupeň pH), půdní sorpce, půdní pufrovitost, oxidačně-redukční reakce
4. základní biochemické vlastnosti – enzymatická aktivita, biochemicky generované části koloběhů biogenních prvků (např. nitrifikace či amonizace), půdní respirace, intenzita humifikace a dekompozice
5. základní biologické vlastnosti – biodiverzita půdního zoedafonu (mikrofauny, mezofauny a makrofauny), aktivita půdní mikroflóry (bakterií, aktinomycet, hub, sinic a řas), bionomie půdní bioty.

Studují-li se půdní procesy, předmětem studia jsou jednotlivá půdní tělesa v interakci s biotickými a abiotickými složkami stanoviště. Jednotlivé procesy jsou zařaditelné do jedné z těchto skupin půdních procesů:

- procesy obecné
- procesy speciální
- procesy elementární.

Obecnými procesy jsou procesy nárůstu vs. translokace vs. transformace vs. úbytku hmoty v půdním tělese. Speciálními procesy jsou procesy přímo podmíněné komplexním působením půdotvorných faktorů na daném místě a daném čase a těch nacházíme značné množství (např. brunifikace, podzolizace, illimerizace, humifikace, pseudoglejový vs. glejový půdotvorný proces atd.). Elementárními procesy jsou principiálně procesy chemických transformací (oxidace, redukce, fotolýza, hydrolýza), dílčích transportů (difuze, konvekce, hydrodynamické disperze) a fyzikálně-chemických interakcí (adsorpce, absorpce, desorpce, výměny anionů, výměny kationů).

Pedogenezi většiny stanovišť ČR lze chápat v přímé souvislosti se vznikem heterogenního půdotvorného substrátu. Z tohoto důvodu tedy nelze převádět závěry stran složení mateční horniny dané lokality na složení minerálního podílu dané půdy. Tuto situaci je nutno zohlednit především v těch případech, kdy se jedná o tzv. dvojsubstrát, tj. minimálně 20 cm mocnou vrstvu mladších sedimentů na jiné hornině a také když se jedná o tzv. smíšený substrát, tj. zvětralina jedné horniny smíchaná většinou s geologicky mladším sedimentem.



Z hlediska toho, že půdotvorný substrát půd ČR má charakter substrátu smíšeného, nelze tyto půdní profily chápat jako profily primárně geologicky určené *in situ*: vznik takto vymezeného zdroje pevné půdní frakce je podmíněn periodickým zaledněním velké části Evropy v pleistocénu. Periglaciální zóny, lemující kontinentální ledovce, byly v té době svědkem rozsáhlých sesuvů, skalního řízení, epizodické soliflukce a pohybů rozbředlých zvětralinových mas z pramenných mís. Souběžně s periglaciálními jevy docházelo i na územích značně vzdálených od kontinentálních ledovců k rozsáhlým plošným splachům při souběžně působící eolické činnosti a překládání koryt vodotečí. Svahové pohyby spolu s deflací a nanášením materiálu větrem pak na pozadí všeobecně přítomné akumulace glaciofluviálního materiálu a epizod velkoplošné soliflukce ústily do vzniku smíšených svahovin, které jsou skutečným půdotvorným substrátem většiny půd ČR. Půdní profily na smíšených svahovinách je pak logicky nutno posuzovat odlišně od profilů vzniklých diferenciačními půdními procesy *in situ* v oblastech zvětralinových eluvií kompaktních hornin.

Hovoříme-li o recentních půdách České republiky, je možno tyto rozdělit do čtyř kategorií: půdy zemědělské, půdy lesní, půdy zastavěné a půdy ostatní, nezařazené. Plošně nejvýznamnější kategorií půdního fondu ČR jsou půdy zemědělské, jejichž rozloha k 31.12.2001 (Zpráva o stavu zemědělství ČR za rok 2001, 2002) činila 42 770 km<sup>2</sup> (54,2 % celkové rozlohy ČR). Zemědělský půdní fond je dělitelný do šesti (dříve sedmi) subkategorií se stávajícími podíly (procento z celkového ZPF ČR):

- půda orná – 71,9 %
- trvalé travní porosty (dříve odděleně louky vs. pastviny) – 22,5 %
- zahrady – 3,7 %
- ovocné sady – 1,2 %
- vinice – 0,4 %
- chmelnice - 0,3 %

Na jednoho obyvatele ČR tak připadá 0,4 ha zemědělské půdy (v zemích EU nepatrně méně) a 0,25 ha orné půdy (v zemích EU výrazně méně) s tím, že jednak přibližně 1/5 zemědělské půdy se nachází v oblastech s omezeným zemědělským využitím, tj. územích zvláštní ochrany přírody a územích ochranných pásem (zdrojů pitné vody a léčebných minerálních pramenů či pásem lázeňských) a jednak jeho rozloha v absolutních i relativních číslech (přestože je daná statistika samozřejmě zatížena exaktností řazení do kategorií a zpřesňováním hranic pozemkových parcel) dlouhodobě klesá (v roce 1937 dosahovala 49 880 km<sup>2</sup>, tj. 63,2 %).

Ke dni 31.12.2001 byla rozloha lesních půd (Zpráva o stavu lesa a lesního hospodářství ČR, 2002) 26 390 km<sup>2</sup> (33,5 % z celkové rozlohy ČR) s tím, že jejich podíl v absolutních i relativních číslech dlouhodobě stoupá (v roce 1937 – 23 530 km<sup>2</sup>, tj. 29,9 %). Podíl zastavěné plochy na celkové rozloze ČR činil ve stejném období 1,8 %, tj. 1 800 km<sup>2</sup>, což při celkové rozloze vodních ploch ČR 1 600 km<sup>2</sup>, tj. přibližně 2 % rozlohy ČR, činí z půd nezařazených ploch významnou kategorii o podílu 8,5 % na celkové rozloze ČR.

Pro hodnocení využití půdy ČR je vhodné zmínit, že zemědělské půdy jsou stran svého využívání řazeny do pěti tříd ochrany, které vychází (spolu s úřední cenou půdy) ze zavedeného systému velmi komplexního hodnocení produkčního potenciálu jednotlivých stanovišť formou tzv. bonitovaných půdně-ekologických jednotek. Po 1. květnu 2004 dochází i v oblasti nakládání s půdou ke kvalitativně nové situaci, dané legislativou EU a vycházející z definic funkcí půdy v The European Landscape Convention z 20. října 2000 a v národních doporučeních z jednání Evropské ministerské konference k programu Regional Planning of The Council of Europe z 11.-12. října 2003. Pro půdy ČR z tohoto hlediska je velmi významná akcentace pedologických aspektů trvale udržitelného rozvoje v krajině, stejně tak jako ještě po dlouhou dobu přetrvávající (i v situaci výrazně klesající koncentrace imisí v ovzduší střední Evropy) změny jejich některých kvalitativních parametrů v přímé vazbě na dlouhodobě zvýšené obsahy atmosférických polutantů a to zvláště na území okrajových pohoří ČR.

Velmi důležitou složkou půdního vývoje se jeví procesy dekompozice, mineralizace a humifikace do půdy vstupující organické hmoty. Jejím kvantitativně nejdůležitějším zdrojem jsou terestrická rostlinná společenstva, podmiňující vznik fosilních i recentních půd.

Fytocenózy jsou půdou podmiňovány, ale půdu též samy ovlivňují: tento proces je autoregulační a jeho směr je určován primárně především mezoklimatem, půdotvorným substrátem a reliéfem terénu. Porosty dřevin (E3) včetně jejich keřového (E2), bylinného (E1) a mechového (E<sub>0</sub>) patra (Moravec, Jeník 1994) na stav a vlastnosti půdy působí především:

- kvantitou a kvalitou svých odumřelých pletiv,

- vlivem na vlhkostní a teplotní poměry stanoviště,
- generováním procesů biologického zvětrávání horninotvorných minerálů,
- ovlivněním vodního režimu stanoviště (transpirační proud vs. intercepce srážkové vody),
- ochranou půdy před vodní erozí a deflací.

Pedogeneze (at' recentní či reliktní) je výsledkem mnoha - často i protichůdných - procesů. Výslednicí těchto procesů je vznik půdy, která je z hlediska v ní kořenících zelených rostlin charakteristická zejména následujícími dvěma parametry:

- vytvořením obrovské kapacity pro příjem a uchování látek,
- tlumením fyzikálních a chemických vlivů, kdy ve srovnání s atmosférou či hydrosférou v půdě vzniká výrazně stabilnější prostředí bez sezónních a denních teplotních extrémů, s nízkými vstupy záření a s pomalými, difuzními procesy výměn látek.

Takto vnímaná komplexita pedogeneze ústí do poznání, že půda je velmi pozvolna měnícím se produktem nikdy nekončícího vývoje a komplexního působení půdotvorných faktorů daného stanoviště:

- očekáváme-li proto konkrétní diagnostikovatelnou odezvu na aktuálně probíhající změnu prostředí (jinou než epizodický transportní proces) přímo v morfologii vlastního půdního profilu, je za normálních okolností nutno počítat s časovým odstupem více než desetiletí;
- rychleji reagují terestrické organogenní horizonty (tzv. nadložní, povrchový humus), v jejichž stratigrafii se změna projeví během několika let;
- nejrychlejší odezvu nalezneme v chemismu půdního roztoku - analýzy lyzimetrických vod jasně hovoří o tom, že zpoždění odezvy je měřitelné v dnech či týdnech, přičemž někdy je reakce na změnu zcela okamžitá.

Odhlédneme-li od samostatně pojatého systematického členění půd, je možno konstatovat, že členění půd ČR z hlediska zonality výskytu půdy dělí do tří základních skupin:

1. **půdy zonální** - půdní typy nejběžnější, vytvářející se v podmínkách propustných podloží, kde především působení klimatických faktorů a vegetačního krytu v závislosti na dlouhodobém vývoji a konkrétním reliéfu stanoviště vede k vzniku půdních jednotek zákonitých vlastností.
2. **půdy intrazonální** - půdní typy vznikající ostrůvkovitě uvnitř zón výskytu půd zonálních. Hlavní příčinou vzniku intrazonálních půd je buď zásadní ovlivnění vodou a nebo zásadní ovlivnění výskytem karbonátové horniny. V ČR se vyskytují tři geneticky odlišné skupiny intrazonálních půd:
  - solončaky (halisoly, zasolené půdy) - vznik solných výkvětů v obdobích převažující evaporace v semiaridních oblastech ČR, kdy jsou povrchové horizonty kapilárním zdvihem obohacovány o ve vodě rozpustné deriváty především draslíku, sodíku, hořčíku a vápníku;
  - výrazné gleje (glejsoly) a organozemě (rašelinné půdy) - půdy v oblastech s vysokou hladinou podzemní vody, vytvářející redukční podmínky po celý rok, ústících jednak do vzniku zrnitostně těžkých, glejových redukčních horizontů a jednak do výrazného hromadění organických látek na půdním povrchu (gleje vznikající na mírných svazích s laterálně migrující okysličenou vodou, charakterizované obecně vyšší sorpční kapacitou a humusovou formou mul až morový moder, tak již nemají charakter intrazonální půdy). Organozemě jsou pak půdní jednotky vznikající ulmifikací organických zbytků v podmínkách trvale zhoršeného přístupu kyslíku;
  - rendziny - půdní typy vázané na místní anomálie půdotvorného substrátu: na zvětraliny pevných a zpevněných karbonátových hornin. Vzhledem k tomu, že výskyt vápenců, mramorů a dolomitů má v ČR v podstatě ostrůvkovitý charakter, jsou v rozsáhlých zónách okolních půd rendziny velmi kontrastně vylišeny.
3. **azonální půdy** - iniciální půdy se vznikajícím, dosud nevyvinutým profilem, tj. půdní jednotky, pro které je charakteristické krátké časové období jejich vzniku. Jsou to tedy půdy geologicky tak mladé, že se zde nejmarkantněji projevují především jejich zrnitostní poměry a intenzita dekompozice organické hmoty. Mimo území ČR se jedná o půdy vznikající v oblastech působení mořské abraze, na recentních tufech a tufitech, v polopouštních oblastech na vátých pískových dunách, apod., v ČR je nacházíme v závislosti na:

- charakteru stanoviště, ústícím buď do vysoké skeletnatosti (litozem, ranker) nebo v případě těžkých substrátů do tvorby jen slabě vyvinutého Ao-horizontu (regozem);
- provedených melioračních či degradačních zásazích (antrozem, kultizem);
- na stanovištích recentních aluviálních sedimentů typických výskytem periodických záplav a výrazným kolísáním hladiny podzemní vody (fluvizem).

Shrnutí:

1. půda podléhá nepřetržitým změnám. Fyzikální, chemické i biologické zvětrávání nepřetržitě uvolňuje minerální částice, přičemž souběžně probíhá rozklad mrtvých organických těl a jejich částí. Produkty rozkladných procesů včetně autolyzátů spolu s exkrementy půdních organismů vstupují do biosyntetických reakcí a mění se na makromolekuly humusových polymerů, který zpětně vytváří asociáty s produkty zvětrávání minerálních půdotvorných substrátů.
2. půdní profil je mezi horizontem rostlinného opadu a povrchem nezvětralé matečné horniny tvořen jednotlivými horizonty, jejichž stratigrafie je charakteristická pro jednotlivé půdní jednotky a odráží vliv komplexního působení půdotvorných faktorů.
3. půdní horizonty vytváří pedon. Pedon je definován jako půdní těleso takových rozměrů, že v něm již nalézáme plně vyvinuté diagnostické horizonty a to v stratigrafiích, charakteristických pro dané půdní typy.
4. primárními procesy tvorby pedonu jsou procesy rozkladu zvětratelných minerálů a odumřelých organických látek a procesy syntézy sloučenin sekundárních, procesy nárůstu hmoty v pedonu jako celku. Na tyto procesy navazují translokace (přemísťování látek v pedonu) a komplex procesů transformačních (přeměny látek v pedonu). Dochází též k procesům ztráty půdní hmoty erozními jevy různého druhu a různé intenzity.
5. již od doby svrchního terciéru je území dnešní ČR vystaveno opakovaným záplavovým cyklům, lokálním zdvihům, svahovým pohybům, rozsáhlé denudaci i plošné erozi. Působením exogenních a endogenních geologických sil docházelo pravidelně k transportním a akumulacím jevům, vedoucím k transportům zvětralin různých hornin na velké vzdálenosti – a to za přítomnosti jak fosilních půdních těles, tak jednotlivých reliktních horizontů s různě vysokým podílem humusových látek.
6. význam půd pro lidskou společnost je nedocenitelný: i v situaci potenciálně převládající hydroponické kultivace potravin to budou právě půdy, které budou přímo i nepřímo podmiňovat existenci civilizací jakéhokoliv stupně vývoje.

### **Taxonomický klasifikační systém půd ČR**

Kvalitní a jednotně zpracovaný klasifikační systém půd je nezbytný pro reálné zhodnocení půdních poměrů na území České republiky. V současné době (2004) je na území České republiky platný taxonomický klasifikační systém půd ČR vypracovaný prof. J. Němečkem et al. (2001). Tento klasifikační systém navazuje na předcházející řady klasifikačních systémů (Hraško, Němeček, Šály, Šurina – Morfogenetický klasifikační systém půd ČSFR, 1987; Klasifikační systém lesních půd – Vokoun, Macků 1991-1993; Morfogenetický klasifikační systém půd Slovenska – Šály et al. 2000) a jeho byl konfrontován s hlavními světovými klasifikačními systémy půd – Soil Taxonomy, 1999; WRB, 1998; Systematik der Böden Deutschlands, 1998).

Klasifikační systém představuje základní taxonomickou klasifikaci půd založenou na obecných poznacích, vlastnostech pedonů - půdních profilů. Součástí klasifikace je vymezení, definice a označení diagnostických půdních horizontů. Zpracovány jsou též organické diagnostické horizonty a humusové formy. Součástí systému je též klasifikační systém půdotvorných substrátů.

Základní jednotkou taxonomického klasifikačního systému půd ČR je **půdní typ**, který je vždy popsán specifickou charakteristikou určitých diagnostických horizontů, jejich sekvencí a diagnostickými znaky. Symbol půdního typu je vždy tvořen dvěma velkými písmeny abecedy (např. RN – ranker). Nejvyšší klasifikační jednotkou jsou **referenční třídy**, sdružující půdní typy podle hlavních rysů jejich geneze čili podle hlavního půdotvorného procesu probíhajícího při tvorbě půd. Dalšími modifikacemi půdního typu jsou **půdní subtypy**, členěné podle náznaků diagnostických horizontů. Z důvodu souborného hodnocení orných zemědělských půd a lesních půd jsou subtypové znaky a horizonty charakterizující půdní subtypy hodnoceny od hloubky 25 resp. 20 cm od

minerálního povrchu půdy. Výjimku tvoří převážně lesní půdy – podzosoly. Symbol půdního subtypu je tvořen malým písmenem přiřazeným za symbol typu (např. RNm – ranker modální). Veškeré diagnostické horizonty a znaky vyvinuté do hloubky 25 – 20 cm od minerálního povrchu jsou hodnoceny v rámci systému jen na úrovni **půdní variety**. Půdní varieta může též vyjadřovat znaky hydromorfismu (např. varieta slabě oglejená), znaky okyselení (např. varieta eubazická) a výraznější znaky substrátu ovlivňující pedogenezi (např. varieta hořečnatá). Symbol půdní variety se přiřazuje za symbol půdního subtypu a je značen malým písmenem s čárkou „‘ „. Jeden půdní subtyp může mít více variet, ty jsou pak řazeny za sebou dle významnosti (např. RNme‘; RNme‘x’ - ranker modální eubazický; ranker modální eubazický hořečnatý). Klasifikační systém může být charakterizován také **půdní subvarieta**, která je znakem trofismu daného nepřímo podle formy nadložního humusu, složení vegetace či minerální síly substrátu. Významnou součástí půdního profilu je soubor organických horizontů nadložního humusu v podobě humusové formy, která charakterizuje ekologické fáze. Dalšími kategoriemi klasifikačního systému jsou degradační a akumulací fáze vyjadřující projevy kontaminace, intoxikace, eroze a akumulace. Hlavní substrátové půdní typy vyjadřují typ substrátu z hlediska ovlivnění pedogeneze čili charakterizují vazbu na půdotvorný substrát.

#### *Diagnostické horizonty*

**Genetický půdní horizont** je část pedonu většinou paralelní s povrchem půdy, vyznačující se specifickými, morfologickými, fyzikálními, chemickými a biologickými vlastnostmi a znaky. Typicky vzniká působením půdotvorných procesů.

**Diagnostický půdní horizont** je zřetelný genetický půdní horizont, který je definován souborem analytických a vizuálních znaků. Slouží k určení půdního typu. Náznak diagnostického půdního horizontu je genetický půdní horizont charakterizující půdní subtyp.

Pro označení diagnostických horizontů, přídatných diagnostických horizontů či přechodných horizontů se používají obecná pravidla označení (signatury), kdy k vyjádření hlavního diagnostického horizontu se využívá velké písmeno abecedy (např. ABG aj.) pro přídatné diagnostické horizonty jsou to malá písmena abecedy (např. Bv, Bt aj.) a pro přechodné horizonty se využívá kombinace hlavního horizontu s více přídatnými horizonty (např. Bvs) dvou hlavních a přídatných horizontů vedle sebe (např. BtC) nebo dvou hlavních a přídatných horizontů oddělených šikmou čárkou (např. Bt/C). Také se používá schématické znázornění sekvence horizontu půdního profilu (např. O-Ah-El-Bt-BC-C nebo O-Ah-El-(El+Bt)-BC-C či Ah-(Ev)-Bt-B/C-C).

#### *Charakteristika jednotlivých půdních horizontů*

**Organické půdní horizonty** dělíme do tří základních skupin. 1. anhydrogenní horizonty nadložního humusu, vznikající na propustných půdách nezamokřených, souborně označované písmenem „O“, popřípadě rozdělené na horizont L – horizont opadanky, tvořený relativně čerstvým opadem, málo rozloženým s možností rozeznání jeho původu, na horizont F – horizont drti (fermentační), tvořený převážně částečně rozloženými organickými zbytky, jejichž původ většinou lze ještě určit a horizont H – horizont měli (humifikační), tvořený tmavě zbarvenými silně rozloženými rostlinnými zbytky, bez možnosti rozeznání původu. 2. hydrogenní horizonty nadložního humusu, vznikající na půdách výrazně ovlivněných srážkovou nebo podzemní vodou a jsou souhrnně označovány (Ot). 3. rašelinné horizonty, vznikající rašeliněním organických zbytků rostlin při dlouhodobém nadbytku vody. V profilu označujeme písmenem „T“.

**Organominerální povrchové horizonty** jsou povrchové horizonty s biogenní či antropogenní akumulací humifikovaných (rozložených) organických látek. Látky anorganické nelze mechanickou cestou od látek organických oddělit. Podle ovlivnění vodou je dělíme do dvou skupin na anhydromorfní humózní horizonty a hydrogenní humózní horizonty. Třetí formou organominerálních povrchových horizontů jsou kulturní humózní horizonty výrazně ovlivněné antropogenní činností (orba, kultivace aj.). Obecně označujeme organominerální povrchové horizonty velkým písmenem „A“ a malým písmenem, které je dále podrobněji charakterizuje (např. Ah – humózní lesní; Ap – orniční).

**Podpovrchové horizonty** jsou horizonty ležící pod horizonty akumulace organických látek. Do této skupiny se řadí celá řada půdních horizontů vzniklá různými pedogenetickými pochody.

*Podpovrchové horizonty vysvětlené, ochuzené.* Jedná se o horizonty v různém stupni ochuzení, vzniklé laterálním nebo vertikálním transportem látek. Souborně se označují velkým písmenem „E“. Podle typu ochuzení jsou základně děleny na (Ep) – ochuzený horizont vzniklý podzolizací, (El) – ochuzený horizont vzniklý illimerizací, (Ev) – ochuzený horizont vznikající hlavně u hnědozemí aj..

*Podpovrchové horizonty kambické (metamorfované)* jsou horizonty převážně anhydromorfní bez výrazné akumulace biogenní hmoty, charakteristické uvolňováním ionů železa, zejména z primárních křemičitanů a jeho následnou disperzí v profilu. Což je provázeno výrazným hnědnutím. Souhrnně se označují velkým písmenem „B“ s malým písmenem, které charakterizuje další specifické procesy např. (Bv) – hnědý horizont, typický pro kambizemě; (Bvt) – hnědý luvický horizont, typicky obohacený jílem vytvářejícím povlaky strukturních agregátů; (Bvh) – hnědý horizont obohacený humusem aj..

*Podpovrchové spodické horizonty.* Jedná se o horizonty silně sorpčně nenasycené s převahou hliníku v sorpčním komplexu s vysokým podílem mobilních organominerálních komplexů, vznikajících jako výsledek procesu podzolizace v silně kyselých půdních podmínkách. Spodické horizonty se vyskytují hlavně u podzolů a kryptopodzolů např. (Bsv) – rezivý horizont aj.

*Podpovrchové horizonty luvické.* Jsou to horizonty obohacené jílem s typickými iluviálními povlaky koloidů (agrilany) na povrchu pedů, vytvářejících se převážně v anhydromorfních podmínkách. V podmínkách půdního profilu musí nad luvickým horizontem ležet jen ochuzený, vysvětlený horizont „E“ např. (Bt) – luvický horizont typický pro luvizemě aj.

*Podpovrchové horizonty mramorované (redoximorfní).* Jsou typicky tvořeny v periodicky provlhčených čili hydromorfně ovlivněných kambických a luvických horizontech. Typickým znakem je nápadné střídání rezivé barvy s kontrastující šedou či šedo zelenou. V důsledku střídání oxidačních a redukčních procesů např. (Bm) – horizont mramorovaný, typický horizont pro pseudogleje aj.

*Podpovrchové horizonty glejové (reduktomorfní).* Jedná se o horizonty vytvářející se v trvale zamokřené půdě vyvolané převážně vysoko položenou hladinou podzemní vody či stagnující srážkovou vodou na nepropustných vrstvách. Typické převažujícími redukčními procesy, nejčastěji šedé, šedo zelené barvy, charakteristické pro půdní typ gleje např. (Gr) – glejový horizont reduktomorfní, vznikající bez přístupu kyslíku.

K dalším typům podpovrchovým horizontů patří: horizonty akumulace oxidů Fe a Mn, horizonty akumulace karbonátů a solí, horizonty fosilních a pohřbených půd a horizonty substrátové a horizonty podložních hornin vyskytující se ve spodních částech půdního profilu, tvořené nejčastěji půdotvorným substrátem s minimálním ovlivněním půdotvornými procesy (např. C -vlastní půdotvorný substrát, R -pevná hornina aj.)

#### *Formy nadložního humusu*

Formy nadložního humusu jsou dány charakterem zvrstvení odumřelé hmoty na půdním povrchu daného lesního stanoviště. Humusový profil tvoří horizonty nadložního humusu a pod nimi ležící humózní horizont A. Charakteristický vzhled organogenních horizontů je důsledkem klimatických, pedogenetických, geomorfologických, hydrologických a vegetačních podmínek stanoviště. Rozeznáváme tři hlavní formy nadložního humusu. **Forma mor** se vytváří za podmínek nepříznivých pro rozklad organických látek, převážně na minerálně chudých půdách v chladném a vlhkém klimatu za obecně nízkých hodnot pH. Charakteristická je akumulace víceletého opadu a diagnostickým horizontem je relativně mocný horizont (Fm), nejčastěji se celková mocnost pohybuje nad 10 cm. **Forma mul** je humusová forma vznikající za příznivých podmínek pro rozklad a transformaci organických zbytků s charakteristicky dobře vyvinutým horizontem (A) v němž je soustředěna větší část organické hmoty. Vzniká na půdách dobře provzdušněných, čerstvě vlhkých a bohatých na živiny. Typické je intenzivní oživení s velkým množstvím exkrementů půdních živočichů a příznivá drobtovitá struktura humózního horizontu (A). Celková mocnost horizontu (H) a (F) je nízká do 2 cm. Přejídnou formou mezi morem a mulem, charakteristickou na stanovištích neumožňujících vznik mulu, je humusová **forma moder**. Vzniká v příznivějších klimatických podmínkách než mor. Není ostře oddělena od humózního horizontu (A), vyskytuje se převážně pod listnatými či jehličnatě-listnatými porosty. Celková mocnost se nejčastěji pohybuje mezi 5-10 cm.

## **Popis a diagnostika hlavních půdních jednotek klasifikačního systému půd České republiky**

### **- Referenční třída leptosoly**

Půdy vytvářející se z rozpadu pevných či zpevněných hornin, vyznačující se většinou výraznou skeletovitostí již ve svrchních partiích mělkého profilu (pevná hornina již v hloubce 0,0-0,5 m pod povrchem), specifické jen náznaky kambického horizontu či podzolizace, ve většině případů se jedná o iniciační stádia vzniku půd na často extrémních stanovištích. Do referenční třídy leptosoly řadíme čtyři půdní typy: litozem, ranker, rendzina a pararendzina.

#### **Litozem (LI)**

Jedná se o půdy velmi slabě vyvinuté, mělké, kompaktní půdotvorný substrát (skála) vystupuje v hloubce do 0,1 m. Vyskytuje se na omezených plochách (vrcholy, hřebeny) v širokém rozsahu území. V klasifikačním systému se uvádí jeden subtyp a tři variety.

#### **Ranker (RN)**

Půdy již od vrchních horizontů silně skeletnaté s obsahem skeletu více než 50 %, vzniklé zejména na silikátových horninách. V rámci profilu náznak tvorby podpovrchových horizontů indikujících přechody ke kambizemím a podzolům. Půdy typicky náchylné k erozi, často výrazně provzdušněné. Výskyty izolovaně na sutích a silně skeletových půdách od pahorkatin do vysokých hor. Klasifikační systém rozlišuje osm subtypů, čtyři variety a dvě subvariety.

#### **Rendzina (RZ)**

Půdy vznikající na karbonátových horninách, často výrazně skeletnaté. Častá tvorba tmavých na organický materiál bohatých přípovrchových horizontů. Relativně častá přítomnost reziduálních zvětrávacích produktů (terra rossa, terra fusca) indikující přechod ke kambisolům a luvisolům. Půdy často značně vysychavé, na svazích ohroženy silnou erozí. Výskyt omezen na nemnohé výskyty karbonátových hornin. Dle klasifikačního systému rozeznáváme sedm subtypů a dvě variety.

#### **Pararendzina (PR)**

Půdy typicky vyvinuté na zvětralinách karbonáto-silikátových hornin (vápnité nebo slinité pískovce, břidlice, slínovce aj.). Skeletnatost půd výrazně závislá na půdotvorném substrátu. Oproti rendzinám většinou hlubší, lépe zásobené živinami, při dekarbonizaci předpoklad k přechodu ke kambizemím indikované tvorbou horizontu (Bv). Výskyt převážně od nížin do pahorkatin, v oblastech křídových a flyšových sedimentů. Klasifikační systém rozlišuje deset subtypů a dvě variety.

### **- Referenční třída regosoly**

Půdy vzniklé na nezpevněných sedimentech zejména písků a štěrkopísků s typickou povrchovou akumulací organických látek bez vývoje kambického horizontu. Do referenční třídy řadíme pouze jeden půdní typ regozem.

#### **Regozem (RG)**

Půdy vyskytující se na sypkých, nezpevněných sedimentech (písky), převážně v rovinatém území nížin a pahorkatin, ojediněle na sutích. Vzniká na minerálně chudých substrátech. Vývoj půdy je často narušován vodní či větrnou erozí. Jde o iniciační půdní typ. Klasifikační systém rozlišuje devět půdních subtypů a čtyři variety.

### **- Referenční třída fluvisoly**

Půdy vytvářející se zejména na fluviálních sedimentech v nivách, vyvinuté bez výrazných diagnostických horizontů, vzniklé periodickým usazováním při povodních, z čehož vyplývá značná zrnitostní proměnlivost i rozkolísaný obsah humusu v rámci profilu. Charakteristická pouze akumulace organických látek a časté zvrstvení půdního profilu. Do referenční třídy fluvisoly spadají dva půdní typy: fluvizem a koluvizem.

#### **Fluvizem (FL)**

Půda charakteristická pouze fluvickými znaky (zvrstvení, nepravidelné rozložení organických látek), vznikající zejména v nivách řek a potoků. V dřívějších dobách pravidelně zaplavovaná. Klasifikační systém rozlišuje devět subtypů a čtyři variety.

### **Koluvizem (KO)**

Půda vznikající typicky akumulací sedimentů ve spodních částech svahů, depresích a v údolích zejména splavením periodickými událostmi z okolních svahů. Půda často dobře zásobená živinami. V půdním systému nově zařazena v dřívějších systémech se samostatně neuváděla. V klasifikačním systému vymezena v pěti subtypech a dvou varietách.

#### **- Referenční třída vertisoly**

Půdy s typickými vertikálními znaky tvořené na těžkých substrátech složených převážně z smektitických jílu (minerály montmorillonitové skupiny), typická tvorba hlubokých, otevřených trhlin v rámci profilu. Do této referenční třídy patří jeden půdní typ: smonice.

### **Smonice (SM)**

Půda typická mocným povrchovým humusovým horizontem, vyvinutá na těžkých smektitických jílech zejména v suchých a teplých oblastech, typická vznikem hlubokých trhlin (bobtnání a smršťování). Typická vysokou sorpční nasyceností půdního profilu. Vyskytuje se jen zřídka v Českém středohoří, Polabí a na jižní Moravě. Klasifikační systém uvádí jeden suptyp a jednu varietu.

#### **- Referenční třída černosoly**

Půdy s typicky mocným černickým humusovým horizontem, s drobtovitou až zrnitou strukturou, vyvinuté zejména na syčkých karbonátových substrátech (spraše). Do této referenční třídy spadají dva půdní typy: černozem a černice.

### **Černozem (CE)**

Půda s vyvinutým černicovým horizontem (Ac) mocnějším < 0,3 m, často tmavým a kypřím. Černozem je typická vysokou biologickou aktivitou a nasyceností sorpčního komplexu. Původ černozemí je v sušších kontinentálních podmínkách vyznačujících se horkým létem a studenou zimou pod stepní a lesostepní vegetací. Jedny z nejúrodnějších půd na území ČR. Výskyt v nejsušších a nejteplejších oblastech Čech a Moravy. Klasifikační systém rozlišuje sedm subtypů a dvě variety.

### **Černice (CC)**

Půdy velmi podobné černozemím, vyvinuté na těžších substrátech, z vyšším obsahem humusu a redoximorfními znaky (bročky, skvrnitost), vyskytují se zejména v depresních polohách a na starých nivách. Jsou dobře zásobeny živinami, mají nasycený sorpční komplex. Rozsáhlejší výskyt prakticky jen na jižní Moravě. Klasifikační systém rozeznává pět subtypů a dvě variety.

#### **- Referenční třída luvisol**

Půdy typické procesem ilimerizace, projevující se pohybem koloidních jílovitých částic do spodních částí půdního profilu vlivem prosakující srážkové vody. Typicky vytváří luvický horizont (Bt) s charakteristickými povlaky na povrchu pedů. Do této referenční třídy patří tři typy: šedozem, hnědozem a luvizem.

### **Šedozem (SE)**

Půdy < 0,3 m mocným degradovaným černickým horizontem (horizont šedý melagnický). Charakteristický je šedohnědý povlak pedů v luvickém (Bth) horizontu. Vyskytuje se lokálně na okrajích výskytu černozemě (převážně na jižní Moravě). Klasifikační systém rozlišuje tři subtypy a jednu varietu.

### **Hnědozem (HN)**

Půdy s hnědým luvickým horizontem (Bv), s hnědými povlaky pedů v nadloží s mírně vysvětleným eluviálním horizontem (Ev) s klesající sorpční nasyceností často > 50%. Výskyt převážně v nížinách a pahorkatinách v mírně zvlněném terénu v nadmořských výškách do 400 m. K hnědozemím v současnosti řadíme i půdy obohacené eolickým materiálem vznikajícím na reziduích vápenců (terra rossa a terra fusca). Klasifikační systém vyčleňuje šest subtypů a jednu varietu.

### **Luvizem (LU)**

Půdy s výrazně vyběleným (albickým) eluviálním horizontem (El), s typickou destičkovitou až lístečkovitou strukturou, přecházející často jazykovitými záteky do luvického horizontu (Btd). Eluvický horizont (El) a luvický horizont (Bt) se od sebe liší též nasyceností sorpčního komplexu, kdy u luvického neklesá > 50%, naopak u eluvického často klesá až < 30%. Půdy se vyskytují převážně v rovinatém či mírně zvlněném terénu v nadmořských výškách do 600 m.. Půdotvorným substrátem jsou zejména sprašové hlíny a polygenetické hlíny. Klasifikační systém rozlišuje pět subtypů a čtyři variety a dvě subvariety.

### **- Referenční třída kambisolů**

Půdy charakteristické převážujícím procesem brunifikace (hnědnutí), horizont se zbarvuje hnědě hydrolyzou uvolněnými amorfními oxidy a hydroxidy železa či komplexy bohatými železem. Vytváří se tak kambický horizont (Bv). Kambisolů jsou nejrozšířenějšími půdními typy na území ČR. Do referenční třídy kambisolů řadíme dva půdní typy: kambizem a pelozem.

### **Kambizem (KA)**

Půdy s typickým neunifikovaným (hnědým) horizontem (Bv), vyvinuté na rozmanitých druzích svahovin magmatických, metamorfovaných i sedimentárních hornin. Pod kambickým horizontem (Bv) se nachází horizont půdotvorného substrátu (C). Půdy s velice proměnlivými vlastnostmi (velice rozdílná nasycenost sorpčního komplexu, rozdílné zrnitostní, fyzikální a chemické vlastnosti). Hojně se vyskytují od pahorkatin až po hornatiny, na území ČR nejrozšířenější půdní typ. Z tohoto důvodu je v rámci klasifikačního systému rozlišováno šestnáct subtypů, devět variet a dvě subvariety.

### **Pelozem (PE)**

Půdy vzniklé převážně zvětráváním jílu, slínů a jílovitých břidlic. V celém profilu jílovité, dobře zásobené živinami, avšak s nepříznivými fyzikálními vlastnostmi (špatná provzdušnost). Častým doprovodným jevem pelozemí je oglejení. Rozšíření je dáno specifickými vlastnostmi půdotvorného substrátu. Klasifikační systém rozlišuje čtyři subtypy, čtyři variety a dvě subvariety.

### **- Referenční třída andosolů**

Půdy s typickými andickými diagnostickými znaky vzniklé zvětráváním převážně kyselých, vulkanických pyroklastik (sopečných tufů a sopečného popele). Zvětrávání tvoří převážně jílovitý amorfní minerál alofan. Půdy jsou značně kypré. Andosolů nejsou na území ČR popsány, jen omezeně náznaky andických horizontů. Do referenční třídy andosolů spadá jeden půdní typ: andozem

### **Andozem (AD)**

Půdy typicky vyvinuté na pyroklastických vulkanických horninách, s vysokou sorpční kapacitou a svrchním, silně humózním horizontem (Ae). Na našem území se prakticky nevyskytují, rozsáhlejší výskyty jsou na území Slovenska. Klasifikační systém vyčleňuje jeden subtyp.

### **- Referenční třída podzosolů**

Půdy s vyvinutými spodickými diagnostickými horizonty, které leží pod vyběleným, podzolizací ochuzeným, horizontem (Ep). Obecně půdy se silně nenasyčeným sorpčním komplexem v celém profilu, avšak s vysokou nasyceností hliníkem. Půdy s tendencí vytvářet surový humus (morovou formu nadložního humusu). Podzosolů se vyvíjejí převážně v chladném a vlhkém klimatu na minerálně chudých půdách často pod jehličnatými porosty. Do referenční třídy podzosolů řadíme dva typy: kryptopodzol a podzol.

### **Kryptopodzol (KP)**

Půdy s typicky vyvinutým rezivě až okrově zbarveným seskvioxidickým horizontem (Bsv). Pod humusovým horizontem typické náznaky eluviace (vybělení) probíhající při podzolizačním procesu. Výskyt hlavně v podhorských a nižších horských polohách na živinami chudých substrátech. Často tvoří přechod od kambizemí k výše a v chladnějších polohách vyskytujícím se podzolům. Klasifikační systém rozlišuje šest subtypů a dvě variety.



### **Podzol (PZ)**

Půdy s výrazně diferenciovaným profilem, s typickým vyběleným (albickým) horizontem (Ep) a iluviálním seskvioxidickým horizontem (Bs). Vybělený (Ep) horizont bývá často šedě zbarvován infiltrovaným humusem z horizontu (A), horizont je extrémně kyselý, s velmi nízkou sorpční nasyceností. Podzoly se vyskytují zejména v horských oblastech pod převážně smrkovými porosty. Jsou však lokálně rozšířeny i na velmi chudých půdotvorných substrátech (křemité písky) v nižších polohách. Klasifikační systém vyčleňuje osm subtypů a sedm variet.

#### **- Referenční třída stagnosoly**

Půdy silně ovlivněné vodou (semihydromorfní), s výrazným redoximorfním mramorovaným horizontem (Bm) vzniklým v důsledku periodického zamokření v hloubce do 0,5 m. Stagnosoly vznikají pseudoglejovým půdotvorným procesem, který je charakteristický střídáním zamokření a vysychání v horní části půdního profilu vlivem vsakující srážkové vody. Typický je v různé hloubce v profilu pro vodu nepropustný horizont (vrstva). Do této referenční třídy patří dva půdní typy: pseudoglej a stagnoglej.

### **Pseudoglej (PG)**

Je charakteristický výskytem výrazného mramorovaného redoximorfního horizontu (Bm). Půda typická nodulárními novotvory nacházejícími se v nejsvrchnějších částech profilu. Výskyt v rovinatých a humidnějších oblastech od nížin do hor, zejména v terénních depresích. Klasifikační systém rozlišuje devět subtypů, pět variet a dvě subvariety.

### **Stagnoglej (SG)**

Půdy lišící se od pseudogleje déle trvajícím (téměř celoročním) provlhčením profilu, tedy s nevýraznou periodou prosychání půdního profilu. Většinou se vytváří šedý glejový horizont (Gro), který vzniká nad mramorovaným redoximorfním horizontem (Bm). Půdy vznikající na plošinách a terénních depresích se špatnými odtokovými poměry, zejména v klimaticky chladnějších oblastech. Lokálně v dlouhodoběji provlhčených půdách než pseudogleje. Klasifikační systém vyčleňuje čtyři subtypy, čtyři variety a dvě subvariety.

#### **- Referenční třída glejsoly**

Půdy trvale ovlivněné vodou (hydromorfní), charakteristické výskytem reduktomorfního glejového horizontu (G) do hloubky 0,5 m pod minerálním povrchem půdy. Glejsoly vznikají glejovým půdotvorným procesem v podmínkách trvalého zamokření půdního profilu. Vlivem nadbytku vody typické hromadění organických látek v půdě a hromadění nadložního humusu, často až k tvorbě rašelinného horizontu (T). Vznikají v terénních depresích a pánvích, často v blízkosti vodních toků, pramenišť či rybníků. Vyskytují se od nížin až do hor. Do této referenční třídy spadá jeden půdní typ: glej.

### **Glej (GL)**

Veškeré výše uvedené vlastnosti referenční třídy glejsoly jsou charakteristické pro půdní typ glej. Klasifikační systém rozlišuje jedenáct subtypů a čtyři variety.

#### **- Referenční třída salisoly**

Půdy s výraznými znaky zasolení, typické salickým diagnostickým horizontem (S). Tato referenční třída obsahuje půdní typ: solončak

### **Solončak (SK)**

Půdy s výraznými znaky zasolení v salickém horizontu (S), typické vysokým obsahem rozpustných solí vyvolávajících vysokou vodivost. Hlavním půdotvorným procesem je zasolení čili akumulace ve vodě rozpustných solí v půdním profilu. Plošný výskyt převážně v semiaridních a aridních oblastech. V rámci ČR výskyt výjimečně na území jižní Moravy. Klasifikační třída vyčleňuje jeden subtyp.

#### **- Referenční třída natrisoly**

Půdy s typickým natrickým horizontem (Bn), s vysokým obsahem sodíku v sorpčním komplexu. Referenční třída obsahuje jeden půdní typ: slanec.

### **Slanec (SC)**

Půda vznikající půdotvorným procesem odsolování. Prosakující voda vymývá soli z horních vrstev půdy a usazuje je ve vrstvách hlubších, kde se výrazně hromadí. Vzniká tak natrický horizont (Bn). Půdní typ nebyl dosud na území ČR zaznamenán. Klasifikační systém rozlišuje jeden subtyp.

### **- Referenční třída organosoly**

Půdy typické rašelinným horizontem (T) o mocnosti nad 0,5 m. (nad pevnou skálou s mocností horizontu (T) nad 0,1 m). V této referenční třídě se vyskytuje jediný půdní typ: organozem.

### **Organonem (OR)**

Půda charakteristická půdotvorným procesem rašelinnění (humifikace a zpomalený rozklad organických látek v podmínkách přebytku vody a nedostatku kyslíku). Půdy s výrazným rašelinným horizontem (T), klasifikovány podle převládajícího stupně rozloženosti v horizontu (T). Výskyt od nížin do vysokohorských oblastí v podmínkách daných klimaticko-hydrologickým rázům území. Nejrozsáhlejší výskyty na našem území v Třeboňské pánvi a na Šumavě. Klasifikační třída vyčleňuje sedm subtypů.

### **- Referenční třída antroposoly**

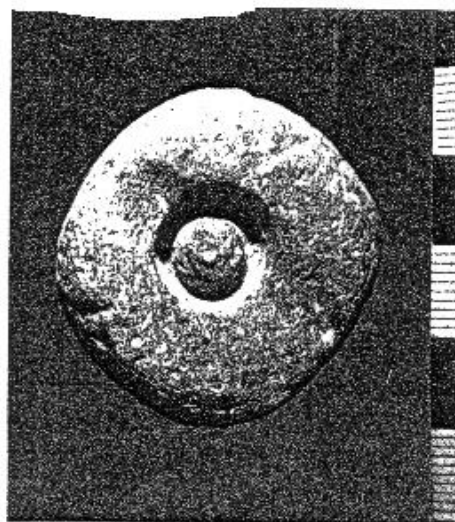
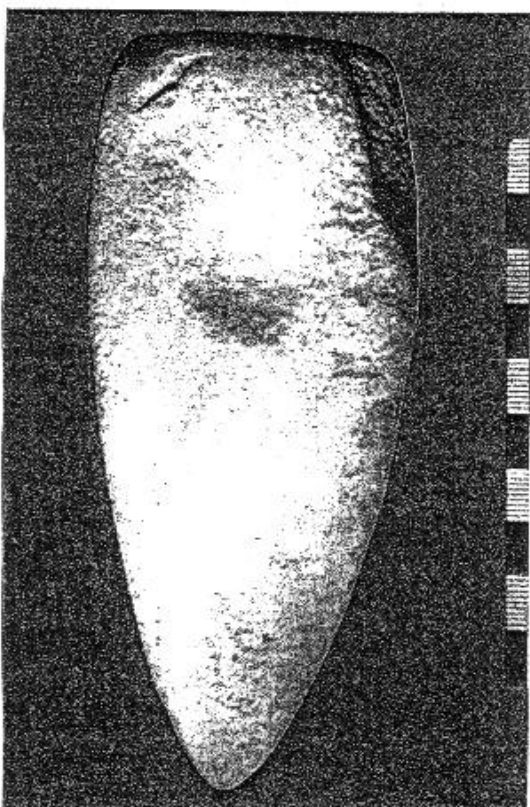
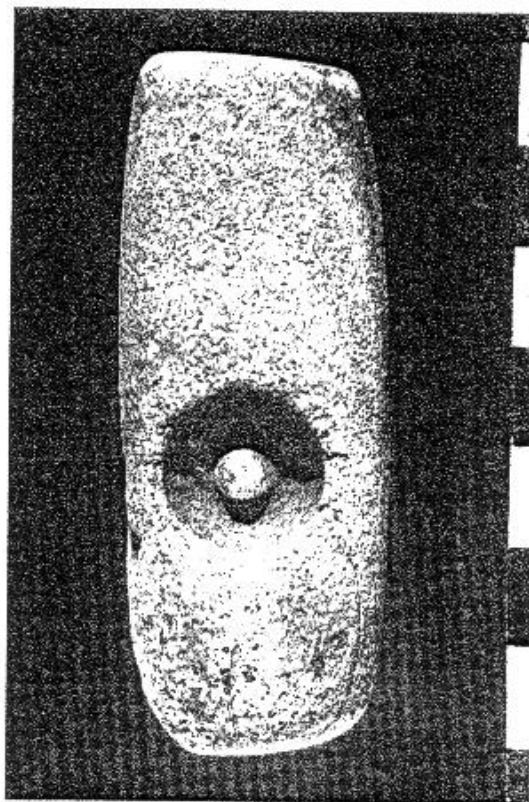
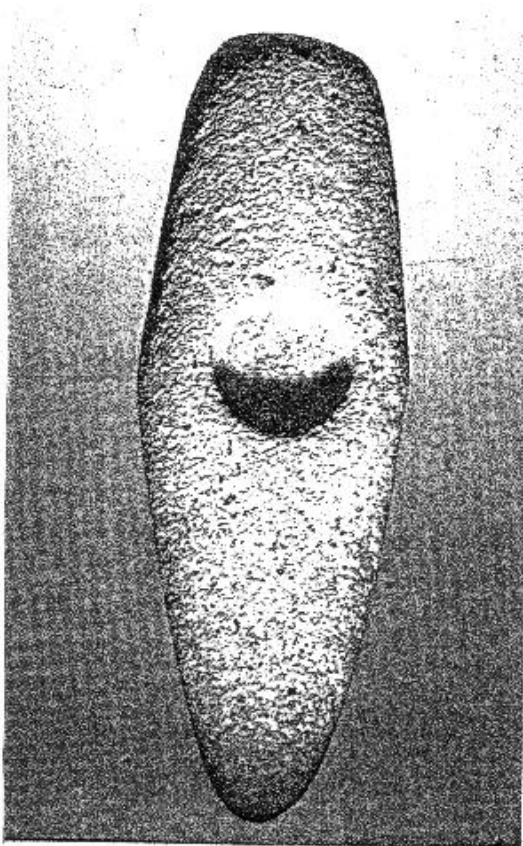
Jedná se o půdy vzniklé antropogenně, a to kultivační činností (meliorace) člověka nebo člověkem uměle vytvořené. Do této referenční třídy patří dva půdní typy: kultizem a antropozem.

### **Kultizem (KU)**

Půdy vzniklé kultivační činností člověka, která svým vlivem přesahuje vytvoření ornice a běžné zlepšování jejích vlastností hnojením nebo zpracováním půdy. Jedná se také o půdy s výrazným melioračním zásahem do vodního režimu či výrazně agrotechnicky upravené. Klasifikační systém rozlišuje tři subtypy.

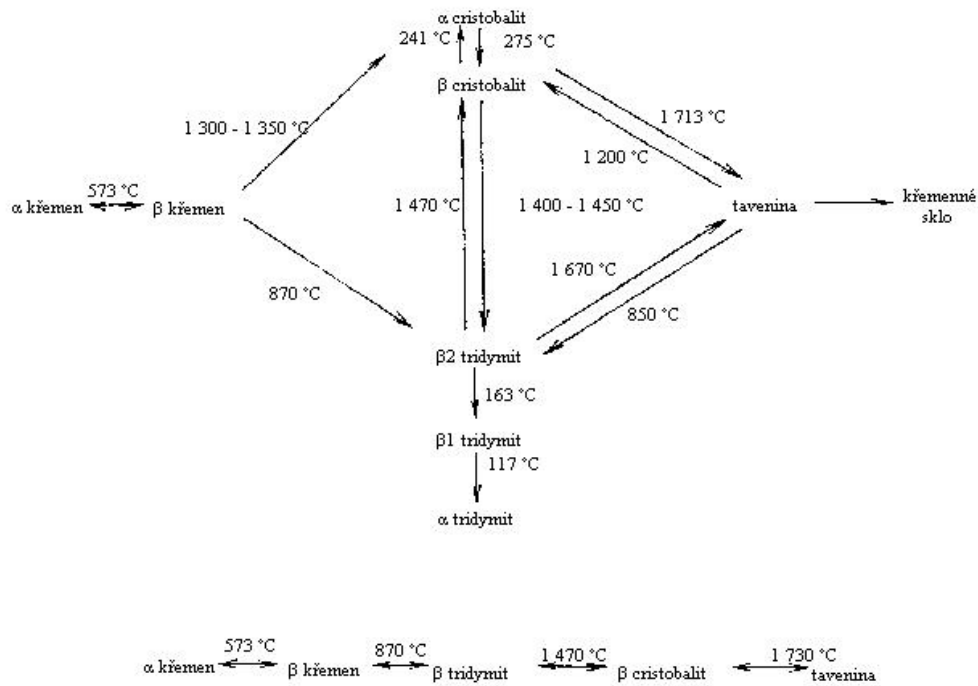
### **Antropozem (AN)**

Jedná se o půdy uměle vytvořené člověkem navrstvením materiálu (haldy, sýpky, depónie...). Pro zemědělské či lesnické využití je třeba usměrnit proces pedogeneze rekultivací a provést vhodnou úpravu půdních vlastností. Klasifikační systém vyčleňuje čtrnáct subtypů podmíněných antropogenními zásahy.



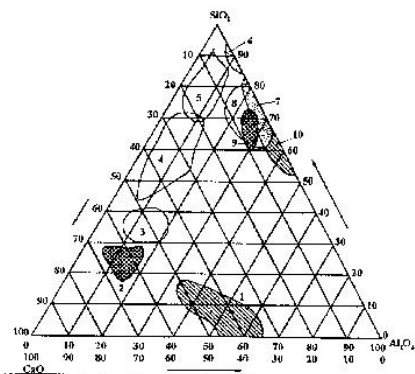
**Obr. 9.1.**

Nedokončené vývrty na eneolitické industrii z jižního Slovenska (Hovorka, Illijášová 2002). Vlevo vrtání na dř, vpravo vrtání na jádro.



**Obr. 9.2.**

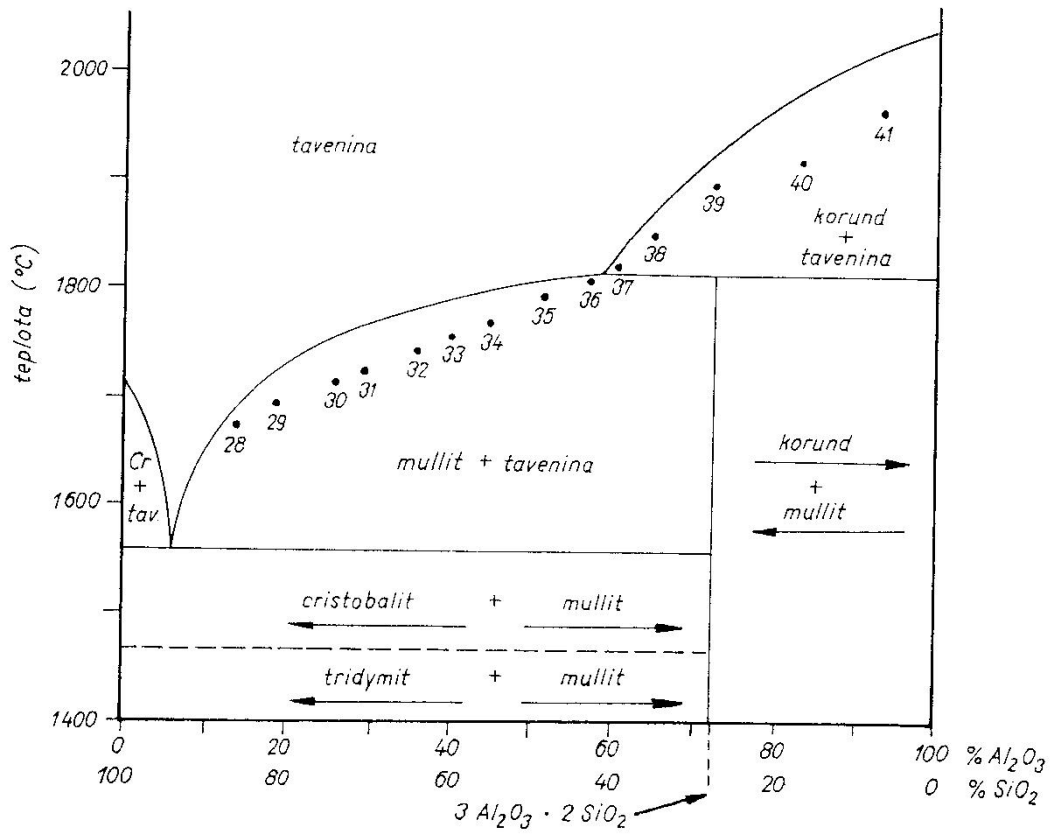
Modifikace přeměny SiO<sub>2</sub> v řadě křemen-tridymit-cristobalit-sklo se zvyšující se teplotou (Fenner 1913; převzato z Gregerové 1996), významné při tvorbě dinasu.



**Obr. 9.4.**

Hadcová step u Mohelna v údolí Jihlavy – ukázka přirozeně degradované vegetace na půdě mimořádně bohaté hořčíkem. Foto J. Svoboda.





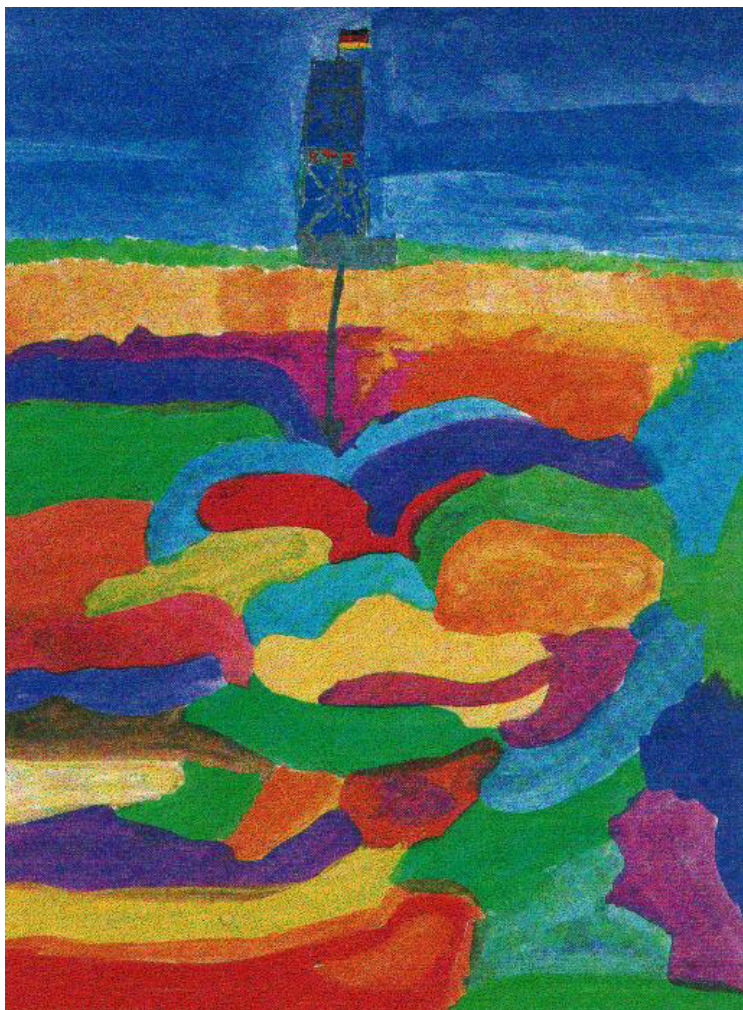
kyselá polokyselá	dinas, kř. sklo	typy šamotu	kyselá	neutrální	bazické	mullitové	korundové
	křemenojitové		vysoce hlinité				žárovzdorniny
žárovzdorniny							

**Obr. 9.5.**

Binární fázový diagram systému SiO<sub>2</sub> – Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> v závislosti na teplotě s uvedením žárovzdornosti v jednotkách Sk a klasifikace žárovzdorovin v tomto systému (Neužil 1978).



## 10. Hlubinná petrologie



*Představa šolačky o hlubinné stavbě Země (Kerstin Zimmerer z Windischeschenbachu kreslila vrt KTB v Horní Falcí).*



Geofyzikálně zjištěná rozhraní, plochy nespojitosti, mohou být interpretovány jako vrstvy oddělující obaly rozdílného složení, mohou být projevem změn minerálů, popřípadě projevem změn fyzikálního stavu hornin v důsledku změny podmínek, např. teploty ( $T$ ) a tlaku ( $P$ ).

Hlubinnou stavbu Země poznáváme především podle geofyzikálních údajů, zejména vlastností seismických (zemětřesných) vln, z hlubokých vrtů (zasahujících do hloubek kolem 12 km) a z údajů hlubinné petrologie, odvozených z experimentů, výpočtů chování hornin pod extrémními teplotami a tlaky ve srovnání s údaji z meteoritů a terestrických planet. Z těchto dat se usuzuje na složení jednotlivých pater zemského nitra a procesy, které v nich probíhají.

Země, stejně jako ostatní planety Sluneční soustavy, má zřejmě koncentrickou slupkovitou stavbu, v níž je možné rozlišit obaly rozdílného složení oddělené geofyzikálně indikovanými plochami diskontinuity (obr. 10.1.). Nejsvrchnější obal tvoří *zemská kůra*. Ta je odlišná pod oceány (tj. moři hlubšími než 2 000 m) a pod kontinenty.

*Oceánská kůra* je jednodušší a jsou v ní rozlišována tři patra:

- *sedimentární*, tvořené usazeninami většinou terciárního nebo kvartérního stáří, výjimečně staršími. Toto patro není vyvinuto všude a jeho mocnost nepřesahuje desítky či první stovky kilometrů.
- *střední „spilitové“* patro je tvořeno podmořskými bazickými výlevy (spility ve vývoji polštářových láv) vesměs mladšími než křída. Nejmladší jsou vždy u středoocéánského hřbetu (riftu) a jejich stáří roste směrem ke kontinentům, jak to odpovídá pohybu oceánského dna. Průměrná mocnost středního patra nepřesahuje 2 km.
- *třetí oceánské* patro je v průměru mocné asi 5 km a zasahuje až k hraniční ploše MOHO. Pod spility jsou v něm gabra a amfibolity (metabazity) a serpentizovaná ultrabazika (peridotity). Tento sled se označuje jako ofiolitová suita.

*Pevninská kůra* je méně pravidelná a patrně složitější než oceánská. Rozdíl vyplývá z mocností jednotlivých pater, které jsou odvozeny ze seismických údajů (především rychlostí podélných seismických vln):

- *svrchní „sedimentární“* patro má mocnost 5 – 20 km a je tvořeno zvrásněnými i nezvrásněnými zčásti metamorfovanými sedimenty a vyvřelými horninami. Časté jsou relikty původní oceánské kůry (dismembered ophiolite).
- *střední „granitové“* patro je tvořeno převážně silně metamorfovanými horninami, migmatity a granitoidy prekambriického stáří. Jeho mocnost dosahuje 10 – 15 km. V mnoha oblastech toto patro nicméně zcela chybí. Od spodního patra je odděleno dosti výraznou Conradovou plochou diskontinuity.
- *spodní „bazaltové“* patro je tvořeno silně metamorfovanými horninami bazického složení a bazickými převážně vyvřelinami. Spodní patro dosahuje mocnosti 10 – 30 km.

Celková mocnost kontinentální kůry se pohybuje kolem 35 km, ale tam, kde došlo při kolizní orogenezi k přesunu ker dvou litosférických desek, a tím ke zdvojení (Alpy, Himálaje), může dosáhnout až 60 km. V ČR se nejmocnější zemská kůra nachází na území jižních Čech (dosahuje mocnosti až 37 km), přičemž směrem k okrajovým pohořím se snižuje až na 25 km.

Spodní hranici oceánské i kontinentální kůry tvoří *Mohorovičičova (MOHO) plocha*, na níž dochází k výraznému zvýšení rychlostí seismických vln. Pod ní se nachází nejmocnější obal Země – *zemský plášť*, zasahující do hloubky 2 900 km (Gutenbergova plocha). Zemský plášť se rozlišuje jako svrchní, zasahující do hloubky kolem 650 km, a spodní.

*Ve svrchním plášti* je množství inhomogenit svědčících o tom, že za 4,6 miliardy let vývoje Země je značně diferencován. Liší se pod kontinenty, kde je chladnější a více látkově ovlivněný subdukci oceánské kůry pod kontinentální, a pod oceány, kde je teplejší a bazičtější. Je anizotropní (vlastnosti jeho materiálu se liší v různých směrech) a místy teplejší (tzv. horké skvrny v oceánech), místy chladnější. Seismické anomálie jsou vysvětlovány jako roztavené úseky (magmatické krby) nebo jako zóny tavení subdukované oceánské kůry (astenoféra v hloubce 150 – 200 km).

*Spodní plášť (650 – 2 900 km)* je tvořen materiály, na jejichž složení jen nepřímě usuzujeme. Předpokládá se, že nejlépe odpovídá chondritům a je méně diferencován než plášť svrchní (undepleted mantle). Přesto i ve spodním plášti je několik dosti výrazných rozhraní, z nichž nejvýraznější je na jeho spodním okraji, označovaná jako vrstva D, tvoří přechodnou zónu několik desítek kilometrů mocnou s proměnlivými rychlostmi. Z toho se usuzuje, že se v ní uplatňují vlivy přínosu hmot z jádra do pláště, nebo že v ní zanikají zbytky subdukované oceánské kůry, protože v reliéfu této vrstvy se promítají kontury kontinentů a oceánů.



I v *jádře*, kterým neprochází seismické vlny S a je proto často považováno za tekuté, je indikováno několik rozhraní. Nejvýraznější z nich se nachází v hloubce 5 100 km (charakterizované prudkým nárůstem rychlosti seismických vln P). Na základě těchto dat se rozlišuje *svrchní jádro*, s konvekčními proudy energie, zasahující do hloubky 5 100 km, a tzv. *jadérko* (5 100 – 6 378 km). Složení jádra podle seismických dat odpovídá zhruba železným meteoritům, obsahuje převážně železo (86 %) a nikl, příměs kobaltu a kolem 6 % nějakého lehčího prvku, zpravidla se uvažuje o síře nebo uhlíku.

## 10.1 Petrologické modely hlubinné stavby Země

### Rozdíly ve složení jednotlivých obalů

Představa o změnách složení jednotlivých pater vyplývá z petrologických a geochemických modelů litosféry a z interpretace xenolitů hlubinného původu (obr. 10.1.). Nejkontrastnější změny jsou předpokládány na hranici mezi svrchním (resp. svrchním a středním) patrem kůry a spodním patrem kůry a mezi touto spodní kůrou a svrchním pláštěm (MOHO). Představy o změnách ve složení pater se projevují v jejich označování. Za klasický můžeme považovat upravený geochemický model E. Suesse:

SIAL - zemská kůra, tvořená horninami s vysokým podílem křemíku a alumina (Si a Al).

SIMA - patro kůry tvořené křemičitanovými horninami s vysokým obsahem magnézia (Mg).

Většinou se tak označuje celá oceánská kůra a spodní „bazaltová“ vrstva pevninské kůry.

CROFESIMA - svrchní plášť (ke křemíku a hořčíku přistupují železo (Fe) a chrom (Cr)).

NIFESIMA - spodní část pláště se železem a niklem.

NIFE - železníkové jádro.

Údaje o stavbě nejvyšších pater zemské kůry, kde se uplatňují především geologické hranice poskytuje *tvář geologických těles*. Patří k nim např. tvar sedimentárních pánví, morfologie jejich podloží, dosah zlomových struktur hloubkový, tvar diapirových struktur a jejich hloubkový rozsah, tvar plutonických těles a rozmístění vulkanitů a lokalizace jejich přírodních aparátů.

U efuzivních těles má význam pro poznání hlubší stavby kromě složení lokalizace přírodních aparátů a jejich rozmístění ve svrchní kůře.

*Lokalizace přírodních aparátů* může být významným indikátorem hlubinných zlomů a jiných rozhraní. Příkladem může být rozmístění neovulkanitů v Západních Karpatech na Slovensku. Podle interpretace Greculy a Rotha (1978), je záporně porušené pole v severní části způsobeno granit-migmatitovou vrstvou, tvořenou jižním okrajem východoevropské platformy (štítu), jehož nejhlubinnější okraj je taven, což se projevuje ve střední, přechodné zóně vznikem andezitových magmat Slovenského Středohoří, Vihorlatu a Slánských vrchů. V jižní části v oblasti jihoslovenské, podunajské a východoslovenské pánve a pánve panonské granit-rulová vrstva chybí, nebo je zcela redukována, pole je kladně porušeno a sedimentární výplň pánví nasedá přímo na bazaltové patro.

Zajímavá je z hlediska hlubší stavby i *distribuce vulkanických center* v celé střední Evropě, na kterou upozornil poprvé Poucha (1966). Vulkanická centra jsou uspořádána do oblouků s výrazným severním a velmi redukovaným jižním půlobloukem (obr. 10.2.). Takové uspořádání by mohlo odpovídat např. průřezu výstupných a sestupných cest konvekčních energetických proudů v kontinentální litosféře.

Při interpretaci rozmístění vulkanitů je třeba značné opatrnosti. Příkladem mohou být severomoravské neovulkanity v Nížkém Jeseníku, jejichž povrchové výskyty zdánlivě prostorově souvisí se zlomy SZ - JV směru, že z nich byla odvozena existence tzv. slezského riftu. Geofyzikálně však byla doložena existence mnoha dalších těles v hloubce (Gruntorád et al. 1977) jejichž rozmístění v návaznosti na výskyty povrchové odpovídá spíše spojení se směry Z - V, v nichž se promítá tektonika staršího předhercynského podloží.

Souhrnně zhodnotil problematiku rozmístění přírodních kanálů vulkanitů v Českém masívu Misař (1974).

Petrologická definice Mohorovičičovy plochy odpovídá rozhraní hornin bazických (gabro, bazalt, bazické granulity v kůře) a ultrabazických (peridotity) v plášti. V oceánské kůře může jít i o hranici peridotitů svrchního pláště se serpentinity, jako jejich hydratovanými ekvivalenty. Fázový přechod (bazalt-eklogit) se zdá být v tomto případě nepravděpodobný, protože MOHO vrstva by musela být značně široká (nejméně 10 km). Hranici rozdílných převládajících hornin odpovídá i změna hustoty (z 3,00 na 3,25 g.cm<sup>-3</sup>) a elektrické vodivosti. Podle některých názorů, opírajících se o geofyzikální data, by měl být chemicky rozdílný i svrchní plášť v kontinentální a oceánské litosféře. Ukazuje to na

skutečnost, že rychlosti vln P odpovídající svrchnímu plášti jsou v oceánské kůře získávány v 10 km, na kontinentech však ve 20 - 30 km, tedy za zcela jiných podmínek teploty a tlaku. Podle Botta (1971) jsou v plášti pod kontinentální kůrou dunity a peridotity s bloky eklogitu, zatímco pod oceánskou **amfolit** (hornina tvořená 1/3 bazaltu a 2/3 peridotitu, složená z amfibolu a olivínu). Hlubší část svrchního pláště tvoří pod oběma typy kůry tzv. **pyrolit** (obdobná hornina, tvořená pyroxenem a olivínem), případně granátový pyrolit. Amfolit a pyrolit byly teoreticky odvozeny Ringwoodem a Greenem (1962), podle nichž ani peridotit ani bazalt, nemohou být mateřskou horninou bazaltů středooceánských hřbetů (oceánské tholeiity typu MORB). Z jejich složení odvodili proto modelovou horninu z níž frakcionovaným tavením za vysokého tlaku může vzniknout 25 - 30 % bazaltu a restit pak tvoří peridotit s čočkami eklogitu, což odpovídá představě o složení svrchního pláště. Složení pyrolitu podle Ringwooda a Greena (1962) je:

SiO <sub>2</sub>	45,16	CaO	3,08
MgO	37,49	Na <sub>2</sub> O	0,57
FeO	8,04	K <sub>2</sub> O	0,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,46	TiO <sub>2</sub>	0,71
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,54		

Další modely složení svrchního pláště vycházejí z *podrobného studia xenolitů*. Z xenolitů v kimberlitech Jakutska odvodil Sobolev (1968) model, v němž svrchní kůra je ve spodní části tvořena hyperstenickými plagioklasovými rulami, spodní kůra eklogitizovanými krystalickými břidlicemi. Ty jsou odděleny Mohorovičičovou vrstvou od eklogitů a spinelových peridotitů svrchní částí pláště. Hlavní část svrchního pláště pak tvoří pyropové peridotity s čočkami eklogitů, zasahující až po hranici svrchního pláště. Pod ní jsou v intervalu 150 - 200 km pyropové peridotity s krby kimberlitů.

**Petrologický model pláště** na základě uzavření se pokusil sestavit také Lutz (1974). Odmítá teoretické horniny (pyrolit Ringwooda, plášťovou směs Wasserburga, jednotný peridotit a pod.), které nemají potřebné obsahy nekoherentních prvků včetně REE a nelze z nich proto podle Lutze odvozovat bazalty. Z uzavření odvozuje Lutz, že plášť je tvořen dvěma skupinami hornin: ultrabaziky (spinelové a pyropové peridotity) a bazickými horninami (pyropové eklogity, grosydyty, diamantonosné eklogity). Ultrabazické horniny mají tři facie hlubinosti: plagioklasové (spodní kůra), spinelové (svrchní plášť pod MOHO) a nejhlubinnější pyropové. Diamantonosné eklogity jsou zejména v zóně snížených rychlostí seismických vln (astenoféra, Guttenbergova zóna). Do hloubky přechází do pikritu a nakonec do horniny chondritového složení.

V rámci těchto úvah vyslovil Lutz také *teorii bariér*. Podle Lutze (1974) ukazují xenolity, že existuje mnoho způsobů přechodu krystalických břidlic na eklogit. Překonání eklogitové bariéry, tj. hranice pod kterou přestávají být krystalické břidlice stabilní ovšem vyžaduje chemické změny, zejména odnos křemíku a alkálií, REE a uranu. Proto není přeměna vratná a při vynoření zůstávají eklogity nepřeměněny. Podobných bariér se předpokládá v kůře a svrchním plášti celá řada a to jak pro jednotlivé sloučeniny (např. bariéra, pod níž nemohou existovat minerály obsahující vodu), nebo minerály, které se vzhledem k nízké hustotě mění na minerály stejného složení, ale s daleko těsnějším směstnáním atomů v mřížce (fázový přechod).

### Fázové změny hornin a minerálů

Druhou možností vysvětlení vzniku horizontálních rozhraní v litosféře jsou z petrologického hlediska fázové změny, které v důsledku změn teploty a tlaku v určitém hloubkovém prostředí nepochybně existují. Snad nejznámějším příkladem je přechod gabra (a čediče) na eklogit, který je v literatuře často ztotožňován s petrologickou vrstvou MOHO. Podle toho by vlastně mocnost kůry závisela na hloubce, v níž geotermální gradient přesekává přechod bazaltu na eklogit, případně křivku tavení čediče.

V litosféře se mohou uplatňovat tři základní druhy fázových přechodů:

- polymorfni přechody, provázené změnami krystalové mřížky a změnami objemu
- přechody silikátů do kovové struktury (metalizace silikátů)
- přechody v důsledku tavení (pevné skupenství se mění na kapalné při ztrátě viskozity).

V Kolském vrtu SG - 3 byly nezávisle na stratigrafii zjištěny ve svrchní kůře tyto změny:

1. Prehnit - pumpellyiová facie do hloubky 1 400 m.
2. Facie zelených břidlic, hloubka 1 400 – 4 900 m.
3. Facie albit - epidotových amfibolitů, hloubka 4 900 – 6 000 m. Hranici facie zelených břidlic a facie albit - epidotových amfibolitů odpovídá zóna snížení rychlosti P i S vln (Conradova diskontinuita).
4. Facie amfibolitová, do hloubky 12 000 m.

Do hlubších částí litosféry lze předpokládat ve svrchním plášti podle experimentů tuto gradaci:

5. Horniny granulitové facie, hloubka 17 - 30 km.
6. Peridotit s plagioklasem, hloubka 15 - 40 km, 10 Kbar, 1 100 °C.
7. Peridotit se spinelem, hloubka 40 - 80 km, 10 – 20 Kbar, 1 500 °C.
8. Peridotit granátový (popř. grospyditový), hloubka 60 - 100 km, 20 – 50 Kbar, T nad 1 600 °C.
9. Coesitový eklogit, hloubka více než 100 km, 30 - 50 Kbar, 1 400 – 1 600 °C.

Uvažované minerální složení svrchního pláště s převládajícím olivínem je ovšem v rozporu s opakovaně zjišťovanou anizotropií svrchního pláště. Tu lze vysvětlit jednak petrologicky, jednak fyzikálně. Podle petrologických předpokladů olivín za spolupůsobení tlaku netvoří izometrická zrna, ale v důsledku uplatnění Sorbyho principu protažené sloupcovité krystaly, vzácně se vyskytující i v horninách suprakrustálních. Jednou z fyzikálních příčin by mohly být tepelné konvekční proudy.

Podle experimentálních údajů se v důsledku zvyšování litostatického tlaku směrem do hloubky objevují minerály, které při stejném celkovém složení mají struktury nejtěsnějšího směsnání. Takto indikované hranice mají v podstatě charakter izográd (izobar), tedy hranic metamorfních. Podle experimentálních údajů dochází ve svrchním plášti k těmto změnám:

10. V hloubce 100 km vymizí amfibol.
11. V hloubce 130 - 160 km se mění grafit na diamant.
12. V hloubce 150 km přestává být stabilní peridotit se spinelem.
13. V hloubce 360 km přestává být stabilní peridotit s granátem.
14. V hloubce 360 - 420 km se mění pyroxen na granát a olivín na spinel  $Mg_2SiO_4$  (o 10% hustší než výchozí asociace olivín-pyroxen). Uplatňují se zejména tyto změny:  
 $2 MgSiO_3 = Mg_2SiO_4 + SiO_2$  (to má v daných podmínkách strukturní typ rutilu)  
 $Mg_2SiO_4 = Mg_2SiO_4$  (strukturní typ spinelu)  
 $Mg_2SiO_4 + SiO_2 = Mg_2SiO_3$  (strukturní typ ilmenitu).

V hloubkách nad 400 km přestávají být stabilní všechny minerály známé z povrchových výskytů hornin, jejichž hlubinný původ je pravděpodobný. Olivín  $(Mg, Fe)_2SiO_4$  se mění na wadsleyit beta  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ , ringwoodit gama  $(Mg, Fe)_2SiO_4$ , pyroxeny a granáty se mění na majorit  $(Mg, Fe, Ca)_3(Al, Si)_2O_{12}$ . To je vysokotlaká forma pyroxenu. Mezi 400 - 670 km panují tlaky 140 – 230 Kbar a teplota 1 200 °C. Eklogit se mění na garnetit: granát na ilmenit, na perovskit,  $MgSiO_4$  (spinel) na ilmenit + periklas. V hloubkách 650 - 670 km přechází uvedené minerály na: perovskit  $(Mg, Fe)SiO_3$ ,  $CaSiO_3$ , magneziovüstit  $(Mg, Fe)O$  a hollandit  $CaAl_2Si_2O_8$ .

To znamená, že eklogit nemůže existovat ve větší hloubce než 650 km. Ostrost této hranice a absence zemětřesení pod ní ukazují, že je to hranice svrchního a spodního pláště, hranice kam mohou zasáhnout vlivy subdukce a hranice, na niž začíná existovat dále do hloubky jen vysokotlaký ekvivalent eklogitu - garnetit (granát, stabilní do těchto hloubek se mění na perovskit). Z toho vyplývá, že shodné složení nelze akceptovat pro svrchní a spodní plášť. Vzniká olivínem bohatý svrchní plášť a perovskitový  $(Mg, Fe)SiO_3$  spodní plášť. Nejvyšší rychlosti seismických vln (tj. nejchladnější plášť) jsou v hloubkách 200 - 400 km v Západním Pacifiku, Z a J Atlantiku a východním Indickém oceánu. Nejnižší rychlosti (nejteplejší spodní plášť) jsou v Severní Americe, východním Pacifiku, jihovýchodní Asii, severním Atlantiku a v Rudém moři.

### Změny fyzikálního stavu hornin

Horizontální geofyzikálně indikované plochy v litosféře mohou být důsledkem také změny fyzikálního stavu hornin vzhledem k dlouhodobému ovlivnění hornin teplotou, tlakem a dalšími fyzikálními faktory. S hloubkou se mění směsnání minerálů v hornině (stavba hornin), roste unifikace fyzikálních vlastností hornin různého složení, mění se elektrická vodivost i magnetické vlastnosti, které ukazují na možnosti vzniku diskontinuit v litosféře změnou fyzikálních vlastností (např. výrazná změna vodivosti čedičů a eklogitů Českého masívu odpovídá podle tlaku a teploty hloubce MOHO plochy).

Petrologické modely kůry musí brát v úvahu také **kritéria reologická**. Obecně je přijímán model kontinentální kůry, tvořené svrchní „kruchou“ a spodní „duktilní“ kůrou. Je založen na geofyzikálních údajích, např. na tom, že seismičita je vysoká ve svrchní a nízká nebo žádná ve spodní kůře. Hloubka hranice mezi nimi závisí na místním geotermálním gradientu, ovlivňujícím přímo i nepřímo elastické vlastnosti hornin. Vliv na to, jak se budou horniny z mechanického hlediska chovat, mají také fluida, která ovlivňují především účinnost směrných tlaků a určují i tlak litostatický. Při různých kombinacích těchto účinků mohou vznikat zóny chovající se jako duktilní i v nejvyšších částech kůry. Např., stavba vrásových pohoří má převážně duktilní charakter a naopak kruché stavby mohou mít i horniny vznikající ve velmi hlubokých patrech (např. agmatity). Na základě diskuse chování hornin za různých podmínek teploty, a různých kombinací vlivu tlaků, vypracoval Weber (1986) trojvrstevný reologický model kontinentální kůry (obr. 10.3.):

1. Spodní patro hornin převážně granulitové facie, která může pohltnout celkové stressy 5 - 10 Kbar, případně i vyšší, podle složení a teploty.
2. Střední patro, tvořené migmatity a horninami granulitové facie, za působení nízkých stressů. V mělké části je tvořeno převážně migmatity, v hlubší převládají horniny granulitové facie.
3. Svrchní patro hornin nízkých metamorfních stupňů a sedimentů, tzv. kruchá kůra (brittle crust) s vysokou anisotropií a k povrchu vzrůstající křehkostí.

Reologicky je mezi granulity a granity spodní kůry značný rozdíl proti peridotitům svrchního pláště. Proto je tato zóna - MOHO - velmi výrazná. V podmínkách spodní kůry musí být velmi výrazné procesy rozdělení kyselých bazických hornin podle rozdílných hustot a viskozit a proto jen výjimečně (alpínské peridotity) vstupuje svrchní plášť do procesů vrásnění. Tomu odpovídá i výskyt eklogitů a mafických granulitů většinou v čočkách a ostatních horninách amfibolitové i granulitové facie. Další reologicky výrazná hranice je mezi migmatity a podložními horninami (odpovídá Conradově zóně). Silná a relativně kompletní granulitová vrstva překrytá materiálem nižší viskozity tvoří při korovém zkracování vrásové struktury velkých měřítek a proniká vzhůru v podobě brachyantiklinálních struktur, tzv. termálních domů či diapirů (jako jsou rulové domy v Adirondacks, saské granulitové pohoří či brachyantiklinální struktura Boubína na Šumavě s cordieritickými migmatity s hercynitem). Nejvyšší patro pak reaguje na orogenní zkracování vrásněním a přesuny rozdílných měřítek. Tento styl deformace je zachován v externích částech orogenů s vergencí směrem k předhůří (kupříkladu rhenohercynikum v evropských hercynidech).

## 10.2. Srovnání složení Země s jinými kosmickými tělesy

Důležitou součástí údajů o chemickém i minerálním složení jednotlivých obalů Země jsou údaje odvozené z jiných kosmických těles, meteoritů, měsíčních hornin a případně i z jiných planet Sluneční soustavy. Oprávněnost takového srovnání není ovšem zatím jednoznačně doložena. „Kosmické“ údaje neodpovídají totiž např. představě o významném zastoupení olivínu ve svrchním plášti, existují zřejmě rozdíly v zastoupení stopových prvků a v poměru izotopů. Údaje o vulkanismu malých planet neodpovídají běžně přijímané představě o primitivním za 4 Ga let ještě nediferencovaném svrchním plášti. Srovnání množství a poměru chemických prvků v kontinentální kůře s obsahy v meteoritech ukazuje chondritické složení Země jako celku (kůra + plášť + jádro) za předpokladů: homogenní akrece, oddělení rezervoáru jádra a rezervoáru pláště + kůry před 4,4 Ga let, kontinentální přirůstání kůry, konvekční proudění tepla v plášti, rovnováha mezi jádrem a pláštěm, produkce radiogenního tepla v plášti, existence rigidní litosféry v průběhu vývoje Země. Obsahy vzácných prvků (REE) v peridotitech a ultramafických xenolitech jsou shodné v oceánské a kontinentální kůře.

V plášti jsou doloženy heterogenity laterální i vertikální. Složení suboceánské a subkontinentálního pláště se liší, složení pláště je jiné v oblasti oceánských hřbetů s bazalty do hloubky 100 km a jiné v hloubce 200 km, kde je předpokládán vznik alkalických bazaltů oceánských ostrovů (typ Hawai, Tahiti). Zdá se, že je dosti dobře doložen i rozdíl ve složení pláště v minulosti a dnes a že tzv. primitivní plášť se rovná složení dnešního pláště + kůry. Rozdíly jsou u litofilních nekompatibilních prvků (Rb, Ba, Pb, Th, U), u lehčích vzácných zemin (La, Ce, Pr) a v obsazích izotopů Pb, Sr, Nd. Naproti tomu primitivní plášť měl obdobné obsahy refraktorních netěkavých prvků (Ca, Al, Ti) jako dnešní plášť komplementárně s kůrou. Předpokládané procesy dalekosáhlé diferenciace magmat v plášti, jeho změny ve složení způsobené subdukčními procesy a dalekosáhlé teplem kontrolované procesy plášťové metasomatózy vylučují, abychom po více než 4 Ga let trvajícím vývoji Země mohli vůbec uvažovat o nediferencovaném (undepleted) svrchním plášti. A naopak, kdybychom přijali představu o existenci nediferencovaného pláště, museli bychom předpokládat

existenci látkově diferencovaných magmat již od počátku vývoje litosféry. To ostatně vyplývá i ze srovnání průměrného složení jednotlivých pater Země. Zdá se, že představy o procesech vzniku a diferenciacie magmat v plášti dojdou ještě značných korekcí.

Z nebeských těles je Zemi nejbližší **Venuše**, která je vývojově mladší a proto je možné ji považovat za obraz prvotního uspořádání zemské stavby, za jakýsi analogon období vzniku pevného obalu Země, kdy na jejím povrchu panovaly metamorfní podmínky, a proto je Venuše obrazem archaické horké Země. Také zastoupení hornin na Venuši a ostatních planetách a zejména na Měsíci (tzv. měsíční pevniny jsou tvořeny anortozity, moře zase horninami bazaltového složení, zčásti metamorfovanými) odpovídá těmto představám. Méně pestré zastoupení hornin souvisí s rozdílným stupněm diferenciacie a s rozvojem života na Zemi. Ten je nepochybně příčinou vzniku mnoha pozemských hornin (vápence a dolomity, organogenní horniny a pod.), ale účastnil se vzniku subdukce, která na jiných planetách chybí.

Důležitým zdrojem informací o chemismu jednotlivých obalů Země jsou **meteority**. Dříve se předpokládalo, že vznikly rozpadem jedné z planet sluneční soustavy a proto byla hledána shoda v procentuálním zastoupení jednotlivých druhů meteoritů s předpokládaným podílem jednotlivých obalů Země na její stavbě.

Uhlíkové chondrity jsou považovány za primitivní nejméně chemicky diferencovanou hmotu slunečního systému bez frakcionalizačního vývoje prvků, kromě ztráty nejtěžavějších (H, He, C, N, O). Proto jsou považovány za obraz složení nediferencovaného (undepleted) pláště a brány jako referenční při zjišťování podílu jednotlivých prvků na složení Země, jako standard pro izotopové složení C (Canon Diablo troilite - CDT), ale hlavně jako srovnávací hodnoty pro posouzení stupně vývoje (recyklování) prvků v horninách plášťového původu a tím i pro řešení vzniku těchto hornin (obr. 10.4.).

Některé údaje ovšem ukazují, že meteority nemusí pocházet z jediné planety. Např. geochronometrická stáří dávají většinou hodnoty kolem  $5.10^9$  Ma ale i  $10.10^9$  Ma. To zdůrazňují zejména zastánci akreční teorie o vzniku Země kondenzací kosmického materiálu různého původu, kteří zejména chondrity považují za průměrné složení primitivní hmoty Sluneční soustavy. Určitý rozdíl je také ve hmotě pláště a jádra, kde je nesoulad největší. To se vysvětluje tak, že podle průměrného složení všechny terestrické planety nemusí mít železní jádro nebo ho mají různě velké (obr. 10.5.).

### 10.3. Petrologie hornin hlubinného původu

Důležitým zdrojem informací o hlubší stavbě Země jsou horniny, které vznikly v oceánské kůře, ve spodních částech kůry nebo ve svrchním plášti a byly přemístěny do svrchní kontinentální kůry. Při jejich přemístění jde zejména o tyto mechanismy:

- a) přemístění geologickými procesy ve svrchní kůře (např. valouny, tektonické brekcie a pod).
- b) tektonickým zapracováním útržků (např. oceánské kůry, spodní kůry) do svrchní kontinentální kůry při orogenních procesech
- c) vynesením hlubinných hornin mechanickým transportem na hlubinných zlomech.
- d) vynesením plášťového nebo korového materiálu intrudujícím magmatem
- e) vyhřeznutím plášťového materiálu do kůry (plášťové diapiry)
- f) aktivní nebo pasivní výstup magmatu ze spodní kůry nebo svrchního pláště.

Jako aktivní označujeme magma, které si v důsledku nižší měrné hmotnosti a vyššího obsahu těžkých látek proráží cestu do oblastí nižšího tlaku okolními horninami. Pasivně vystupuje k povrchu magma, které je vytěšňováno z rezervoáru tektonickými silami.

#### Exotické uzavřeniny, xenolity a xenokrysty

Cizorodý materiál nacházíme v sedimentech, v metamorfovaných horninách a zejména jako xenolity ve vyvělinách.

#### Cizorodý materiál v sedimentech

Pro pochopení stavby, zejména kontinentální kůry, má prvořadý význam cizorodý materiál v sedimentech. Tvoří valouny, tektonické brekcie, olistostromy a pod. Uvedeme si několik příkladů ze střední Evropy dokumentující význam interpretace takových výskytů.

## Průměrné složení Země

	Svrchní zemská kůra do 16 km		Zemská kůra (Ronov, Jaroševskij 1978)			Kůra (Lutz, 1975) Vojtkovič	Plášť pod kontinenty
	Clarke 1924	Wedepohl 1969 Vojtkovič 1983	kontinen- tální	oceán- ská	celkem		
SiO <sub>2</sub>	59,08	66,4	50,22	48,44	57,80	62,5	44,1
TiO <sub>2</sub>	1,03	0,7	0,73	1,26	0,84	0,6	-
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,23	14,9	15,18	15,35	15,30	15,6	3,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,10	1,5	2,48	2,67	2,53	2,1	2,3
FeO	3,72	3,0	3,77	6,11	4,27	4,0	5,2
MnO	0,118	0,08	0,14	0,21	0,16	0,1	-
MgO	3,45	2,2	3,05	6,89	3,88	3,6	39,0
CaO	5,10	3,8	5,51	12,15	6,99	4,9	2,5
Na <sub>2</sub> O	3,71	3,6	2,99	2,57	2,88	3,4	0,47
K <sub>2</sub> O	3,11	3,3	2,86	0,46	2,34	2,5	0,08
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,285	0,18	0,24	0,13	0,22		
Cl <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,052						
NiO	0,024						
Li <sub>2</sub> O	0,007						

Plášť	chondritový model	výpočet Ringwood 1966
SiO <sub>2</sub>	33,32	43,25
MgO	23,50	38,10
FeO	35,47	9,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,41	3,90
CaO	2,30	3,72
Na <sub>2</sub> O	1,10	1,78
K <sub>2</sub> O		
NiO	1,90	

Jádro Mason 1966	
86,30 %	Fe
7,28 %	Ni
0,40 %	Co
5,96 %	S

Rozborem valounového materiálu z flyšového pásma vnějších Západních Karpat na Moravě byla:

- prokázána existence pohřbeného, tzv. exotického hřbetu
- zjištěn přibližný rozsah karbonu v hlubší stavbě podle výskytů uhlíků ve flyšových sedimentech. Ten vedl k objevu podbeskydské černouhelné pánve
- umožněna paleogeologická studie o původní lokalizaci přesunutých sérií ve Chříbech (Němcová 1967), v Podbeskydí a jinde.

K tektonickým brekcím (olistostromy) patří např. ultrabazika dynamicky velmi silně metamorfovaná na násunových plochách příkrovů v Iráckém Zagrosu a v peripininském bradlovém pásmu na Slovensku.

Podrobné zhodnocení materiálu, tvořícího tektonickou brekcii tohoto pásma umožnilo doložit, že v prostoru dnešních Západních Karpat ještě před jeho vznikem (hranice střední a svrchní křídly) existoval vulkanický ostrovní oblouk. Pieninské bradlové pásmo je chaotickou melanží bloků a čoček různé velikosti, nejde však o typickou subdukční melanž. Z paleogeografické úvahy vyplývá existence pieninské kordillery 150 - 200 km dlouhé a několik desítek km široké. Celou pestrost materiálu včetně ultrabazik, glaukonitů, chloritoidových břidlic a pod., lze vysvětlit tím, že tento materiál pochází ze skutečné subdukční melanže na okraji oceánské subdukující litosféry a kontinentu ve střední a svrchní křídě.

Závažná diskuse vznikla k otázce zdroje materiálu karbonských a permských arkóz v Českém masívu. Kukul (1984) a Vlašimský (1986) snesli mnoho důkazů o tom, že živce a valouny pochází z granitových plutonů krystalinika Českého masívu. Většina z nich je lokalizována do jižního okraje karbonských kontinentálních pánví, což je v souladu s představou o rychlém výzdvihu a intenzivní denudaci šumavského moldanubika v závěru hercynské orogeneze. V severních částech pánve nebyly

takové valouny nalezeny a také Petránková (Petránek 1978, 1984) argumentace o původu živců z paleoryolitových pyroklastických hornin se opírá hlavně o důkazy ze severních částí pánví (Podkrkonoší, Krušné hory), kde karbonské a permské vulkanické aparáty byly nejdynamičtějším prvkem v této klesající oblasti.

Ještě problematičtější je interpretace valounů granulitů a durbachitů moldanubického typu v moravském spodním karbonu. Podle všech dostupných radiometrických dat je stáří těchto hornin 350 - 344 Ma v moldanubiku s výzvihem do 300 Ma, takže valouny v sedimentech stáří visé (350 Ma) by musely pocházet z jiného zdroje.

### **Xenolity v metamorfitech**

V metamorfovaných horninách se často vyskytují uzavřeniny různých **exotických hornin** neznámého původu, často překvapujícího minerálního složení. Patří k nim např. korund-spinel-flogopitová hornina od Sepekova, safirin-cordieritová hornina od Písku, skarnová hornina z granulitu na Kleti. Většina těchto hornin je patrně důsledkem specifických kombinací metamorfních podmínek a složení výchozího materiálu v suprakrustálních podmínkách. Největší význam z hlediska hlubinné stavby mají bazické a ultrabazické uzavřeniny v ortorulách, migmatitech a granulitech.

Pro Český masív jsou nejvýznamnější *uzavřeniny ultrabazických hornin*, často s granátem v granulitech. Bazické a ultrabazické inkluze v granulitech Českého masívu jsou svrchnoplášťové prvky, které snad dávají informace i o vertikální diferenciaci kůry. Např. v Dolních Borech inkluze opálové, eklogity a pyroxenity (cpx, opx-gr), odpovídají hloubkám do 20 km, páskované peridotity (hloubka 50 - 60 km) a pyropové peridotity (Sklené, Mohelno) spodní části svrchního pláště (hloubka 80 - 100 km). Uzavřeniny ultrabazických hornin v bazaltech Českého středohoří jsou prokazatelně mělkého původu (urvané části serpentinitového masívu v hloubkách do 1 000 m, obr. 10.7.) s výjimkou olivínových nodulí, patrně plášťového původu.

Alpinotypní ultrabazika, která tvoří v metamorfitech cizorodá čočkovitá tělesa, jsou geneticky v Českém masívu interpretována různým způsobem :

- rozmístněné součásti ofiolitů,
- zbytky přírodních kanálů,
- valouny pocházející ze staré oceánské kůry
- vulkanoklastika (vulkanické pumy) vynesena ryolitovým magmatem, při čemž hloubky odloučení nemusí být místem vzniku,
- xenolity svrchního pláště a spodní kůry vynesené tektonickými procesy na zlomech, nebo střížných zónách, popř. diapirovým mechanismem,
- budinované části větších těles, transportovaná i z větších vzdáleností

Genetický význam je dále připisován velikosti, horninám s nimiž jsou spjaty, složení a místu odloučení :

- Zoubek a Machart (1988) považují tělesa o velikosti do 1 m vynesena z hloubky leptynity, větší za tektonicky rozvlečená, nebo v pestré skupině za samostatné intruze.
- Podle hornin s nimiž jsou spjaty, rozlišují titíž autoři ultrabazika spjatá s leptynity, vynesena magmatem, ultrabazika spjatá s amfibolity a skarnoidy pestré skupiny moldanubika jsou magmatické proniky. Ultrabazika spjatá s eklogity jsou součástí pláště vynesena na hlubinných tektonických zónách.
- Podle složení jsou rozlišovány v moldanubiku lherzolity a harzburgity, dunity, pyroxenity a olivínické pyroxenity. Podle charakteristických primárních a metamorfních minerálů jsou rozlišována ultrabazika plagioklasová, spinelová, granátová a dále serpentinizovaná, tremolitizovaná a antofylitizovaná.

Podle celkového chemismu je možné rozlišit výchozí horniny tholeiitové suity, ultrabazika plášťového původu s vysokým obsahem hořčíku a také kumuláty odpovídající vápenato-alkalickému (kontinentálnímu) trendu.

### **Uzavřeniny, xenolity a xenokrysty ve vyvřelých horninách**

Významnou informací o složení a geologii hlubších částí litosféry jsou cizorodé uzavřeniny ve vyvřelých horninách. Označují se jako **xenolity** a v případě, že jde o cizorodé krystaly jako **xenokrysty**. Podrobné studie ukazují, že v intruzívech i efuzívech zcela převládají xenolity pocházející ze svrchní kůry, jejichž transport se udál v rozmezí desítky až první tisíce metrů. Méně

časté jsou xenolity u nichž lze předpokládat původ ze spodní kůry a xenolity, které lze odvodit ze svrchního pláště.

**Xenolity pocházející ze svrchní kůry** se vyskytují v nejrůznějších vyvřelinách, v granitoidech, stejně jako v bazaltoidech, v tonalitech stejně jako v těšínitech. Jsou uváděny z nejrůznějších tektonických pozic, a z vyvřelin jejichž petrografická variabilita je stejně pestrá jako variabilita svrchní kůry.

Velký význam měl výzkum cizorodých uzavřenin sedimentů v neovulkanitech Českého středohoří. Umožnil dešifrování stavby podloží české křídové pánve, zjištění rozsahu zakrytého karbonu a permu a přispěl ke zjištění rozsahu proterozoika barrandienu a jeho hranice s krušnohorským krystalinikem. Zvláště zajímavé je, že také granátové serpentinity v bazaltoidech Českého středohoří pocházejí z malých hloubek z ultrabazického masívu, který byl v podloží Českého středohoří navrtán v hloubkách kolem 400 metrů (vrt T 7, Staré u Třebenic). Podle Kopeckého (1992) je třeba odlišit ostrohranné xenolity ultrabazik s granátem od oválných uzavřenin lherzolitů, které prodělaly dlouhý transport z pláště.

Nejdůležitějším argumentem ve sporu o přítomnost granitoidního masívu podloží pražské a příbramsko-jinecké pánve je náleznost xenolitů albitizovaných granitoidů v paleobazaltu u Otmíčů. Podle xenolitů granitoidů v bazaltoidech železnobrodského krystalinika u Vysokého nad Jizerou se uvažuje o pokračování krkonošsko-jizerského masívu k jihu do podloží železnobrodského krystalinika.

Také v Západních Karpatech xenolity z vulkanitů vápenato-alkalické řady nedávají údaje o hlubších úrovních kůry. Poskytují pouze informace o podloží vulkanických komplexů. Většinu xenolitů tvoří neogenní sedimenty a horniny rulovo-amfibolitového komplexu patrně paleozoického stáří. Zcela evidentní je také původ uzavřenin, většinou do značné míry resorbovaných, v horninách těšínitové formace, jejichž petrografická variabilita je zřejmě způsobena resorpcí materiálu vápníkem bohatých souvrství podslezské jednotky.

V hlubinných vyvřelinách značná část xenolitů pochází z bezprostřední blízkosti a lze z nich dokonce rekonstruovat průběh struktur pláště větších těles. Kupříkladu ve středočeském plutonu byly na Příbramsku a Klatovsku relikty „stratigrafie“ v plutonu interpretovány jako projevy granitizace in situ a jako pokračování svrchnoproterozoických a spodnokambrických hornin z moldanubika a svrchního proterozoika do plutonu. Jde však spíše o xenolity pláště plutonu. Polohy krystalických vápenců, erlanů a amfibolitů pestré skupiny na Milevsku a Tábořsku lze sledovat v durbachitech a v sedlčanském granodioritu jako indikátor pokračování a původního propojení votické a sušicko-horažďovické pestré skupiny v plášti středočeského plutonu. Sporný je původ uzavřenin v tonalitech sázavského typu. Například z Teletína jsou interpretovány jako zbytky svrchnoproterozoického pláště i jako projevy hlubinné asimilace (obr. 10.10.).

Z větších hloubek pochází kromě konátních uzavřenin xenolity hornin, které se v bezprostřední blízkosti nevyskytují. V případě durbachitů jsou to ruly s korundem a hercynitem, amfibolické ruly a ultrabazika s pentlanditem.

*Horniny granulitové facie* považované za spodní kůru byly zjištěny především v kimberlitech spolu s eklogity. Vyskytují se však i v alkalických bazaltech kontinentálních riftových zón, např. v Novém Mexiku, ve východní Austrálii, v Massif Central Francais a Eifelu, v Hesensku jsou v tufech. Pozoruhodné je, že pyroxenické (bazické) granulity mají mezi těmito xenolity dominantní postavení. Z toho se usuzuje, že bazické horniny metamorfního typu mají ve střední a hlavně ve spodní kůře daleko větší rozsah, než se dříve předpokládalo.

*Charnockity* jsou méně časté a jejich původ ze spodní kůry ne vždy prokazatelný. V bazaltoidech Českého středohoří, kde se vyskytují spolu s peridotity a granulity, mají složení dioritů, syenitů a granitů s ortopyroxenem, plagioklasem (andesin-bytownit) K-živcem a křemenem. Mohou být spodnokorového původu nebo indikací masívu charnockitů v podloží české křídové pánve.

*Migmatity (anatexity)* jsou běžné např. v hlubinných vyvřelinách Massif Central Francais, v jižní části moldanubického plutonu jsou považovány za relikty hornin jejichž mobilizací tyto granitoidy vznikly (obr. 10.10.).



**Xenolity, které by mohly pocházet ze svrchního pláště**, jsou středobodem pozornosti současné petrologie, protože jsou zatím jediným možným dokladem o složení pláště a jeho vertikální i horizontální variabilitě. Patří k nim :

1. *peridotity*, tzv. čtyřfázové lherzolity v alkalických bazaltech kontinentální i oceánské kůry a jsou považovány za svrchní plášť téměř v té podobě, v jaké byl před transportem k povrchu (obr. 10.11.). Na celém světě se uvádí na 7 000 výskytů xenolitů. Jejich vznik je vysvětlován několika způsoby (obr. 10.12):

- xenolity jsou úlomky svrchnoplášťového materiálu, obklopujícího původní magmatický rezervoár;
- xenolity jsou špatně rozpustným reziduem materiálu svrchního pláště po vytavení magmatu alkalických olivínických bazaltů, bazanitů a podobných hornin;
- xenolity vyšších horizontů svrchního pláště a spodní kůry proražených bazaltovými magmaty;
- xenolity, které vznikly kumulací při diferenciaci (např. olivínové nodule v bazaltech) se složením pláště nemají nic společného.

Pro cizorodý způsob vzniku uzavřenin peridotitů v bazaltech svědčí zejména:

- v xenolitech jsou přítomny takové minerály, které chybí v uzavírajících je bazaltech (Cr-diopsid, vysokohořečnatý olivín, Cr - Al spinel);
- znaky protoklasy v minerálech xenolitů nejsou v minerálech uzavírající je horniny, přičemž efuze mají ve velké většině neorogenní pozici. Je logické předpokládat, že tlakové fenomény minerálů xenolitů pochází ještě z předefuzivního období vývoje magmatu;
- reakční lemy mezi xenolity a uzavírajícími alkalickými bazalty, které svědčí o nerovnovážných vztazích mezi xenolity na jedné a bazaltovou taveninou na druhé straně.

Nepřítomnost xenolitů peridotitového typu v bazických efuzivech patřících tholeiitové a vápenato-alkalické formaci může být vysvětlena :

- a) podmínkami vytavování bazických tavenin (např. vysokým stupněm tavení a způsobem transportu těchto typů magmat směrem k zemskému povrchu), pomalejší pohyb magmat vápenato-alkalické a snad i tholeiitové formace, vznik druhotných magmatických krbů v rámci kůry, které nejsou vhodné pro transport svrchnoplášťové hmoty typu peridotitů;
- b) roztavováním (resorpcí) xenolitů magmaty, které je obklopují hlavně v druhotných krbech. Svědčí pro ně nálezy spinelů, granátů, olivínu s vysokým obsahem hořčíku a pod. ve vulkanických horninách Kamčatky, které patří vápenato-alkalické formaci efuziv.

Na území Českého masívu byly popsány xenolity plášťových hornin z alkalických olivínických bazaltů severních Čech, ze severní Moravy a přilehlé části Polska, z neovulkanitů Vnějších Karpat od Starého Hrozenkova a z jižního Slovenska z okolí Lučence. Podle jejich shodného složení v různých geotektonických pozicích se usuzuje na horizontální homogenitu svrchního pláště na úrovni vzniku bazaltoidních magmat. Jiní autoři uvažují naopak o regionální variabilitě i menších úsecích pláště.

Podle aplikací termobarometrických metod se usuzuje na teplotu a tlak jejich vzniku ve svrchním plášti. Pro severomoravské byly odvozeny teploty kolem 1 100 °C a 2,45 Kbar, pro severočeské 1 290 – 1 305 °C a tlak 2,6 - 1,6 Kbar (obr. 10.13.). Zajímavé jsou i stavby naznačující vysvětlení anizotropie svrchního pláště, protože se v nich uplatňuje velmi často kataklasa.

2. *Uzavřeniny v kimberlitech* a kimberlitových diatrémách jsou trojího typu :

- uzavřeniny převážně ostrohranných úlomků hornin, které byly původně v místech proniku diatrém k zemskému povrchu a které byly erodovány;
- xenolity zaobleného tvaru, tvořené horninami hlubokého podloží proniku kimberlitů, tzn. horniny spodní části kontinentální kůry;
- útržky různých hornin ultrabazických, patrně svrchnoplášťové provenience (granátické peridotity, griquaity).

*Eklogitové uzavřeniny* v kimberlitech jsou považovány za vzorky svrchního pláště z hloubek kolem 100 km. Nejsou v rovnováze s kimberlity a jsou jimi při okrajích částečně nataveny. To by mohlo

svědčit o tom, že pochází z menších hloubek než kimberlity. Nasvědčuje tomu i výskyt eklogitů s křemenem v Jakutsku a společný výskyt eklogitů, peridotitů, pyroxenitů a gaber v kimberlitech.

3. *xenolity v granátových peridotitech*, k nimž patří i pyrop-bronzitové uzavřeniny ze serpentinizovaného granátického peridotitu od Mohelna mají zpravidla složitou teplotní a tlakovou historii a jejich interpretace není jednoznačná. Usuzuje se, že reprezentují jednak původní nediferencovaný plášť (undepleted mantle), jednak, že jsou obrazem svrchního diferencovaného pláště. Podle minerálního složení se rozlišují dvojí granátové a spinelové. Většinou se předpokládá, že reprezentují dvě rozdílná hloubková patra spinelové, nejsvrchnější plášť pod kontinentální kůrou, granátové hlubinnější, pod kontinentální i oceánskou kůrou. Nechybí ovšem ani názory, že nejde o svrchní plášť či jeho metamorfní deriváty, ale o komagmatické vyloučeniny. Proti tomu ovšem svědčí častý výskyt reakčních lemů.

### **Horniny hlubinného původu**

Horniny o nichž se předpokládá, že byly součástí spodní kůry či svrchního pláště mohou být bezpochyby významným zdrojem informací o podmínkách, které v hlubších částech Země panují. Patří k nim především horniny archaických jader štítů, protože podmínky jejich vzniku se nejvíce blížily podmínkám o nichž se předpokládá, že nyní panují ve spodní kůře a také proto, že podle zákona superpozice je jejich výskyt ve spodní kůře nejpravděpodobnější. Jsou to především ultrabazické horniny, granulity a charnockity, migmatity a vzácněji se vyskytující horniny, např. eklogity, enderbity a anortozity.

Podle obsahu chrómu, niklu a kobaltu (obr. 10.16.) rozlišil v Českém masívu Pouba (1990) tyto horniny podle toho, jak odpovídají složení pláště:

- horniny odpovídající plášti: lherzolity xenolitů, dunity a nepřeměněné peridotity (v serpentinizovaných obsahy uvedených prvků značně kolísají)
- horniny částečně odlišné (snad odpovídající diferencovanému plášti) pyroxenity a plagioklasové peridotity s kolísajícími obsahy indikačních prvků a griquality, které mají shodné obsahy chrómu, ale liší se nižším obsahem Co a Ni, jejichž obsahy stoupají se snížením obsahu chrómu
- eklogity neodpovídající plášťovému obsahu Cr, Co, Ni, které se blíží se bazaltům středoocéánských hřbetů (typ MORB)
- granulity mají obsahy rozhodujících prvků podstatně nižší, korové.

### **Ultrabazické horniny**

Ultrabazické horniny svým složením odpovídají svrchnímu plášti a jsou z něho většinou odvozovány. Podle způsobu geologického vystupování lze rozlišit:

*Peridotity a serpentinizované peridotity*, které byly součástí spodního patra oceánské kůry a jsou do kontinentální kůry inkorporovány jako součást ofiolitových komplexů popřípadě jako samostatné výskyty v tzv. rozvlečených (dismembered) ofiolitech. K nejznámějším příkladům patří masív Troodos na Kypru, ofiolity ománské, japonské, či ofiolitové komplexy v Korjackém pohoří na Sibiři. Součástí metaofiolitových komplexů jsou ultrabazika v tělese mariánskolázeňském, v letovickém krystaliniku a ve staroměstském pásmu. Patří k nim i ultrabazika v podloží Českého středohoří, raabská jednotka ve Waldviertlu a výskyty v Západních Sudetech (Rudawy Janovické, Nova Ruda - Sleza) a snad i výskyty v metabazitové zóně brněnského masívu (obr. 10.17.). Podle Mísaře v této skupině, zpravidla spjaté s amfibolity a zelenými břidlicemi jsou zastoupeny alochtonní harzburgity, lherzolity a dunity, spjaté jen místy s progradními eklogity.

*Peridotity* (lherzolity, websterity i harzburgity), zčásti serpentinizované, které tvoří samostatné masívy s kontaktními jevy (kupříkladu masív Ronda v jižním Španělsku, Harzburg v Harzu, Brezovica na Balkáně). Součástí těles hlubinných vyvěřelin jsou ultrabazické horniny, vystupující jako kumuláty v gabroidních masívech (ku příkladu Kdyně - Vejnar 1986, Ransko - Mísař et al. 1974, Utín - Kudělášková 1961), ultrabazika tvořící šmouhy a čočky v durbachitech (Písecko), či tělesa spjatá s ortoamfibolity (jesenický a sobotínský masív, Dolní Bory). Weiss (1969) upozorňuje na odlišnost těchto hornin od granátických dunitů další skupiny. Podle Mísaře jde vesměs o plagioklasové peridotity, které mívají tholeiitový diferenciační trend a je s nimi spojeno sulfidické zrudnění.

*Ultrabazika alpského typu* v metamorfních komplexech bez kontaktních jevů, inkorporovaná tektonicky. Jsou často uspořádána do pásů (např. apalačské pásmo ultrabazik). Ultrabazické horniny, tvořící čočkovitá tělesa v pararulách, migmatitech a leukokratních metamorfitech (ortorulách) moldanubika a kutnohorského krystalinika. Jsou zastoupena ultrabazika obsahující pyrop, která mají

metamorfní reakční lemy a jsou spjata s retrográdními eklogity (Bečváry, Borek, Nové Dvory u Rouchovan) a ultrabazika se spinelem a granátem. Ta jsou spjata s granuly, eklogity chybí, u Mohelna je vyvinuta na styku s granuly bimetasomatická reakční zóna. Kromě výskytů v moldanubiku (např. na Kleti) k nim patří ultrabazika v podloží Českého středohoří. Protolit je prekambričský, zaujetí místa staro (440 - 400 Ma), nebo mlado (380 - 320 Ma) hercynské. Mají mnoho společných znaků s výskytů rozptýlených ultrabazik 1. skupiny.

*Samostatné výlevy ultrabazických láv* (komatiitů). Dříve se předpokládalo, že ultrabazika, vzhledem k viskozitě, mohla pronikat jen do velmi teplé prekambričské kůry, je však prokázána i existence křídových a dokonce i terciérních ultrabazických láv (Indie). Samostatné výlevy ultrabazických láv nejsou zatím z Českého masívu známy. Blíží se jim pikrity v ordoviku Barrandienu (Mořinka, Loděnice) a u Železného Brodu součásti těšinitové formace v Beskydech a zejména výskytů v severní části staroměstského pásma, v Jeseníkách, které mají odpovídající chemické složení, ale v nichž zatím nebyly zjištěny typické struktury (spinifex).

Xenolity, (tzv. čtyřfázové lherzolity) v kimberlitech a v alkalických bazaltech. Všechny výskytů jsou situovány do míst ztenčené kontinentální kůry a indikovány kladnými tíhovými anomáliemi. Jsou často koncentrovány do míst výrazných tíhových gradientů.

### Granulity

Po dlouhých diskusích se nyní petrologové shodují v tom, že granulity, charakterizované v kyselých horninách asociací minerálů kyanit-granát-mezopertit, v horninách bazičtějších pak ortopyroxen-antiperit vznikají různými způsoby :

1. Horniny granulitové facie, které tvoří xenolity v alkalických bazaltoidech (Massif Central Francais, Eifel, České Středohoří). Vyskytují se společně s xenolity charnockitových hornin a peridotitů. Jejich složení odpovídá představě o vzniku látkovou výměnou mezi kůrou a pláštěm (odnos chalkofilních prvků do pláště a komplementární obohacení kůry o prvky litofilní). Jsou proto běžně považovány za horniny pocházející ze spodní části zemské kůry, ovšem přímé důkazy pro tento původ neexistují a v některých případech, např. v Českém Středohoří jsou to prokazatelně části mělkého podloží neovulkanitů.
2. Areálové granulity štítového typu tvoří jádra dómových struktur ve štítech a v mladších orogenních pásmech jsou cizorodé vůči okolí. Typickým příkladem je sasský granulitový masív, který je považován za elevaci hornin granulitové facie, tvořících střední vrstvu zemské kůry. Domníváme se, že k nim patří též některé granulitové masívy Waldviertlu.
3. Suprakrustální granulitové horniny, vzniklé za podmínek granulitové facie. Patří k nim např. granulitové horniny zóny Ivrea a podle Scharberta (1964) i granulity jižního okraje moldanubika.
4. Suprakrustální granulitové horniny, vzniklé za podmínek vyšší amfibolitové facie popřípadě na rozhraní amfibolitové a granulitové facie. Jsou označovány jako horniny s granulitovou tendencí nebo leptynity. Patří k nim většina granulitových hornin české části moldanubika a v přilehlých jednotkách (domažlické, kutnohorské a svratecké krystalinikum). Vznikly v důsledku variací tlaku a teploty a hlavně tlaku vody v suprakrustálním prostředí. Jsou zpravidla v autochtonní pozici vůči okolním pararulám (mohou však být i tektonicky inkorporovány). Nebyly výrazněji ochuzeny o litofilní prvky (K, Rb, radioaktivní prvky). Vznikly z hornin odpovídajících granitovému vodou nasycenému minimu a shodují se s ryolity bimodálních asociací a s horninami vápenato-alkalické série, nebo i se sedimenty složení drob (obr. 10.16.).

I když je významné zastoupení granulitů ve střední části kůry jak ve štítech tak i v mladších orogenních pásmech pravděpodobné, jejich role ve spodní části kůry by se neměla přeceňovat už proto, že experimentální údaje o rychlostech šíření seismických vln v těchto horninách neodpovídají poznatkům o spodní kůře.

### Migmatity

Další horninou pro niž je předpokládán hlubinný původ jsou migmatity, t. j. chorizmitické horniny, tvořené rulovým, amfibolitovým, nebo vzácněji i jiným (karbonátovým) substrátem a leukosomem převážně granitového složení. Mohou vznikat několika způsoby :

- injekcí granitického magmatu do metamorfovaných hornin;
- parciální anatexí, tzn. rozdělením původní horniny monoschematické na komplementární restit a granitický mobilizát;
- metasomatózou, zejména feldspatizací. Předpokladem tohoto způsobu vzniku je však existence zóny ochuzení (degranitizace), za jejíž reprezentanty mohou být považovány např. kinzigity,

khondality, sakenity, charnockity i některé bazické granulity. V podstatě je to jen druh anatexe s oddělením mobilizátů a jejich pohybem na větší vzdálenost.;

- metamorfni vznik je neúplná krystalizace novotvořených minerálů, kdy obě složky se liší pouze podílem těkavých látek a jimi odnesených kovů (Au, Ag, U apod.), o které je ochuzen leukosom.

Migmatity však nejsou horninami ultrametamorfními, vznikají jen v poměrně úzkém rozmezí podmínek, blízkém granitovému eutektiku 650 – 720 °C a tlaku 2 - 4 Kbar, tedy v podmínkách svrchní a střední části kůry. Tomu odpovídá i způsob výskytu :

- migmatity kontaktních zón hlubinných vyvřelin, převážně granitoidních ve svrchní části kůry;
- migmatity regionálně rozšířené ve štitech na velkých areálech, kde jsou pravděpodobně denudací odkryty části středního patra kůry;
- migmatitové dómy v oblastech štítů a ve vyšších částech kůry (obr. 10.19.).

Také xenolity migmatitů v hlubinných vyvřelinách odpovídají těmto úrovním a potvrzují, že výskyt migmatitů v hlubinnějších patrech (spodní část kůry či svrchní plášť) je krajně nepravděpodobný.

Termín ultrametamorfóza není zcela správný. Je používán pro migmatitizaci, ale nejde o produkty nejvyšší metamorfózy, anatektické granity nejsou vyvrcholením série facií, dalším členem za granulitovou, ani jí nejsou komplementární. Procesy migmatitizace a anatexe jsou spjaté s amfibolitovou facií a závisí na přínosu roztoků z hloubky, v granulitové facií už většinou nefungují.

Některé reakce, které vedou k tavení ovšem ukazují na existenci restitů granulitového složení: biotit + granát + křemen == K-živec + cordierit + hypersten + tavenina.

## Eklogity

Eklogity (s asociací granát-omfacit) tvoří :

- uzavřeniny v kimberlitech a ultrabazických horninách. Jsou zpravidla pyropové a i v xenolitech se vyskytují spolu s peridotity a plagioklas-olivinickými horninami (obr. 10.15.);
- čočky a polohy v horninách amfibolitové facie (pararuly, leukokratní ruly, obr. 10.21.). V jejich granátech se významně uplatňuje vedle pyropové i almandinová složka;
- výskyty spjaté s glaukofanovými břidlicemi (eklogity „ofiolitové“).

Podle Carswella (1990) je distribuce eklogitů podle teploty:

	vysoká T	svrchní plášť
900°C	-----	kontinentální kůra
	střední T	(Ampfererova subdukce)
550°C	-----	oceánská kůra
	nízká T	(Benioffova subdukce)

Shrneme-li názory na vznik eklogitů v různých tektonometamorfních pozicích, můžeme rozlišit :

### I. eklogity korové

- vzniklé z hornin vhodného složení, gaber, bazických efuziv (např. spilitů) i sedimentů (lagunární jíly) progresivní metamorfózou v dosti širokém rozmezí metamorfních podmínek. Vzácně se uvádí horniny eklogitové facie jiného složení, vzniklé z peridotitů či kyselých hornin (jadeitové ruly);
- vzniklé z hornin pozměněných při metamorfóze metasomaticky (např. bimetatomatózou) z ultrabazik, jako restity z nichž byly leukokratní složky vytaveny, nebo ze zvětralých bazických hornin.

### II. eklogity plášťové

mají pyropový granát, primitivní distribuci REE a mohou vznikat:

- fázovým přechodem z gaber v hloubkách kolem 40 km (asociace plagioklas-amfibol se mění na pyroxen a granát);
- metamorfni přeměnou materiálu svrchního pláště;
- diferenciací svrchního pláště.

Plášťové eklogity jsou velmi těžké, mají vyšší hustoty, distribuci Mg, Fe odpovídající 1 200°C a více, o řád nižší obsah uranu než korové, atd. Plášťové eklogity se od bazaltů liší i chemicky. Mají sice shodný poměr Si/Al, ale méně alkálií, hlavně kalia a více hořčíku a méně železa. Patří k nim eklogity s rubínem, korundem (jejich granát má až 41 % grossulárové složky), grosydydy s pyraspitovými granáty, s kyanitem i diamantem. Složením však neodpovídají svrchnímu pláští, předpokládá se, že vznikají parciálním tavením granátových peridotitů. V pláští krystalují jen pyroxeny, ostatní minerály až v kůře. Odpovídají vyšší teplotě a o něco vyššímu tlaku než korové. Rozdíl též v obsahu radioaktivních prvků, korové eklogity mají o řád vyšší (0,1 - 0,8 g.t<sup>-1</sup>) než plášťové (0,04 g.t<sup>-1</sup>).

Vysokotlakové eklogity, které obsahují vysokotlaké minerály jako coesit nebo diamant, nebo častěji pseudomorfózy po nich, indikují extrémně vysoké tlaky, odpovídající hloubkám 90 až 100 km..

Také eklogity v Českém masívu jsou rozdílného původu. Kyanitové eklogity v kadomských metamorfitech (Krušné hory, Mariánské Lázně) jsou alpinského typu a jsou produkty polyfázové prográdní metamorfózy bazických vulkanitů a gaber. Ostatní výskyty moldanubických eklogitů zejména v rulách mohly vzniknout z nízkotlakovou přeměnou protolitu bazaltových žil a lávových proudů. Stáří ofiolitů a protolitu alpinotypních eklogitů je pravděpodobně svrchnoproterozoické. Procesy eklogitizace proběhly patrně v některé z hlavních fází hercynské metamorfózy (440 – 400 či 380 - 330 Ma). Eklogity spjaté s ultrabazity reprezentují primární plášťový materiál.

#### 10.4. Interpretace procesů probíhajících v Zemi

Vznik a vývoj jednotlivých obalů Země je důsledkem mimořádně složitých a stále ještě velmi málo známých procesů projevujících se pohybem hmot, přenosem energií a změnami fyzikálních polí ve svrchních obalech Země.

Všechny tyto procesy se nepochybně podílejí na diverzifikaci kůry, zejména jak kontinentální, tak oceánské. O procesech probíhajících v pláští a jádru toho stále ještě mnoho nevíme a všechny modely a propočty se opírají téměř výhradně o úvahy čistě teoretické. Není proto divu, že proti teoriím o rozsáhlé látkové diferenciaci pláště a jádra stojí představy o jejich látkové homogenitě popřípadě o významném přenosu pouze energie.

Zdrojem energie petrologických procesů v hlubinách Země je:

- energie gravitační, při níž dochází k pohybu těžších hmot k centru a lehčích k povrchu. Patří k nim především izostatické pohyby jednotlivých bloků v litosféře,
- energie diferenciacní, vznikající při fázových změnách, chemických pochodech při krystalizaci magmatu,
- energie rotační, vyplývající z rotačních pohybů Země kolem osy (odstředivá síla), kolem Slunce i kolem centra galaxie,
- energie tepelná, uvolňovaná rozpadem radioaktivních látek a snad i působením energie sluneční,
- energie slapových sil, zejména Slunce a Měsíce.

#### Přenos energie v litosféře

Základní význam pro vývoj litosféry má přenos tepelné energie. Jejím zdrojem je jednak Slunce, které ovlivňuje cyklus vody, erozi a všechny exogenní síly působící na povrchu litosféry, jednak vnitřní částí Země. Z hloubi Země pochází teplo uvolňované z jádra a spodního pláště, teplo vznikající radioaktivním rozpadem prvků a dále teplo vznikající třením horninových hmot při tektonických pohybech nebo v důsledku slapových sil Slunce a Měsíce, či teplo uvolňované při exotermických reakcích v litosféře. Dříve se uvažovalo i o možnosti uplatnění slunečního záření, to však bylo založeno na nesprávném energetickém bilancování chemických procesů v kůře.

Do vnějších obalů se tepelná energie dostává:

- Kondukcí, tzn. pronikáním hmotou, umožněnou interakcí atomů v litosféře. Konduktance se řídí kondukční rovnicí, z níž lze vypočítat rovnovážné geotermie. Tento způsob přenosu závisí na činitelích vnitřních (vodivost, měrné teplo, hustota) a vnějších (přínos tepla, rychlost eroze a ukládání, teplota povrchu aj.).
- Konvekcí se rozumí fyzikální (mechanický) pohyb horké hmoty (např. magmatu) v pláští a kůře.
- Radiací – zářením, např. slunečním.

- Advekcí – což jest speciální druh konvekce, při níž horké horniny jsou k povrchu přinášeny tektonicky či izostatickými silami.

Kondukční model přenosu tepelné energie je pravděpodobně hlavním činitelem při subdukcí, pohybu litosférových desek, apod. (obr. 10.22).

Pro přenos tepla v plášti existují dva základní modely. Buď jde o celoplášťovou konvekci, přinášející teplo od jádra k povrchu a pokles ochlazených proudů zpět k jádru, nebo o vícepásový model, kdy ke konvekční cirkulaci dochází mezi jádrem a pláštěm a odvozeně mezi pláštěm a kůrou. Pro druhou možnost svědčí zjištění mohutnějších severnějších větví vulkanických oblouků a degradovaných jižnějších, např. ve střední Evropě, jak na to upozornil Pouba (1966). Ukazují, že průměr cirkulace nepřesahuje 120 km a tedy zasahuje k astenosféře.

Kondukční vedení tepla jistě převládá v astenosféře a patrně i v plášti. Kondukční proudy mohou být i hlavní příčinou anizotropie některých částí pláště.

### Pohyb hmot

Přemísťování hmoty v litosféře je způsobeno různými hybnými silami, k nimž patří zejména odstředivé síly, izostace, změny tepelného pole a dalších polí fyzikálních (zejména tíhového pole, magnetického pole a elektrického pole) a nyní také umělé přemísťování hmot v důsledku industriální činnosti člověka.

Přemísťování hmot v litosféře má dvě formy – mechanickou a chemickou. Gigantické pohyby hmot k nimž dochází v litosféře se projevují v globálních procesech, jakými jsou např. subdukce oceánské kůry, pohyb (spreading) oceánské dna, pohyb kontinentů a litosférových desek (obr. 10.22.), orogeneze a všechny tektonické jevy s nimi spojené, vznik diapirů, intruzivní pohyb magmatu a v posledním období i umělé přemísťování hmot na zemském povrchu člověkem. Některé z těchto indikací nedovedeme ještě ani vysvětlit. Příkladem může být gigantický spirálový systém oceánských hřbetů kolem Austrálie, projevy tepelné inhomogenity pláště nebo skutečnost, že spodní hranice pláště odráží tvar geoidu. Poloha kontinentů se tedy protlačuje až do hloubky 2 900 km! O pohybu hmot svědčí také nepravidelnosti, které nejsou spojeny s vulkanickými procesy nebo se zemětřesením.

Všechny projevy pohybu hmot v litosféře se uplatňují v tlakovém poli svrchní části litosféry. Toto pole je výsledkem souhrnu napětí pohlcených v horninách z minulých období a současného napětí v litosféře.

### Diferenciace pláště a vznik inhomogenit

Dříve se předpokládalo, že plášť je do značné míry homogenní, alespoň v jednotlivých patrech. Argumentem byla značná stejnorodost hornin plášťového původu, zejména tzv. plášťových xenolitů (čtyřfázové lherzolity) ve vyvěřelinách různé geotektonické pozice. Geofyzikální data však ukazují, že plášť, zejména svrchní je značně nehomogenní. Jde o inhomogenity vertikální, kde hlavní příčinou jsou fázové změny hornin a minerálů, o variace plošné, které jsou ovlivněny metamorfózou nebo vznikem úseků odpovídajících magmatickým krbům a konečně strukturní, které se projevují anizotropní stavbou svrchního pláště. Ta se projevuje rozdílnými rychlostmi seismických vln v různých směrech (např. ve střední Evropě jsou maximální rychlosti vln P ve směru SV – JZ, odpovídajícím regionálním tíhovým anomáliím). Anizotropie pláště je vysvětlována zejména předností orientací olivínu.

Ke vzniku inhomogenit v plášti přispívají:

- subdukce oceánské litosféry a její důsledky,
- interakce mezi litosférou a astenosférou (respektive mezi svrchním a spodním pláštěm),
- mobilizace plášťových hmot.

Subdukční zóny přivádí do pláště více  $H_2O$  a  $CO_2$  než se vrací k povrchu magmatismem oblouků ostrovních. Dehydratace serpentinitu, chloritu a slíd v subdukovaných horninách v hloubkách do 150 km způsobuje metasomatické obohacení nadložních hornin pláště také o  $K_2O$  a LILE a podílí se na dehydratačním tavení v hloubce 60 – 90 km.

Pokud se voda dostane do větších hloubek (440 km) způsobuje tavení a výstup astenosférových chocholů, které reagují s karbonáty obohacenými svrchním pláštěm (vzniká kimberlitový nebo karbonatitový magmatismus, Thompson 1991).

Mechanismus uvolnění strukturně vázané vody v podmínkách svrchního pláště je zatím málo znám. Z experimentů vyplynulo, že v podmínkách svrchního pláště je nejstabilnější flogopit, který může při subdukcí přetrvávat do hloubek kolem 300 – 400 km. Jiné fylosilikáty (mstek, serpentinit) se rozkládají daleko dříve v hloubkách do 100 km.

## Mobilizace pláštěvého materiálu

Možnost tavení svrchnopláštěvého materiálu experimentálně modeloval Kushihiro (1973) na xenolitech spinelových peridotitů. Dospěl k závěru, že spinelové peridotity mohou být zdrojem bazaltových tavenin, při čemž granátové peridotity svrchního pláště jsou reziduem jejich vytavení. V případě nadbytku vodní páry a tlaku kolem 2,5 Kbar mohou být spinelové peridotity i původním zdrojem andezitových magmat vápenato-alkalické série. Z jeho práce vyplynulo, že přímým vytavováním mohou ze svrchnopláštěvého spinelového peridotitu vznikat tholeiitové, bazické vápenato-alkalické taveniny, ale jen výjimečně i taveniny intramediarní.

Pohyb hmot a energií v plášti vytváří pláštěvé proudy (hříby, chocholy jak se překládá anglické chimney, či rusky „mantijnaja struja“). Jde o hluboko v plášti zakořeněné vzestupné proudy horkého primárního materiálu sloupcovitého tvaru, které se při dosažení astenosféry počínají v podobě chocholu radiálně rozšiřovat. Vynášený materiál se má v astenosféře postupně rozptylovat, takže netvoří žádný sestupný proud jako v případě tepelné konvekce. Pláštěvé chocholy odpovídají izolovaným kladným tíhovým anomáliím a klenbám, z jejich rozměrů Morgan vyvodil průměr sloupců rovný asi 150 km. Domnívá se, že chocholy by mohly být jedním ze zdrojů hybné síly pohybu litosférických desek. Jako argumenty uvádí jejich soustředění na středooceánských hřbetech, spadání počátku jejich aktivity do období těsně před rozestupováním kontinentů a vypočtené hodnoty tlaku na litosféru. Vypočítává dokonce i celkové množství materiálu vyneseného 20 chocholy, které má činit 500 km<sup>3</sup>, za rok, což by odpovídalo obnově celého pláště každé 2 miliardy let (!). přes některé zřetelně přemrštěné závěry byla Morganova hypotéza akceptována většinou zastánců nové globální tektoniky, byla jimi vzápětí včleněna do celého systému neomobilistických představ.

V poslední době došla značné obliby představa o tzv. pláštěvé metasomatóze, tzn. o rozsáhlé látkové výměně mezi pláštěm a jádrem a mezi litosférou a astenosférou.

Pronikání svrchního pláště k povrchu v oceánech má:

- chemický charakter, kdy dochází k interpretaci, injekci nebo korozi a rozpouštění kůry – mediteránní typ
- mechanický charakter – rozpíná se stoupající astenolit po němž sklouzávají desky kontinentální kůry a otvírají tak cestu oceánské kůře – atlantský typ

Podle tohoto modelu je spodní plášť primitivní s obohacenou vrstvou a mnoha inhomogenitami uvnitř, obohacenými nebo ochuzenými (viz. Maxwell).

Podle jiného je kontinuální chemická výměna mezi jádrem a pláštěm a spodním a svrchním pláštěm. Podle dalších jsou hlavní magmatické rezervoáry ve svrchním plášti a spodní plášť je ochuzený krystalický zbytek ranné diferenciacie Země.

Kontroverze je v tom zda jádro a plášť jsou v rovnováze. Procesy subdukce ukazují na nerovnováhu, obohacení spodního pláště niklem naopak na tendenci k rovnováze.

Velmi významné pro petrologické modely jsou otázky distribuce fluidní fáze v litosféře.

V kůře směrem do hloubky ubývá fluidní fáze v horninách. Obsah plynné a kapalné fáze, především CO<sub>2</sub> a H<sub>2</sub>O se snižuje jak v případě volných (v puklinách a pórech horniny), tak i chemicky vázaných plynů a fluid (např. boru v mořských sedimentech, uhlíku, dusíku a síry v organogenních horninách a pod.). Např. podle Kozlovského (1984) se snižuje obsah vody v horninách v 12 000 m profilu vrtu SG 3 na Kole z 6,8 % při povrchu na 3,5 % ve střední části a 1,5 % ve spodní části. Ochuzování není rovnoměrné, ale závisí na celkovém obsahu fluidní fáze v horninách. Proto dochází k homogenizaci v obsahu těkavých látek mezi rozdílnými horninami. Obsah fluidní fáze v minerálech je určující pro jejich stabilitu v hloubce. Litostatický tlak a teplota se stávají bariérou a minerály, které obsahují fluidní fázi proto postupně vymizí. V těchto hloubkách, do nichž se horniny dostávají např. při subdukci mohou těkavé látky ovlivnit celý systém. Podle rozdílů v aktivitě vody rozlišuje Lutz (1974) několik facií typických pro hlubší části zemské kůry:

- granulitová facie, která je spjata s pohroužením hornin do různých hloubek, může být zastoupena v sedimentární vrstvě (např. v Českém masívu), v granit - migmatitové vrstvě (Aldan, Indie) a bazaltové vrstvě (Anabarský štít), kde je bez doprovodu migmatitů a granitů,
- facie eklogitoidních hornin s kritickou asociací granát + diopsid + plagioklas je vysokotlakovým ekvivalentem facií albit-epidotových amfibolitů, amfibolitové a granulitové,
- facie pláštěvých eklogitů zahrnuje pole grosspyditů (anortit + grossular + kyanit + křemen) a pole korundových eklogitů (granát + diopsid + kyanit + spinel). Hranice vůči korovým eklogitům je dána stabilitou Mg - amfibolu : amfibol + enstatit + granát + diopsid.

Wont a Degens (1983) předpokládají, že peridotit působí jako pufr. Při změně likvidus/solidus v peridotitové tavenině uniká voda a CO<sub>2</sub> vytváří karbonáty. Tato významná změna stavu nemusí proto

odpovídat přímo zvýšení P a T, ale nepřímo důsledkem přínosu vody a CO<sub>2</sub>. Při tom fázové změny vedou ve svých důsledcích k uvolňování vody, CO<sub>2</sub> a dalších plynů, kterým se ne zcela přesně říká juvenilní. O přínosu plynů z hloubky pláště svědčí však isotopové složení některých, např. helia, které je na zlomech hlubinného dosahu a zejména v riftových zónách výrazně obohaceno o těžký isotope <sup>3</sup>He (obr. 10.25.).

Dalším důkazem jsou pseudovulkanické krátery, vznikající tím, že plyny bez dalších vulkanických produktů, prorazí k povrchu. Takové struktury, dříve považované za impaktové jsou např. ve Finsku.

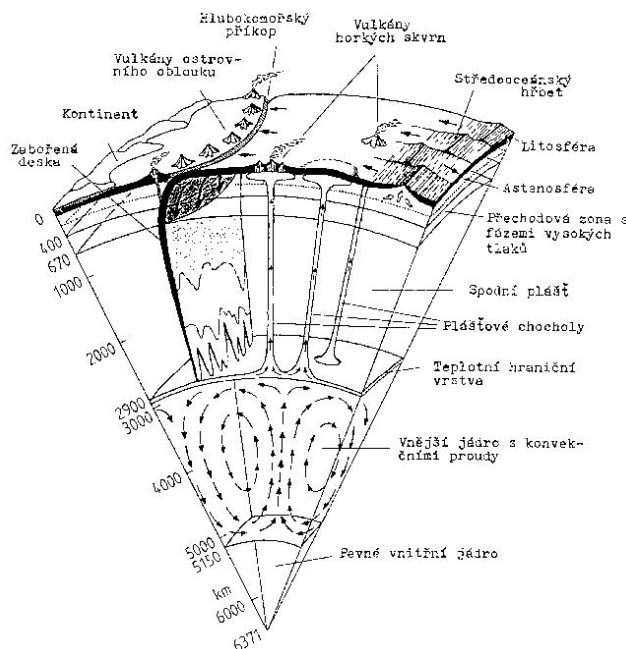
Podle některých názorů se v důsledku subdukčních procesů a obohacení svrchního pláště zvyšuje význam a obsah plynných látek ve vulkanické činnosti. Značná část je však zřejmě vázána přímo v plášti a aktivně ovlivňuje jednak mechanické vlastnosti hornin (pokud je pohlcena v jejich minerálech), podílí se na přenosu tepla a hlavně na vzniku magmat.

Magmata oceánských ostrovů jsou výrazně odlišná, snad v důsledku rozdílů ve složení pláště, způsobených subdukci v proterozoiku. K projevům těchto změn v dnešním složení magmat patří asociace trachybazaltů a trachyandezitů na Havajských ostrovech (HIMU, hawaiiit-mugearit) nebo bazalty obohacené radiogenními izotopy v pásmu oceánských ostrovů v jižním Atlantiku, Indickém oceánu a Jižním Pacifiku, označované jako DUPAL (Dupré, Allégre 1983), které indikují obohacení pláště v této oblasti o radiogenní prvky, projevující se zvýšenými poměry U/Pb, Th/U a Rb/Sr.

Obohacení některých magmat plášťového původu o radioaktivní prvky, ale i o další litofilní prvky vede k představě, že subdukováná kůra se stává v hloubce svrchního pláště plastickou, vlní se a v zóně styku pláště a jádra se vrstva zcela rozpouští a tím obohacuje o prvky pocházející z kůry tuto hlubokou zónu, jejíž mocnost se odhaduje na 100 – 200 km.

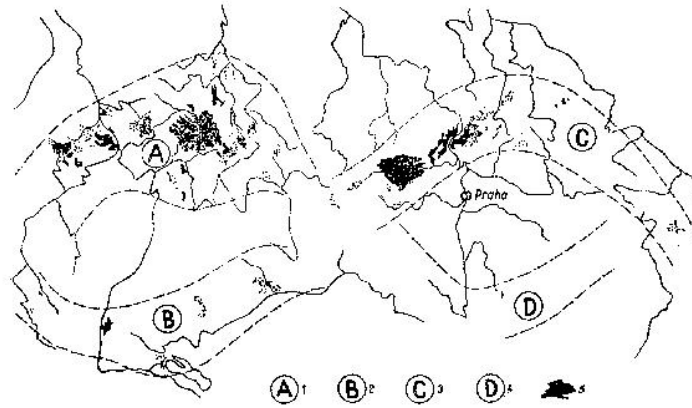
V případě správnosti takové úvahy by plášť byl vertikálně členěn na svrchní plášť obohacený o litofilní prvky, primitivní spodní plášť a zónu spodního okraje pláště (zóna D) ovlivněnou látkově litofilními prvky ze subdukové kůry.

Protože bez subdukce nedochází k přínosu tekavých látek, které jsou hybnou silou vzniku magmatu, na terestrických tělesech, kde nebyla subdukce (Měsíc, Mars), se magmatické procesy zastavily.



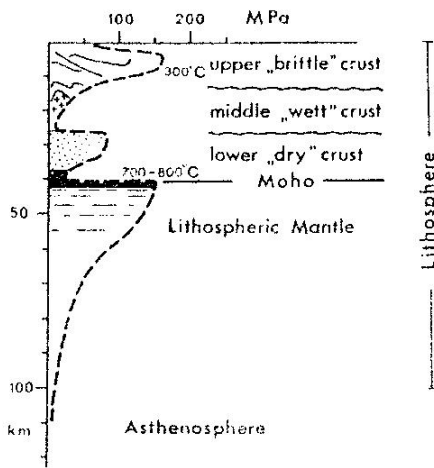
**Obr. 10.1.**  
Dynamický model Země (Strobach 1985).





**Obr. 10.2.**

Pásma neovulkanitů v Evropě, v nichž se vulkanity koncentrují v severních větvích, zatímco v jižních jsou indikovány hlavně jen indiciemi. A. severorýnský oblouk, B. jihorýnský oblouk, C. českoslezský oblouk, D. jihočeská zóna zmlazení, 5. neovulkanity.

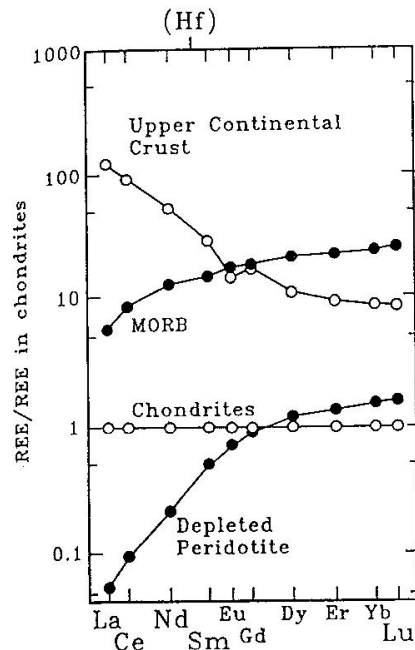


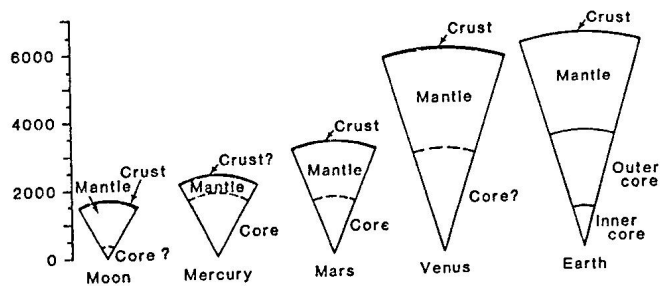
**Obr. 10.3.**

Změny v rheologických vlastnostech jednotlivých částí litosféry v závislosti na tlaku a hloubce (svrchní křehká kůra, střední kůra ještě obsahující vodu, spodní „suchá“ kůra, Mohorovičičova diskontinuita, litosférická část pláště, astenosféra (Weber 1986).

**Obr. 10.4.**

Obsahy vzácných zemin v pozemských horninách ve vztahu k primitivnímu obsahu v chondritech. Svrchní kontinentální kůra obohacená o lehké vzácné zemin, obsahy v chondritech = 1, a peridotit ochuzený o lehké vzácné zeminy (Lipin, McKay 1989).

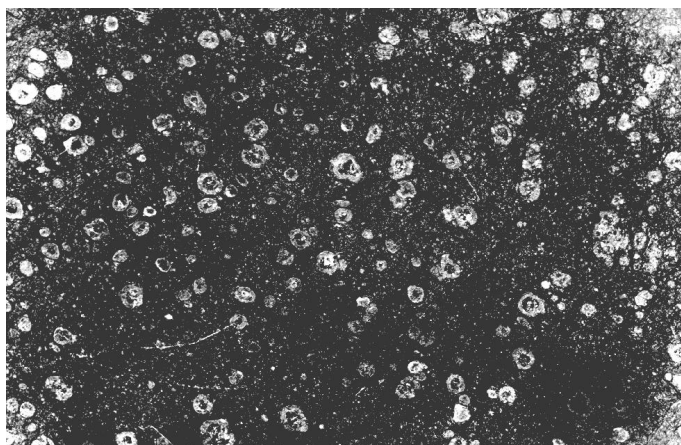




**Obr. 10.5.** Předpokládaná hlubší stavba vnitřních terestrických planet (poměr kůry, pláště a jádra) na Měsíci, Merkuru, Marsu, Venuši a na Zemi (podle hustotních a magmatických dat).



**Obr. 10.6.** Vulkanická aktivita na středooceánském hřbetu (riftu). Erupce lávy na hlubinných zlomech na Islandu (Krafla 1977).



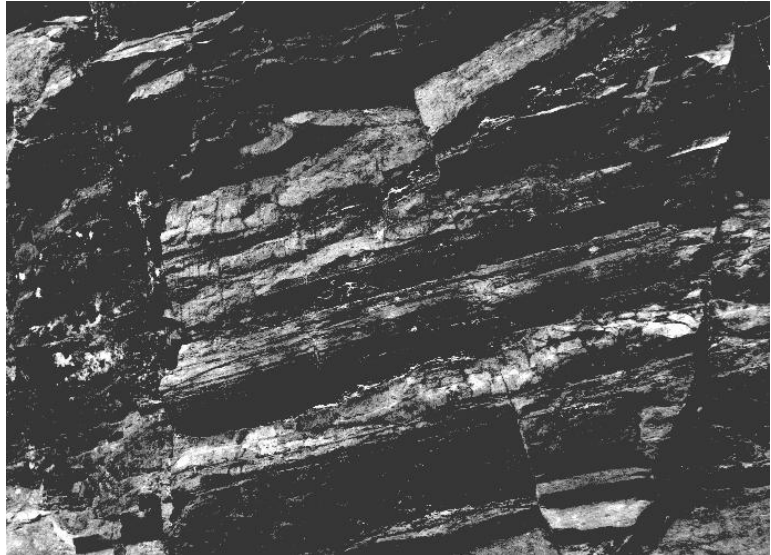
**Obr. 10.7.** Granátový peridotit s kelyfityvými lemy kolem granátu. Vrt TS Staré, hloubka 650 m. Z materiálu I. Kopeckého, foto B. Matoulková.

**Obr. 10.8.** Uspořádání ultra-bazických hornin do pásů v české části moldanubika.



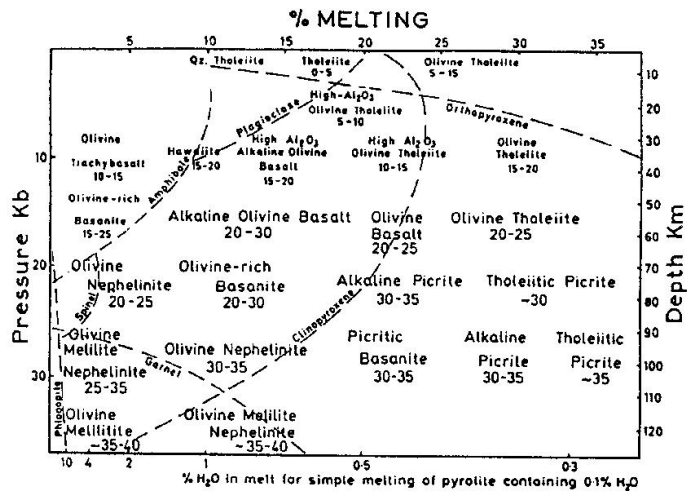
**Obr. 10.9.**

Vrásky v granátovém serpentinitu. Bořetice u Kutné Hory. Foto B. Matoulková.



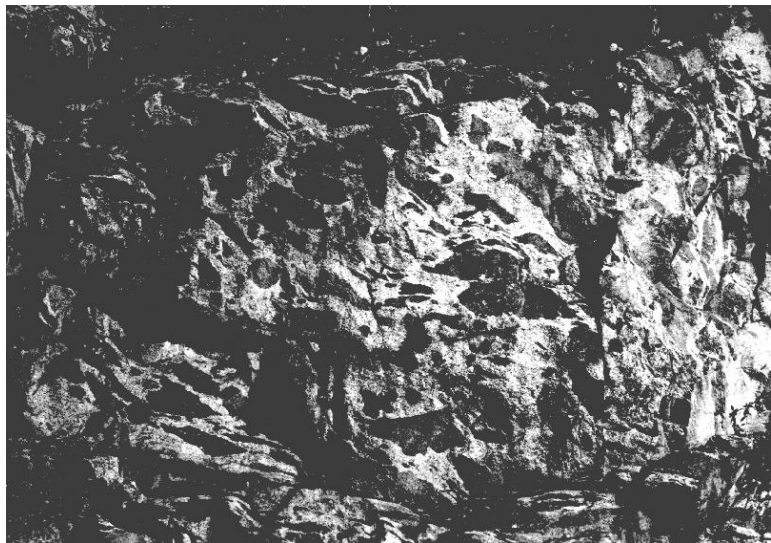
**Obr. 10.10.**

Složení bazických magmat v závislosti na hloubce (tlaku) a obsahu vody (= vody v tavenině pro modelové tavení, pyrolitu obsahující 0,1 % H<sub>2</sub>O). čísla u hornin udávají % normativního olivinu, čárkovaně pole stability minerálů (Green 1971).

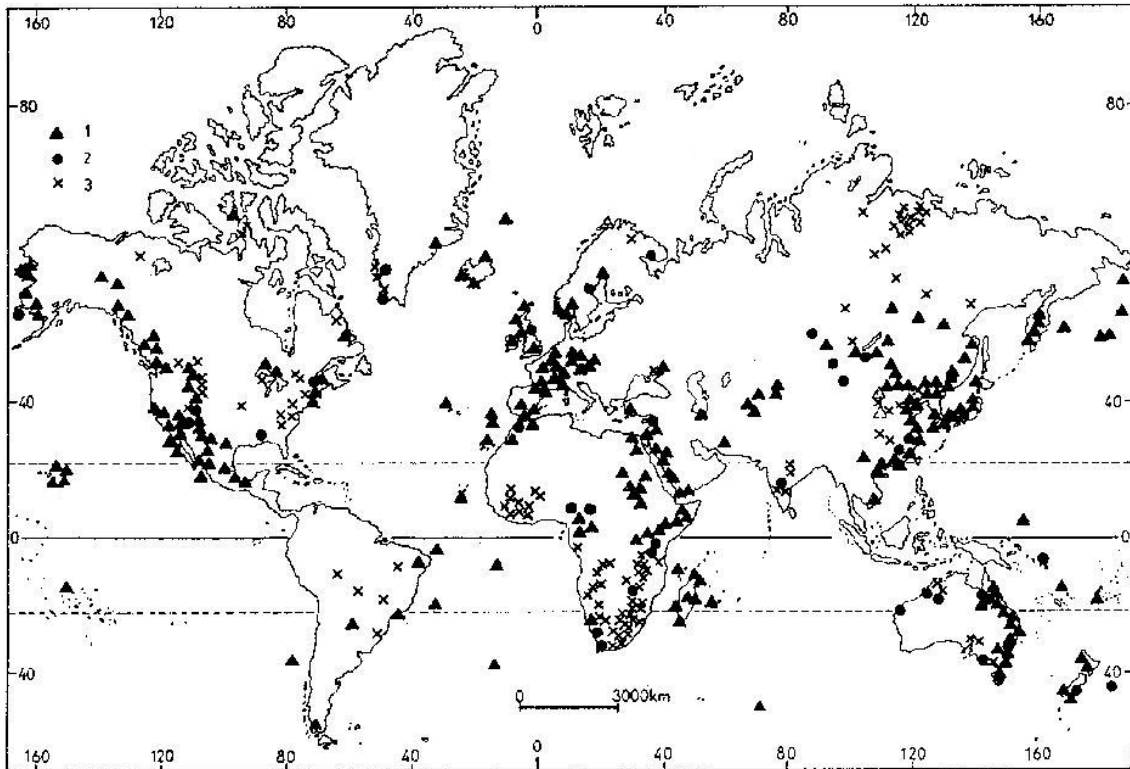


**Obr. 10.11.**

Bazické uzavřeniny v křemenovém dioritu sázavského typu. Lom Teletín u Labské přehrady. Foto J. Svoboda. Průměrná velikost cca 0,5 m.

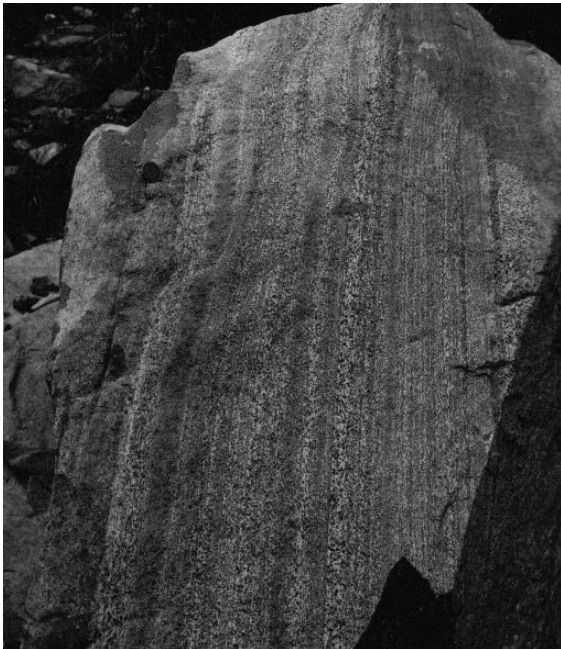






**Obr. 10.12.**

Výskyt plášťových xenolitů ve vulkanitech (Nixon et al. 1987), 1. xenolity v alkalických bazaltoidech, 2. xenolity v lamproidech, alnöitech apod., 3. xenolity v kimberlitech.



**Obr. 10.13.**

Páskovaný eklogit z lokality Borek u Chotěboře. Foto B. Matoulková.



**Obr. 10.14.**

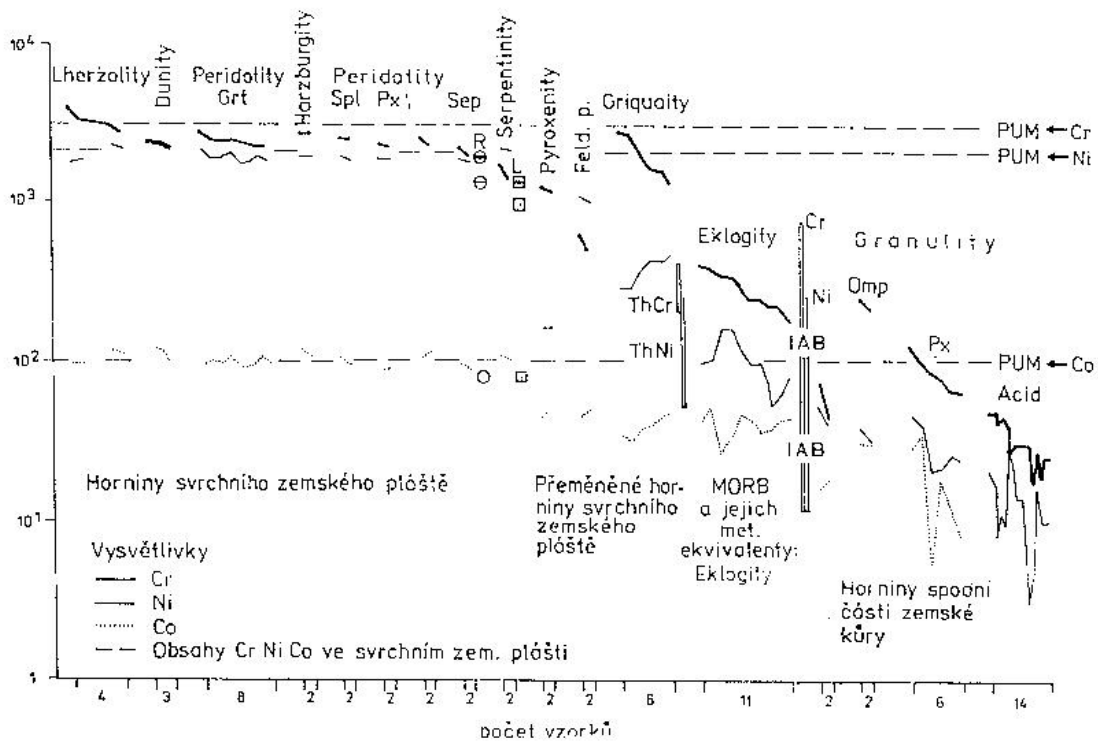
Uzavřenina weinsberského typu a migmatitu v mrákotinském granitu moldanubického plutonu na lokalitě Mrákotín.

P-T estimations of Czech and Moravian mantle rocks

	T °C	P GPa	Source
<b>Ophiolite complexes</b>	?	?	—
<b>Eclogites</b>			
1. Eclogites from the basement of the České Středohoří Mts., Staré, T-7	800—980	—	Fiala, Paděra, 1984
2. Eclogites connected with moldanubian peridotites	800—900	2	Machart, 19812
3. Moldanubian eclogite from Nové Dvory	1030—1150	—	Jelínek, 1985
4. Minimum and maximum average value of 41 moldanubian eclogites	900—1150	2,5	Fediuková, 1989
<b>Peridotites and related rocks</b>			
5. Pyrope-dunite, Staré, T-7	1070—1128	—	Fiala, Paděra, 1977
6. Garnet-peridotite Mohelno	1060—1123	1,8	Dobretsov, Misař, Popov, 1984
7. Moldanubian rocks of spine-peridotite facies in paragneiss and migmatites	800—950	2	Machart, 1984
8. Moldanubian garnet-peridotites in granulites and Gföhl gneisses	1000—1050	2,5—3,5	Machart, 1984
9. Moldanubian garnet-peridotites and pyroxenites connected with eclogites	900—1300	2,6—4,3	Medaris, 1985
10. Moldanubian rocks of garnet-peridotite facies including eclogites	1030—1200	3	Machart, 1984
<b>Inclusions</b>			
11. Pyroxenite in granulite, Bory area	1090	2,5	Šanc, Rieder, 1983
12. Pyroxenite in peridotite, Sykovec	1290	2,3	Šanc, Rieder, 1983
13. Garnet-peridotite in granulite, Bory area	1190—1278	3,5	Misař, Jelínek, Jakeš, 1984
14. Lherzolite in granulites of Blanský les massif	1050	1,7	Frýda, 1985
<b>Lherzolite nodules in young basalts</b>			
15. North Bohemia	1243	1,77	Vokurka, Povondra, 1983
16. North Moravia	1100	2,4	Fediuk, Fediuková, 1985, 1988

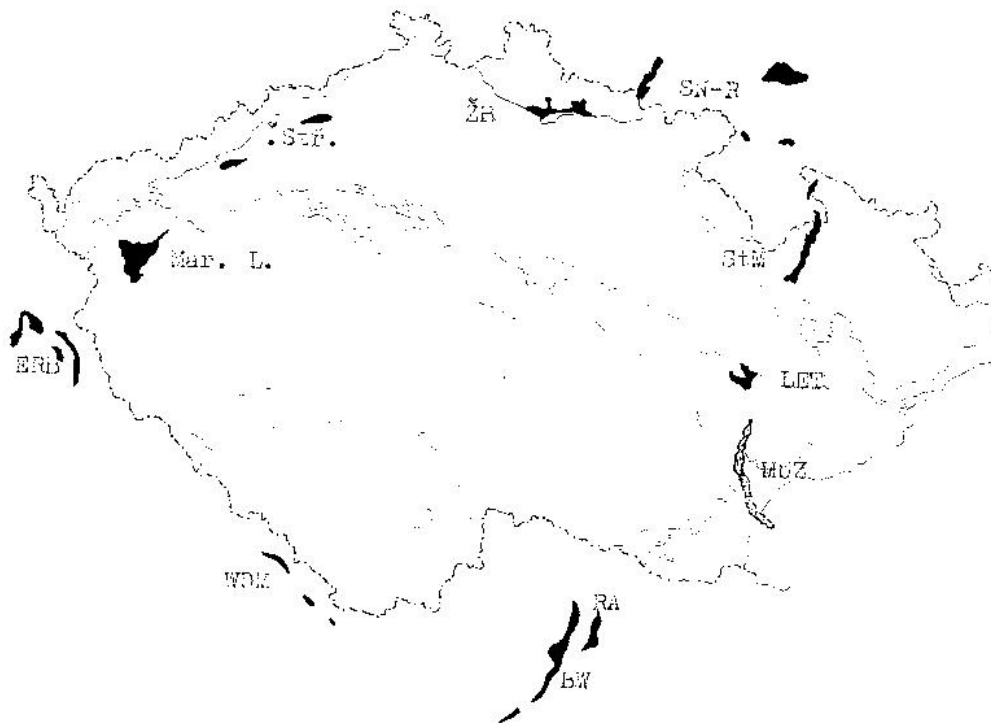
**Obr. 10.15.**

Přehled geotermických a geobarických dat hornin předpokládaného hlubinného původu na území Čech a Moravy (Fediuková 1998).



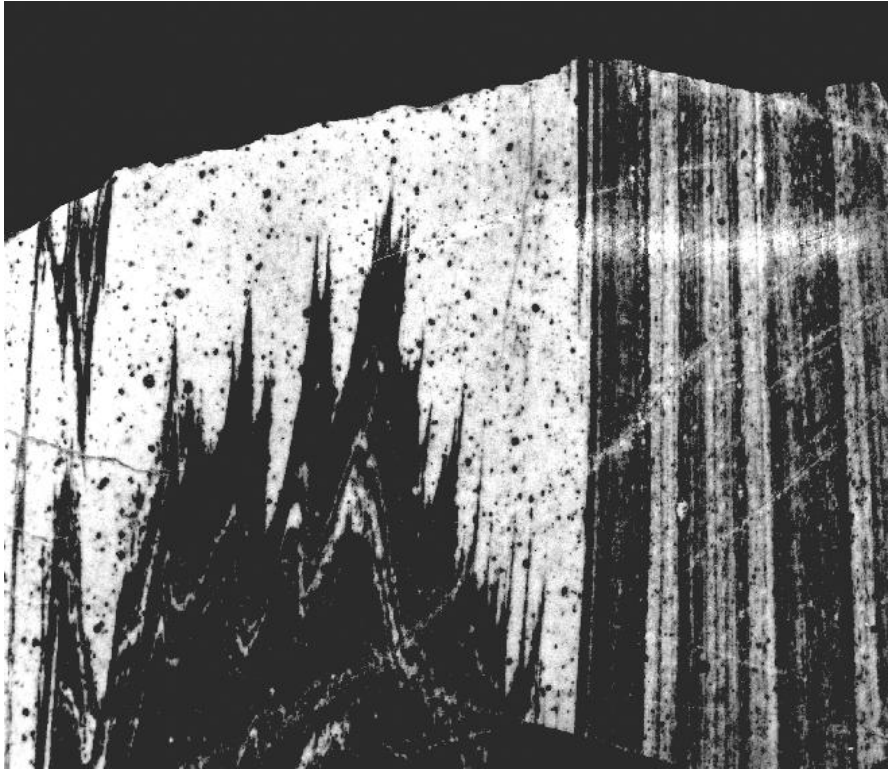
**Obr. 10.16.**

Obsahy indikačních prvků Cr, Ni a Co v horninách předpokládaného hlubinného původu ve srovnání s jejich obsahy v plášti (Pouba 1980).



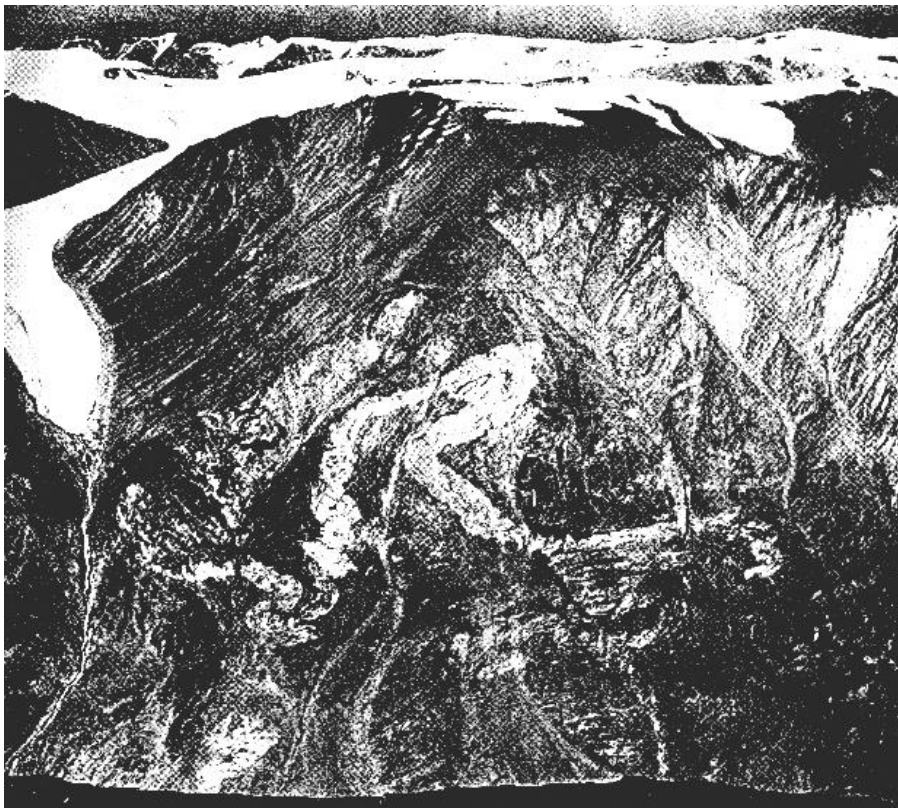
**Obr. 10.17.**

Ophiolitové komplexy Českého masívu. ERB = Erbendorf, Mar. L. = mariánskolázeňský, Č. Stř. v podloží Českého Středohoří. ŽB = železnobrodský, Sn-R = komplexy na polském území, StM = staroměstské pásmo, LET = letovický, MbZ = metabazitová zóna brněnského masívu, RA a BW = komplexy na rakouském území.



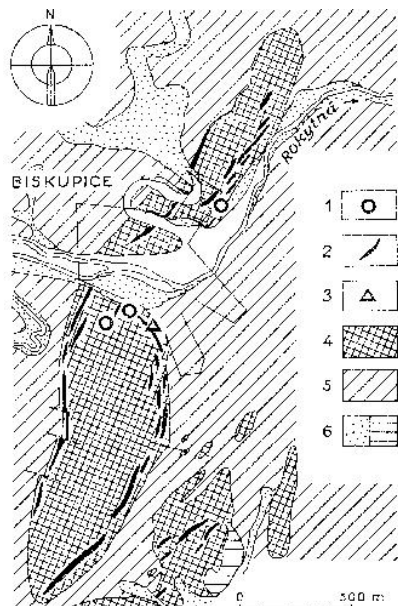
**Obr. 10.18.**

Reliktní stavby v granulitech. Světlé pásky jsou tvořeny granátovým granulitem, tmavé granát-biotitovým. Obsah granátu v obou typech je zhruba stejný. Z materiálu prof. Dr. Misaře, údolí Jihlavky u Mohelna („bývalý“ Hanušův lom). Foto B. Matoulková.



**Obr. 10.19.**

Struktury indikující výzdvih v migmatitech jižního Grónska.

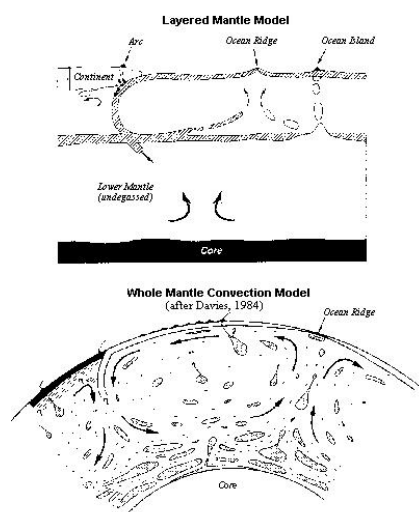


**Obr. 10.20.**

Výskyty serpentizovaných peridotitů a s nimi spjatých eklogitických hornin u Biskupic (moldanubikum jihozápadní Moravy) (podle Dudka a Fediukové 1977). 1. griguarity, 2. eklogity, 3. páskované eklogitické horniny, 4. serpentizované peridotity a hadce, 5. gřbňské ruly, 6. hlíny a spraše.

**Obr. 10.21.**

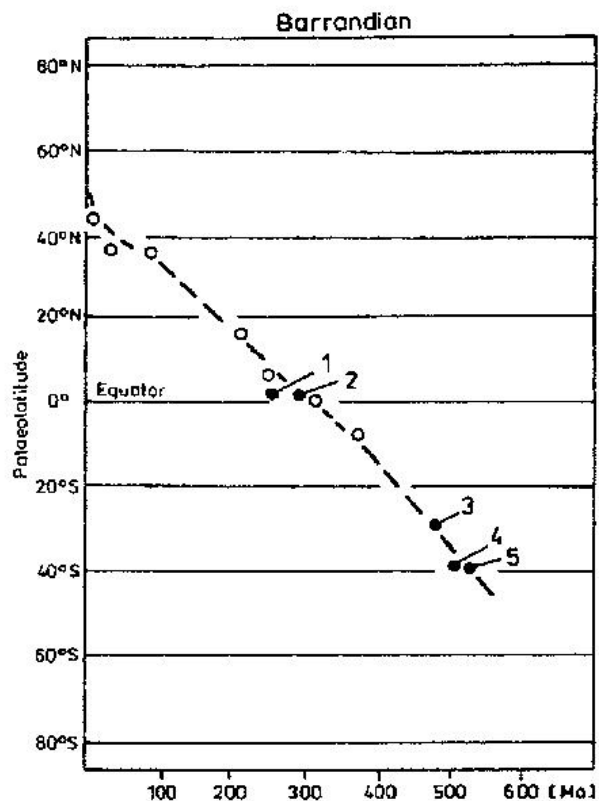
Uzavřenina eklogitu v leukokratiní rule. Vrbový mlýn u Kutné Hory. Foto B. Matoulková.



**Obr. 10.22.**

Dva modely ukazující možné migrace hmoty a energie v plášti. Těmito modely jsou pásový model konvekčního proudění a model celoplášťové konvekce. Oba modely nicméně zároveň vycházejí z předpokladu heterogenity přes  $10^9$  let časové škály.



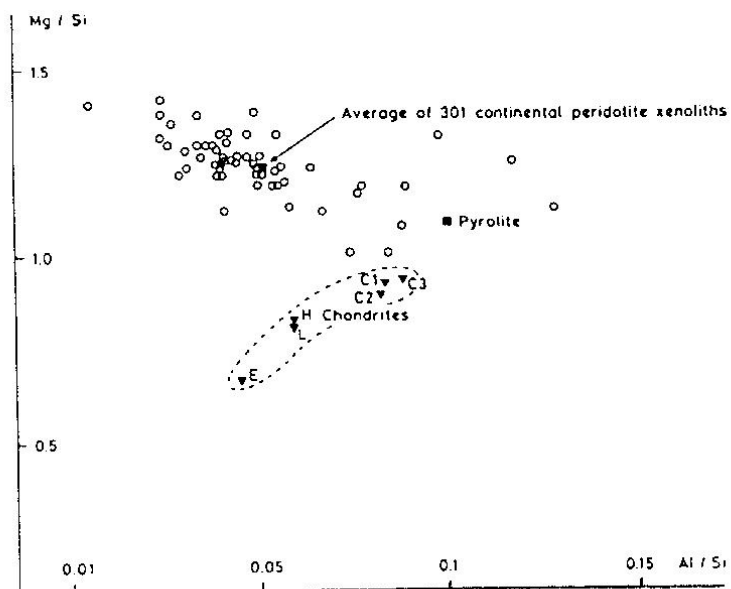


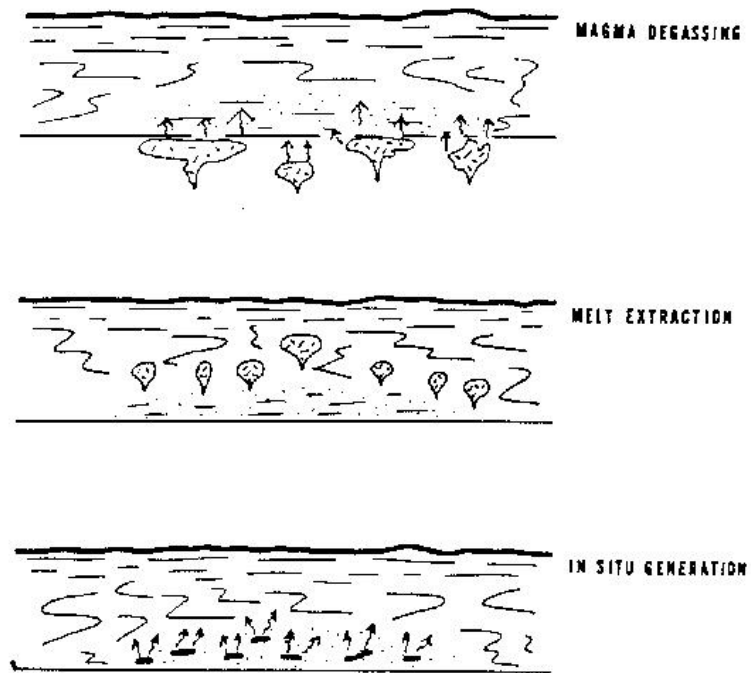
**Obr. 10.23.**

Pohyb litosférických desek indikovaný paleomagnetickými daty z barrandienu během posledních 600 miliónů let.

**Obr. 10.24.**

Složení xenolitů odvozených ze svrchního pláště neodpovídá ani pyrolitu (modelové složení svrchního pláště) ani primitivnímu složení chondritů (Wedepohl 1987).





**Obr. 10.25.**

Schéma možných hlubinných zdrojů fluid (odplyněním pláště, uvolněním z magmatu, uvolněním z tavenin, uvolněním z korových hornin).

## 11. Vybrané kapitoly o vyučování petrologie



*Vyučování petrologie při exkurzi studentů Karlovy univerzity vedené prof. Kettnerem*

## 11.1 Úvod

Didaktice petrologie v systému geologických věd je odborníky geology věnována menší pozornost. Příčiny jsou různé - od nedoceňování po nezájem, zpravidla však souvisí s preferencí odborného zaměření. Obor didaktiky petrologie, stejně jako celkově didaktika geologie, nejsou v současné době ani publikačně považovány za tak přitažlivé. Chybí garance a respekt našich předních odborníků a možná právě proto v tomto hraničním pedagogickém a geologickém vědním oboru vidí svou perspektivu jen málo odborníků. Tyto a další důvody ve svém důsledku znamenají, že dosud nedošlo ani k pokusu o akreditaci jako dílčího geologického vědního oboru. To vnímají učitelé didaktiky geologie, jimiž jsou prakticky jen jednotlivci z učitelských fakult vysokých škol, jako hlavní překážku svého kvalifikačního růstu v oboru, jeho většího společenského uznání, autority a dalšího rozvoje, jenž by nezaostával za teorií vyučování geologickým vědám ve vyspělém zahraničí. Současný neuspokojivý stav se může nepříznivě projevit i v praxi na základních školách.

Na pedagogických a přírodovědeckých fakultách v ČR, kde se připravují budoucí učitelé přírodopisu základních škol, je součástí jejich studia rovněž neživá příroda – základy mineralogie, petrologie a přehled ostatních dílčích oborů geologie. S tímto studiem začínají vysokoškoláci, až na vzácné výjimky, s minimálními vědomostmi o neživé přírodě. Důvodem je, že na převážné většině středních škol se geologie nevyučuje a znalosti z deváté třídy základní školy s několikaletým časovým odstupem zákonitě slábnou. Lépe jsou na tom jen ti, kteří se o neživou přírodu sami již dříve zajímali a čerpali informace z mimoškolních zdrojů. Vzhledem k tomu, že podle současných učebních plánů, např. pedagogické fakulty MU v Brně, je možné věnovat čas neživé přírodě v rámci čtyřletého studia přírodopisu pro základní školy (obor biologie v kombinaci s druhým předmětem) jen v rozsahu čtyř hodin týdně v prvním a druhém semestru plus pětidenní terénní praxe, nelze se studenty dosáhnout více, nežli jen jejich základních odborných a metodických vědomostí a dovedností. Zda to postačuje nebo ne je předmětem diskusí. Silné jsou hlasy, že v zájmu praxe je, aby měli nastupující učitelé přírodopisu hluboké odborné vědomosti, což většinou mají, a mnohem kvalitnější metodickou průpravu již z vysoké školy, což většinou nemají. Aby absolventi s vědomostmi později v praxi na základních školách vůbec uspěli, musí se sami ještě dále vzdělávat a především získávat metodické a didaktické zkušenosti.

Studium učitelství přírodopisu na pedagogických fakultách kterékoliv naší vysoké školy má na rozdíl od odborného studia geologických věd na přírodovědeckých fakultách UK Praha a MU Brno tu specifiku, že poskytuje svým studentům vyvážené základní teoretické a praktické vědomosti z geologických věd, spolu s teorií vyučování základům těchto věd na našich základních školách. Konkrétně to znamená, že student učitelství přírodopisu na pedagogické fakultě si musí pro praxi na základní škole v daném čase osvojit základní teoretické vědomosti, musí se prakticky naučit poznat nebo podle určovacího klíče umět určit hlavní anorganické přírodní látky. Především se však musí již v rámci vysokoškolského studia seznámit s obecnou pedagogikou, psychologii a předmětovou didaktikou živé a neživé přírody. Podstatné je, aby budoucí učitel věděl, jak žáky na základní škole vzdělávat aby měli potřebné teoretické a praktické vědomosti, dovednosti a návyky ze základů geologických věd. S tím je úzce spojen výchovný aspekt formování osobnosti žáka – porozumění souvislostí, vývoje i vztahů v živé a neživé přírodě, vytváření pozitivního vztahu žáka k ní a její ochraně. Cílem, obsahem a prostředky se tak zásadně odlišuje dlouhodobě ověřené a osvědčené poslání pedagogických a přírodovědeckých fakult při formování profilu absolventa - učitele přírodopisu pro základní školy a odborníka v konkrétním oboru geologie.

## 11.2 Geologické vědy ve vývoji našeho školství

### 11.2.1 Počátky přírodopisného vyučování v 18. a 19. století

Dílčí poznatky o neživé přírodě se v malé míře objevovaly v učivu na rakouských školách již v 18. století. Přírodovědné učivo se po zestátnění a zreformování školství za Marie Terezie (1740 – 1780) objevovalo pouze ve 3. třídách hlavních škol a omezovalo se jen na nejdůležitější poznatky o přírodě, s nepatrnými zmínkami o nerostech. Učilo se většinou předčítáním a ukázkami na obrázcích, zřídka na přírodninách samých.

Školský kodex, vydaný za Metternichovy vlády (1805), odstranil i tuto trochu přírodovědného vyučování, neboť v něm neshledal žádný výchovně vzdělávací význam. Neutěšený stav trval i na gymnáziích, zvláště po roce 1819, kdy z učebního plánu bylo veškeré vyučování přírodním vědám

vyloučeno. Skrovné počátky vyučování o neživé přírodě byly odrazem tehdejšího stavu vývoje geologických věd. V 18. století se jako první z nich začala utvářet v samostatnou vědu mineralogie. Podle K. Linného botanické a zoologické soustavy vypracoval systém nerostů F. Mohs (1773 – 1839). Systémy obou těchto autorů byly pouze popisné, bez zkoumání hlubších genetických vztahů a bez poznání souvislostí.

Školskou reformou z roku 1849 byl mezi učební předměty reálek a nově zřízených osmiletých gymnázií zařazen jako samostatný předmět též přírodopis. Učivo z geologických věd, které tvořilo jeho součást, bylo však rozptýleno do jednotlivých ročníků. Základem bylo Linného a Mohsovo metafyzické nazírání na přírodu. Genetické hledisko bylo tvrdošijně odmítáno, zvláště církevními kruhy. Hlavní obsahovou náplní byla mineralogie (systém a geometrická krystalografie) a petrografie. Předchůdkyní dnešní petrologie byla v té době geognosie. Pod tímto názvem, jehož původcem byl zakladatel neptunismu (učení o tom, že všechny horniny i celá Země vznikly z vodných roztoků mechanickými a chemickými procesy) A. G. Werner (1749 – 1817), zpravidla uváděl jednoduchý popis hlavních druhů hornin, popř. jejich úložné poměry a výčet horninových formací. Tomuto statickému, popisnému pojetí odpovídal obsah přírodovědných učebnic a verbální způsob vyučování.

Ve druhé polovině 19. století byla zastaralá geognosie vývojem vědeckých poznatků překonána a její místo zaujala samostatná věda geologie. Byly zakládány geologické ústavy a zřizovány stolice geologie na vysokých školách. Roku 1860 napsal Jan Krejčí první českou vysokoškolskou učebnici tohoto druhu – Geologii.

Základní školský zákon z r. 1869 zreformoval pronikavě národní školství. Mezi učební předměty byly zařazeny také reálie, poskytující nejdůležitější poznatky z přírodovědy. Základní poznatky o nerostech a horninách byly vyučovány podle učebnice P. Jedličky – Přírodopis pro školy obecné a měšťanské. Obsaženy byly v učivu 3. až 5. ročníku, v 6. až 8. ročníku se pak učivo prohlubovalo. Na takto nově pojatém přírodopisném vyučování měl velkou zásluhu německý metodik A. Lueben (1804 – 1873), v jehož učení se odrážely ideje J. A. Komenského a J. J. Rousseaua, aby vyučování o přírodě začínalo již od nejnižších ročníků a vycházelo z dětské zkušenosti, vlastního pozorování a intelektuálního vývoje dítěte.

Zákon z roku 1869 změnil rovněž učitelství na čtyřleté instituce, které měly v učebním plánu také přírodopis. Pokroky v geologických vědách a jejich vzrůstající dynamické pojetí se výrazně odrážely na středních školách, na nichž docházelo ke zlepšení i v prostředcích vyučování. Stále více se zdůrazňovaly fyzikální a chemické vlastnosti nerostů, význam hornin a jejich vztahy. Učitelé měli možnost zavádět i praktická cvičení a organizovat exkurze, čímž se vyučování stávalo názornějším. Přibývalo i nových učebnic.

Na přelomu 19. a 20. století dále oživily přírodopisné vyučování nové metody německých učitelů. F. Junge (1832 – 1905) a později O. Schmeil (1860 – 1943) rozvinuli tzv. biologickou metodu, která vycházela z výkladu života organismů. Jejich nové pojetí pronikalo do našich škol uprostřed diskusí jen zvolna a podporovalo i snahy o dokonalejší vyučování geologickým vědám. Nová metoda vyzdvihla především dosud přehlížený princip příčinné souvislosti jevů v neživé přírodě a proto se začaly studovat nerosty a horniny z hlediska vzniku a přeměn. Náročnější pojetí výuky si vyžádalo i zvýšenou péči o učební pomůcky. Školy si opatrovaly mineralogické, petrografické a paleontologické sbírky, a to nejen demonstrační, nýbrž i pracovní s multiplikáty, aby žáci mohli přírodniny sami poznávat a zkoumat jejich vlastnosti.

### 11.2.2 Vyučování základům geologických věd ve 20. století

V prvních letech ČSR se organizace a učební plány všeobecně vzdělávacích škol příliš nezměnily. V nižších ročnících středních škol se mineralogii vyučovalo nadále ve spojení s převládající chemií. Významného postavení dosáhla geologie s petrologií ve vyšších ročnících gymnázií, kde byla zařazena do 8. ročníku jako závěr celého přírodopisného vyučování. Stejně tak se dělo i na reálkách a učitelstvích ústavech. Čilý reformní ruch přinesla našemu školství v meziválečném období léta třicátá, kdy se postavení geologických věd ve výuce dále posílilo v úsledku přijetí „Normálních učebních osnov pro měšťanky“ z r. 1932. V mineralogii se věnovala větší pozornost vzniku nerostů a objevovaly se první počátky strukturní krystalografie. Petrografické učivo se dostalo na odpovídající moderní úroveň. V geologii již byly zastoupeny všechny hlavní obory – obecná geologie (strukturní i dynamická), historická geologie s vývojově pojatou paleontologií, geologie Československa i užitá geologie. Po II. světové válce se na našich školách vyučovalo podle přechodných plánů a osnov. Pro potřeby měšťanských škol napsal F. Němec příručky Geologie (1946) a Chemie a mineralogie (1947),

obě s pracovními sešity. Reálky zanikly a na gymnáziích se užívalo dotisků učebnic G. Daňka, L. Slavíkové a V. Čecha. Zvýšení společenského významu geologie, energetiky a těžby nerostných surovin pro těžký průmysl po roce 1948 znamenalo posílení role geologických věd na všech typech a stupních našich škol (na středních školách však jen asi deset let). Na osmiletých středních školách (obdoba dnešních základních škol) se mj. od té doby svépomocně pořizovaly multiplikáty nerostů a hornin pro žákovské pracovní sbírky. Přínosem pro laboratorní práce se staly klíče k určování nerostů a hornin, resp. klíče kurčování zkamenělin, sestavené koncem šedesátých let F. Němcem (v roce 1993 v reedici). Začaly se hojněji konat i vycházky a exkurze.

Vyučování geologickým vědám mělo po roce 1960 stále se zlepšující podmínky. Školy měly základní učební texty, rostlo vybavení sbírkami, krystalografickými a geologickými modely, nástěnnými tabulemi, obrazy a přístroji, vědeckou a populární geologickou literaturou, rostl počet určovacích klíčů, atlasů, geologických map, stát svým podnikem Komenium částečně bezplatně či velmi levně dodával školám přírodniny, modely, filmy aj. pomůcky. Předmět v té době vyučoval relativně dostatečný počet vysokoškolsky vzdělaných učitelů.

Na základních devítiletých školách (ZDŠ) se vyučovala mineralogie, geologie a vývoj života podle velmi dobré Paukovy učebnice Přírodopis 9 z roku 1965 (známé podle červené vazby). Učební plány, osnovy a hlavně vyučování přírodopisu s uvedeným obsahem byly však v té době, na rozdíl od nynějšího volnějšího pojetí, zcela závazné a často inspekčně kontrolované. Na předmět připadaly v 9. ročníku plně vyhovující 2 vyučovací hodiny týdně, plus vycházky. Horší situace od počátku šedesátých let byla na tříletých středních všeobecně vzdělávacích školách (SVVŠ), kde byl geologický obsah rozptýlen do jiných přírodovědných předmětů. Tato nedobrá situace přetrvává na našich středních školách prakticky dodnes, důsledkem jsou ony slabé vědomosti maturantů. Relativně dobrá situace ve vyučování neživé přírodě v rámci přírodopisu byla od počátku osmdesátých let dodnes na základních školách. Dřívější Paukovu učebnici nahradila modernizovaná Vališova učebnice Přírodopis 8 z roku 1983 (v bílé vazbě) – s kapitolami: Neživá příroda a její vztah k přírodě živé, Jak se utvářela naše Země, Z čeho se skládá zemská kůra, Geologické děje, Vývoj zemské kůry a života na Zemi, Pohled na geologickou mapu Československa, Člověk využívá bohatství neživé přírody, Země – životní prostředí člověka. Úroveň vybavení základních škol různými geologickými pomůckami zřejmě dosahovala vrcholu. Od té doby nastal pozvolný kvalitativní pokles a ani možnosti multimediální modernizace vyučování, kterou dnes umožňují např. osobní počítače, základní školy jako celek v potřebné míře dosud nezachytily. Geologický obsah ze závěrečného 8. ročníku přešel koncem devadesátých let do znovu zavedeného 9. ročníku. Dočasně se nadále využívají uvedené Vališovy učebnice Přírodopis 8, které jsou učitelskou veřejností považovány za velmi dobré.

### 11.2.3 Přírodovědné vzdělávání na základních školách po roce 1990

K dosažení základního vzdělání slouží u nás v současné době tři různé programy – Základní škola, Obecná škola a Národní škola. Cílem každého je vytvářet základy moderního všeobecného vzdělávání. Rozdíly mezi nimi nejsou ani tak v obsahu, jako v pojetí a organizaci vyučování. Každý z uvedených programů upravuje vlastním způsobem dané předmětové standardy, učební osnovy pro jednotlivé ročníky a také učební plány. Všechny tři programy mají na konci 5. a 9. ročníku srovnatelné výstupy, aby zajistily propustnost mezi jednotlivými programy.

V programu Základní škola je vyučovací jednotkou hodina, v programech Obecná škola a Národní škola se vyučuje v blocích. Program Národní škola nedoznal nikdy výrazného rozšíření, od programu Obecná škola koncem devadesátých let z nejrůznějších důvodů přecházejí učitelé k programu Základní škola.

Program Základní škola je v současné době nejužívanější, jeho osnovy (schválené v roce 1996) je možno považovat za nejpracovanější a v biologicko-ekologických a geologicko-ekologických disciplínách dává i možnost výběru několika řad učebnic. V rámci nich nejužívanější s obsahem učiva o neživé přírodě jsou:

1. pro žáky základních škol a nižších ročníků víceletých gymnázií  
-Černík V., Martinec Z., Vítek J.: Přírodopis 4 pro 9. ročník ZŠ – mineralogie a geologie se základy ekologie. SPN Praha, 1998
2. pro žáky základních škol a víceletých gymnázií pro vyučovací předmět přírodopis s dobou platnosti 6 let  
-Čílek V., Matějka D., Mikuláš R., Ziegler V.: Přírodopis IV pro 9. ročník ZŠ. Scientia s.r.o. PN Praha, 2000

Navíc existují upravené osnovy tzv. Ekologického přírodopisu s ještě výraznějším akcentem na ekologické pojetí výuky přírodopisu.

Prvotní petrografické a obecně geologické poznatky získávají žáci již ve 4. a 5. ročníku částečně v předmětu Vlastivěda a plně v předmětu Přírodověda. Vlastivěda přináší základní poznatky o významných přírodních, hospodářských, společenských, kulturních a historických faktorech života lidí, o výsledcích jejich činnosti (z tématik: Místo, kde žijeme – kromě jiného chráněná území, Životní prostředí místa a ČR, Naše vlast – přírodní podmínky, vodstvo, rostlinstvo a živočišstvo). Přírodověda je syntetický předmět zaměřený na rozvíjení schopnosti aktivně poznávat přírodu, člověka, jím vytvořený svět i prostředí, v němž žije. Cílem celé výuky je, aby žáci získali základní vědomosti o Zemi a jejích zdrojích, člověku a technice s tím, aby poznali základní jevy a vztahy v živé a neživé přírodě, poznávali souvislosti mezi organizmy navzájem, organizmy a prostředím i mezi člověkem a ostatní biosférou. Na základě poznatků jsou rozvíjeny jejich schopnosti pozorovat a zkoumat přírodu a přiměřeně věku řešit úkoly a problémy. Dalším výstupem je postupné upevňování kladného vztahu k přírodě, zdravému způsobu života a k ochraně životního prostředí (témata: Země ve vesmíru, Neživá příroda, Rozmanitost přírody, Rostliny a živočichové v zimě, Přírodní společenstva na jaře, Třídění organismů, Rozmanitost podmínek života na Zemi, Člověk, jeho životní podmínky a vztahy k prostředí). Jednotlivá témata je možno libovolně přeskupovat, nejvhodnější však je zachovat sezónní princip. Výrazně se využívá regionální princip, což umožňuje maximum práce s přírodninami, pozorování, srovnávání a další aktivní činnosti.

Ve zbývajících ročnících (6.– 9.) se přírodovědná výuka koná v jednotlivých samostatných předmětech – Přírodopis, Fyzika a Zeměpis, k nimž v osmém ročníku přibývá Chemie. Přírodopis je založen na funkční integraci biologických, geologických a dalších přírodovědných oborů, v nichž se nejnověji zdůrazňují ekologické souvislosti. Cílem je vytvoření ucelené představy o vztahu mezi neživou a živou přírodou, rozmanitosti života na Zemi a sepjetí člověka jako jednoho z živočišných druhů s přírodou, jejími podmínkami a zákonitostmi. Opět se zde spojuje učení se zkušenostmi a dovednostmi nabytými při pozorování částí přírody i při experimentální práci v rámci jednoduchých pokusů. Žáci získávají základní přehled o vzniku a vývoji života na Zemi, o důležitosti vnějších podmínek a přizpůsobování organismů těmto podmínkám jako i o významu vzájemných vztahů mezi organizmy. Ze základních poznatků o stavbě těl organismů, včetně člověka, vyplývá potom zmiňovaná rozmanitost veškerého života na Zemi. Součástí jsou samozřejmě i poznatky o stavbě hmoty, nerostech, horninách, vesmíru a Zemi. To vše vyúsťuje do schopnosti využití získaných poznatků v běžném životě, při citlivém vztahu a odpovědnosti k životnímu prostředí.

### 11.3 Cíl, význam a obsah vyučování petrologie na základních školách

Cílem vyučování petrologii na základních školách je poskytnout žákům ucelenou soustavu základních vědomostí o neživé přírodě a zákonitostech jejího vývoje a zároveň je naučit přiměřeným praktickým dovednostem spolu s rozvíjením schopnosti teoreticky myslet v oblasti poznávaných základů těchto přírodních věd.

Vědomosti a dovednosti si žáci při geologickém vyučování osvojují v odborné pracovně, v laboratoři, na exkurzích a vycházkách do přírody, do lomů, dolů, provozoven apod. Nejlepší učitelkou geologie je však příroda sama, důležité ale je, aby měli žáci nejprve základní teoretické vědomosti a ty si pak v přírodě spojovali s praktickými přírodninami a jevy. Ve škole se žáci seznamují se základními odbornými pojmy a dávají si je do souvislostí podle zásady učení od jednoduchého ke složitějšímu, od konkrétního známého k abstraktnímu neznámému. Vždy však s pochopením společenského významu geologických jevů, objektů a dynamiky přírodních procesů v neživé a související živé přírodě. Poznávají bezprostřední okolí bydliště a školy, seznamují se s nerostnými surovinami jako prvotními materiály mnoha odvětví průmyslové a zemědělské výroby, jejich výskytem a způsoby těžby. Značná pozornost se věnuje rudním a nerudním surovinám pro stavební, elektrotechnický, potravinářský, chemický aj. průmysl, energetickým surovinám pro výrobu tepelné a elektrické energie (uhlí, ropa, plyn, uranové rudy), půdám, jako zdrojům výroby potravin atd. V posledních letech se ve vyučování klade velký význam na ekologii, pochopení souvislostí a závislosti živé a neživé přírody, environmentalistiku, problematiku trvale udržitelného rozvoje a vůbec role člověka v přírodě. Nenásilné spojování ekologických a geologických aspektů ve výuce vede žáky k emotivnímu vnímání přírodních krás, rozvíjí jejich estetické citění. Má vliv na formování vztahu žáků k ochraně přírody (s nejvyššími prioritami chráněných území, zejména národních přírodních památek) a vytváření pěkného a zdravého životního prostředí.

Ekologické a polytechnické vzdělávání je nejen významnou součástí všeobecného vzdělání, ale pro mnohé žáky má význam pro volbu povolání. Je tak potřebnou přípravou pro dělnická povolání (např. v těžbě a zpracování nerostných surovin) i pro středoškolské a vysokoškolské studium stejného či příbuzného oboru.

Uvedeným cílem a úkoly je určován obsah vyučování a výběr učiva. Žákům se dává ucelená soustava základních vědomostí o stavbě a vývoji planety a zemské kůry. Z obsahu petrologie se teoreticky a prakticky seznamují s nerostným složením hornin a systematicky pak s hlavními hlubinnými, žilnými a výlevnými vyvřelinami (žula, gabro, pegmatit, čedič, andezit, znělec, ryolit, melafyr), úlomkovitými, organogenními a chemickými usazeninami (písek, štěrk, pískovec, slepenec, křemenec, arkóza, droba, spraš, hlína, jíl, jílovec, jílová břidlice, opuka, vápenec, dolomit, rašelina, druhy uhlí, ropa, zemní plyn, travertin) a přeměněnými horninami (fylit, svor, pararula, ortorula, krystalický vápenec, amfibolit). Kromě konkrétních přírodnin žáci poznávají související geologické procesy a jejich význam, jako je hlubinný magmatismus, zemětřesení a sopečná činnost, podzemní a povrchové vody, sedimentace, diagenese, zvětrávání a půdotvorná činnost, krasové jevy, metamorfóza).

## 11.4 Organizační formy vyučování geologické tematice na základních školách

Podle F. Pauka (1979) výukou rozumíme soubor vnějších a vnitřních organizačních podmínek, které mají vliv na volbu vyučovacích metod a materiálních prostředků, na ostatní činnost učitele (proces vyučování) i na činnost žáků (proces učení).

Vnější organizační podmínky jsou dány učebními plány, osnovami, výnosy a nařízeními ministerstva školství. Ty byly v době minulého režimu mnohem více závazné nežli v současnosti, kdy mají učitelé a školy větší autonomii při volbě forem, metod a do značné míry i obsahu učiva, samozřejmě při respektování daných povinných standardů pro zajištění a ověření úrovně vzdělávání na našich školách. V těchto podmínkách učitel používá různé vnitřní organizační formy vyučování, např. frontální, skupinové a individuální, na společném (stejném) tématu nebo na různých tématech, která se navzájem doplňují.

Organizační formy vyučování geologické tematice dělí V. Pavlíček (1990) takto:

1. podle základních pedagogických dokumentů na – povinné a volitelné,
2. podle prostředí na - školní:
  - 2.1. školní třídní (odborná učebna přírodopisu i se zaměřením na neživou přírodu),
  - 2.2. školní mimotřídní (přírodopisný kabinet, nástěnka s geologickou tematikou na
  - 2.3. chodbě, školní sbírka nebo jen malá výstavka přírodnin ve vitríně na chodbě apod.)
3. kooperační a ostatní organizační formy vyučování. Patří sem:
  - 3.1 geologický zájmový kroužek
  - 3.2 geologické soutěže
  - 3.3 práce v koutku neživé přírody
  - 3.4 geologické výstavy, přednášky apod.
4. podle poměru činnosti učitele k činnosti žáka:
  - 4.1 individuální formy
  - 4.2 smíšené formy
  - 4.3 hromadné (kolektivní) formy výukyPatří sem:
  - vyučovací hodina v učebně
  - vyučovací hodina v laboratoři, odborné učebně
  - vyučování na geologickém stanovišti
  - geologická vycházka a exkurze
5. Podle těžiště žakovy práce:
  - 5.1 základní - mají těžiště výchovně vzdělávací činnosti ve formování žakovy osobnosti (patří sem vyučovací hodina a ostatní vyučovací jednotky frontálního, skupinového a individuálního vyučování)
  - 5.2 mimoškolní formy výuky (např. zájmové kroužky apod.)



### 11.4.1 Vyučovací hodina základního typu

Je klasickou organizační formou vyučování v učebně (odborné pracovně), při níž učitel pracuje se žáky podle daného rozvrhu hodin a podle školních osnov. Přitom používá vhodných metod a pomůcek k dosažení vzdělávacích cílů. Učitel předává, upevňuje a hodnotí u žáků vědomosti, rozvíjí samostatné myšlení, utváří jejich základní dovednosti a návyky v práci s geologickou školní technikou.

Tradiční, lety praxe ověřený model vyučovací hodiny přírodopisu popisuje M. Hladílek (1979) takto:

1. zahájení hodiny (organizační příprava, sdělení cíle a tématu hodiny, motivace žáků),
2. opakování probraného učiva (kontrola a hodnocení vědomostí),
3. výklad nového učiva s využitím pomůcek (žáci jsou vedeni k pochopení podstaty),
  - opakování a procvičování nového učiva (žáci se učí srovnávat, zobecňovat,
  - vyvozovat závěry, jsou vedeni k samostatnému užití vědomostí),
4. uložení a vysvětlení domácího úkolu (směřuje k prohloubení a upevnění vědomostí). Vedle tradiční podoby vyučovací hodiny se někdy uplatňují specifické typy vyučovacích hodin, z nichž vybíráme např.:
5. hodiny osvojování nových vědomostí,
6. hodiny upevňování vědomostí.

### 11.4.2 Vyučovací hodina s problémovým vyučováním

Patří mezi moderní, doporučované vyučovací hodiny (Mitáček E., 1970). Aby se žáci naučili vědecky hodnotit jevy a aby si co nejdříve osvojili soustavu vědomostí o přírodě, k tomu je třeba účinnější formy vyučování. Tento požadavek splňuje vyučovací hodina s problémovým charakterem, kde učitel navozuje situace, jevíci se žákům jako určité obtíže, které je vedou k samostatnému hledání prostředků k jejich odstranění (tzv. „metodou pokusu a omylu“) a k ověření hypotéz. V myšlení žáků vznikají otázky, na které hledají odpovědi, objevují se větší nebo menší obtíže při řešení. Žáci musí sami problémy řešit, zkusit překonat překážky a najít nějaké řešení. Správnost řešení problému žáci konzultují s učitelem až na samý závěr své práce a vzájemně hodnotí postup řešení od počátku přes dílčí nejistoty až k vyvozenému závěru.

Struktura hodiny s problémovým vyučováním:

- *první fáze: pojmenování, resp. určení problému (vytvoření předběžné představy).*

Problém postaví před žáka učitel nebo si ho může povšimnout žák sám. Aby žák problém neobešel, musí mít motivaci. Někdy je začátkem této fáze určování faktů plánované nebo spontánní, chybné, subjektivní, neskutečné. Pak může následovat modifikace problému, která může odpovídat nebo odporovat skutečnosti.

Tato fáze se vyznačuje neurčitostí, je zde značná volnost výběru řešení.

- *druhá fáze: řešení problému (materiální činnost).*

Zahrnuje rozbor známých údajů, rozdělení problému na dílčí a formulaci dalších pomocných otázek. Hlavním obsahem této fáze je hledání řešení a vytváření hypotéz. Žák orientuje svou činnost, hledá pravidla a volí určitou strategii (např. při určování a třídění hornin jde o fázi rozhodování, které určovací znaky jsou podstatné a jak postupovat dále). Neurčitost postupu mizí, podstatné znaky se zobecňují a nastává odlišování od znaků vedlejších.

- *třetí fáze: nalezení řešení nebo zjištěného neúspěchu.*

Žáci v této fázi přesně odlišují, zobecňují znaky které jsou podstatné pro řešení úkolu a provádějí abstrakci znaků hlavních. Poslední úpravy řešení a dokončení v podrobnostech. Na závěr pak vyhodnocení výsledku ve spolupráci s učitelem. Vědomosti se upevňují.

### 11.4.3 Laboratorní práce

Laboratorní práce jsou organizační forma povinné výuky, při které žáci individuálně nebo skupinově pracují v přírodopisné učebně nebo laboratoři. To vyžaduje snížený počet žáků, třída se tak dělí zpravidla na dvě skupiny. Podle rozvrhu se konají tak, aby navazovaly na teoretickou výuku dané tematiky v hodině základního typu. Při laboratorních pracích jsou upřednostňovány názorné metody – pokusy, pozorování, zkoumání, srovnávání vlastností přírodnin, určování přírodnin. Na základní škole po učitelově ukázce řešení úkolu frontálním pozorováním nebo zkoumáním, např. nerostného složení základních (v učebnici uvedených) hornin, konají žáci samostatně podobná pozorování a zjišťování na multiplikátech stejných hornin.

Pro konání laboratorních prací musí být splněny tyto materiálně technické podmínky:

- a) laboratoř - s rozvody vody, elektrického proudu a zemního plynu,
- b) laboratorní zařízení a pomůcky – individuální a společné,
- c) multiplikáty základních nerostů a hornin,
  - na základních školách pro účely laboratorních prací z přírodopisu vyhovují chemické laboratoře,
  - jako individuální zařízení a pomůcky se používají: pracovní stoly s povrchovou úpravou desky pro práci s tvrdými horninami a kyselinami, pozinkovaný plechový podnos o velikosti cca 25 x 35 cm, plynové Bunsenovy kahany z drobných předmětů např. pinzety, lupy 4 – 10 x zvětšující, pilník, měděný plech, hřebík, podložní, hodinová sklíčka a jiné chemické sklo, malé kovadliny a kladívka aj. Velmi důležité je, aby nejméně na dva žáky připadl jeden určovací klíč (nejlépe poslední vydání Němcova určovacího klíče z roku 1993, v němž jsou již odstraněny věcné chyby z dřívějších vydání). Společnou výbavou by měly být zejména chemikálie. Ke zjištění potřebných rozlišovacích znaků stačí jejich omezené množství – viz Němcův určovací klíč, str. 14. Výběr chemikálií, pravidla bezpečnosti práce s nimi a ochrany zdraví upravují legislativní normy. Nejnovějším metodickým materiálem na pomoc učitelům je příručka Použití chemických látek ve škole, sestavená J. Zajíčkem a P. Benešem z roku 2001.
  - Základní nerosty pro výuku na základní škole, jejichž sbírkové vzorky na ukázkou (výstavu) nebo jako pracovní multiplikáty by škola měla mít:
    - síra, grafit, galenit, sfalerit, pyrit, chalkopyrit, sůl kamenná, fluorit, křemen, cínovec, korund, magnetit, hematit, limonit, kalcit, siderit, magnezit, malachit a azurit, sádrovec, baryt, apatit, olivín, granát, topaz, augit, amfíbol, muskovit, biotit, mastek, kaolinit, ortoklas, plagioklas.
  - Dále by na škole měly být multiplikáty těchto základních hornin:
    - žula, gabro, pegmatit, čedič, ryolit, andezit, znělec, slepenec, pískovec, křemenec, jílová břidlice, slínovec, vápenec, uhlí černé, uhlí hnědé, lignit, travertin, buližník, fylit, svor, pararula, ortorula, krystalický vápenec, amfibolit.

Kromě uvedených základních nerostů a hornin by měli žáci při práci poznat především místní přírodniny (z okolí školy a bydliště).

Příklady výběru vhodných témat laboratorních prací pro žáky 9. ročníku ZŠ:

- Pozorování hornin - ze školních multiplikátů nebo přírodnin, které žáci přinesou z okolí školy nebo bydliště, si žáci vyzkouší zařazování hornin do genetických skupin podle znaků popsaných v učebnici.
- Rozlišení jílovitých hornin – podle chování ve vodě (jíly, jílovce, jílové břidlice)
- Zkoumání půdy – studium půdního profilu v okolí školy, v obci, podle návodu v učebnici.
- Chemická reakce vápence, dolomitu, pískovce, spraše, žuly apod. s HCl, vodou a zjištění, zda nebo jak reakce v probíhá v laboratoři, v přírodě a jaké jsou toho praktické důsledky.
- Reakce pevných, kapalných a plyných kaustobiolitů - zjištění průběhu a výsledku hoření v laboratorních podmínkách a odvozování ekonomických, ekologických a bezpečnostních souvislostí a významu.

#### 11.4.4 Vycházka, exkurze

*Vycházka* - je krátké vyučování v okolí školy nebo v přírodě v blízkém okolí. Při vycházce v obci, ve městě se mohou žáci seznámit s horninami používanými ve stavebnictví nebo v sochařství, kamenictví, se stavebninami vyrobenými z nerostných surovin, s využitím kovů získaných z rud apod. Pokud žáci pozorované přírodniny nebo výrobky z nich neznají, učitel je pojmenuje a vysvětlí, které vlastnosti umožňují jejich použití, případně i jejich původ a složení. Těchto pozorování a poznatků lze využít jako motivace k výkladu nebo k rozhovoru o významu nerostných surovin pro člověka, o významu tohoto vědního oboru i v hodinách jiných předmětů (např. ve fyzice v učivu o metalurgii, v chemii v tématech o zpracování ropy, ve výtvarné a technické výchově, dějepisu a přírodopisu prolínají témata kamenosochařství v období antiky, gotiky, renesance, baroka apod.). Při vycházce je možno žáky seznamovat s okolními přírodninami, s půdou a s tím souvisejícími ekologickými vztahy

neživé a živé přírody, s některými geologickými jevy, např. s rušivou a tvořivou činností člověka, gravitace, zvětvávání, vody a jiných exogenních geologických činitelů.

*Exkurze* - je vyučování v přírodě zpravidla ve větší vzdálenosti od školy nebo v zařízení těžícím, zpracovávajícím nerostnou surovinu. Hlavním úkolem exkurzí je seznámit žáky se způsoby výskytu nerostů, hornin, zkamenělin v navštívené přírodě, pozorovat a hodnotit účinek geologických procesů, učit žáky usuzovat na geologické děje v minulosti z pozorovaného uložení a složení hornin. Žáci poznávají i metody vědecké práce geologa v terénu. Při návštěvě lomu, dolu nebo muzea s rekonstrukcí ukázky těžby se žáci seznamují se způsoby těžby, zpracování a upotřebení nerostných surovin a s technickým zařízením k těžbě. Exkurze je vhodné využít i ke sběru přírodnin do školní nebo osobní sbírky.

Podmínkou kvality exkurze je, aby učitel sám navštívené lokality již znal, resp. se seznámil se současným stavem. Převládajícími metodami práce jsou pozorování, výklad, rozhovor a určování přírodnin, pořizování písemné dokumentace a samostatná práce podle návodu učitele.

## 11.5 Metody vyučování geologické tematice na základních školách

Organizační formou, obsahem a pojetím učiva i dalšími okolnostmi je ovlivněna volba vyučovacích metod.

Vyučovací metodou rozumíme promyšlený postup vzdělávací činnosti učitele a žáka, který směřuje k dosažení stanovených cílů.

Vyučovacími metodami rozumíme :

- a) metody slovní - výklad, rozhovor, přednáška, popis, čtení úryvků z literatury, komentář, beseda
- b) metody názorné - pozorování, demonstrace, písemný záznam
- c) metoda problémová - problémové vyučování
- d) metody praktické - demonstrační pokusy, žákovské pokusy, různé ukázky přírodnin, map aj.
- e) metoda práce s učebnicí a literaturou
- f) metody opakování a procvičování učiva
- g) metody zkoušení a hodnocení vědomostí

### 11.5.1 Metody slovní – výklad, rozhovor, přednáška, popis.

Metoda výkladu patří stále mezi nejvýznamnější slovní metody. Používá se pro vysvětlení nového učiva a vyvození závěrů z pozorování. Např. v petrologii můžeme založit na pozorování struktur výklad o podmínkách vzniku hornin. Výkladem seznamujeme žáky se složením Země, pohyby zemské kůry, vznikem, vývojem a hospodářským významem jednotlivých druhů hornin a obecně nerostných surovin, s vývojem geologické stavby České republiky apod. Výkladem uvádíme žáky do jednotlivých tematických celků. Pro snazší pochopení učiva by měl být výklad vždy doprovázen názornými ukázkami (videosnímky, obrázky, mapy, pozorování přírodnin apod.)

Metoda rozhovoru je vhodná tehdy, můžeme-li vycházet z poznatků získaných v předchozím vyučování nebo v jiných předmětech, ze školních exkurzí, z individuálních pozorování žáků v okolní přírodě, případně z četby, filmu, sledování přírodopisného programu na videu nebo v televizi, atd. Vděčné pro použití této metody je např. téma o významu a využití nerostů a hornin v průmyslu, zemědělství, stavebnictví, téma o těžbě a významu nerostných surovin v okolí školy a bydliště žáků apod.

Metodu přednášky jako běžnou metodu by učitel sám neměl volit ani ve vyšších ročnících základní školy, neboť pracuje s různě nadanými žáky a ti slabší by nemuseli bez bližšího vysvětlení a názornosti všemu dobře porozumět. Vhodná je však přednáška tehdy, naskytne-li se výjimečná příležitost a to jen pro zpopularizování nějakého tématu (např. externí host – novinář, cestovatel, architekt, vulkanolog aj. seznámí žáky se svými zážitky při cestě do okolí sopky Etny, do oblastí egyptských pyramid, na Island apod. a doprovodí přednášku ukázkami fotografií, videozáznamu, přírodnin apod.).

Popis má v soudobém pojetí vyučování geologickým vědám zcela jinou funkci, než mívával před několika desetiletími. Často býval jedinou učitelovou metodou a možná právě proto příčinou nezájmu o neživou přírodu. Ani dnes sice nelze popis opomenout při charakteristice hornin v učebnicích,

nikoliv však v mluveném projevu. Chápeme jej jako prostředek k určení přírodniny. Stále platí, že žáci se mají učit předloženou přírodninu popsat a podle toho zařadit do systému. Důležitý je také popis horninotvorných struktur. Je však jen podkladem k vyvození podmínek, za kterých hornina vznikla. I při pokusech popisujeme postup pozorování, abychom z něho usoudili na děj, který při pokusu probíhal a na podmínky, za nichž se může pokus uskutečnit. Popis může mít formu ústní nebo písemnou. Učitel by měl mít vždy na zřeteli i zpětnou vazbu, kdy je třeba odpovídat na dotazy, reagovat na polemiku ze strany žáků.

### 11.5.2 Metody názorné

Předpokladem pro úspěšné vytváření konkrétních představ o přírodninách a jevech anorganické přírody je, aby se slovní metody navzájem doplňovaly s metodami názornými:

1) Metoda pozorování.

Podle míry samostatnosti žáka můžeme rozlišit:

- a) společné (frontální) pozorování učební pomůcky (horniny, mapy apod.) demonstrované učitelem celé třídě,
  - b) individuální pozorování a zkoumání multiplikátů přírodnin, preparátů a jiných učebních pomůcek jednotlivými žáky nebo skupinami žáků a individuální pozorování jednotlivých přírodnin, jevů.
- 2) Metoda práce s nákresy a náčrtky.

Při vyučování geologickým tématům se neobejdeme bez nákresů a náčrtků na tabuli a v žakovských poznámkách. Grafickým projevem podporujeme osvojování a zapamatování učiva, protože umožňuje dokonalejší vytváření prostorové představy přírodnin, geologických jevů a zajišťuje i individuální účast žáka na vyučování.

Náčrtkem můžeme znázornit jednotlivé přírodniny s vyznačením charakteristických vlastností (např. postup vzniku usazených hornin ve vodním prostředí, stavbu rovnoběžnou, porfyrickou, grafickou, mandlovcovou apod.), zjednodušeně můžeme zobrazit geologické jevy (např. odkryvy zvrásněných nebo jinak porušených souvrství usazených hornin) a zvýraznit v nich určitou jednodušlost (např. vrásu, zlom). Sérii náčrtků, které znázorňují postupné změny, využijeme např. při výkladu eroze, denudace, mořské abraze, vzniku poruch uložení vrstev beze zlomu a se zlomem. Probíraný děj tak získá na dynamice a je pro žáky lépe srozumitelný, představitelný.

Pro začínajícího učitele je vhodné nacvičit si kreslení náčrtků na tabuli, aby byly úhledné, jednoduché, aby mohly být vzorem žákům při kreslení do poznámek a nevyžadovaly mnoho času. Z praxe zkušených učitelů lze těm začínajícím doporučit, aby si shromažďovali z tisku aktuality, vhodné obrázky k výkladu a tyto k probíranému učivu žákům představovali buďto formou prosté ukázky (např. obrázek nechat po třídě kolovat v průhledné fólii) nebo volným komentářem či projekcí.

### 11.5.3 Metoda problémová – problémové vyučování

Metoda problémová staví před žáka problém formulovaný jako otázka, kterou lze odpovědět až po určité (jednoduché nebo částečně složitě) myšlenkové operaci, tj. volbě vhodné metody řešení a zjištění určitých fakt. Je to metoda, která velmi účinně rozvíjí myšlení žáků.

Východiskem je úkol, který může být zadán při obvyklé školní činnosti nebo během práce v laboratoři, v přírodě. Napřed probíhá rozhovor o možných způsobech řešení problému, aby žáci postupovali cílevědomě a účelně. Další postup řešení může mít po organizační stránce formu práce ve skupinách nebo práce individuální. Pokud nepůsobí aplikace zvolených operací žákům větší potíže, zasahuje učitel do úvodního rozhovoru a do dalších operací minimálně. Nemohou-li žáci dospět k žádanému výsledku, učitel jim pomůže úkol rozřešit. Je důležité, aby učitel dovedl předem posoudit stupeň obtížnosti úkolu a uvážit, jestli jej žák vzhledem ke svým schopnostem a vědomostem dokáže vůbec splnit.

Na základní škole by bylo možné např. zjišťovat:

- jestli existuje souvislost vnějšího tvaru krystalů s tvarem monominerální a polyminerální horniny,
- vlastností, podle kterých lze rozlišit na první pohled velmi podobné nerosty a horniny,
- objevovat a vysvětlovat zákonitost sduřování určitých nerostů v horninách,
- závislost slohu hornin na jejich vzniku,
- řešit jednoduché příklady určování poměrného stáří hornin,

- řešit otázku geologického vývoje okolí školy a bydliště,
- závislosti morfologie krajiny na stavbě zemské kůry a odolnosti hornin,
- zákonitosti vzniku, výskytu a ochrany podzemní vody,
- usuzovat ze složení a tvaru ložisek užitkových nerostů a hornin na jejich vznik,
- uvažovat o vhodných metodách vyhledávání a těžby nerostných surovin,
- řešit otázku vztahu člověka k neživé přírodě, obzvláště na příkladech ze známého okolí, atd.

#### 11.5.4 Metody praktické

Základní praktickou metodou je pokus. Poskytuje možnost problémového řešení jevů. V petrologickém učivu lze pokusem např.:

- demonstrovat vznik vrstevnatosti usazených hornin,
- zkoumat různou chemickou odolnost hornin působením čisté vody a vody slabě okyselené kyselinou sírovou (kyselé zvětrávání v sousedství pyritu) nebo kyselinou chlorovodíkovou (rozklad vápence provázený šuměním uvolňujícího se oxidu uhličitého),
- zkoumat různou fyzikální (mechanickou) odolnost hornin prudkým zahříváním a hned nato ochlazením, zmrazováním a rozmrazováním hornin, které byly před pokusem ponořeny do vody,
- prokazovat vrstevnatost jílových břidlic, sádrovců, různých solí apod. odpojováním jednotlivých vrstev pomocí nože nebo dláta,
- podle způsobu ukládání jednotlivých vrstev na horninách flyšového pásma Západních Karpat nebo horninách, které mohou žáci pozorovat za svého pobytu u Jaderského moře, zjišťovat zákonitosti flyšového vývoje, zjistit :
  - které přírodniny, jako je láva, pemza, diatomit, uhlí, pískovec aj. na vodě plavou a které neplavou,
  - za jakých podmínek hoří jednotlivé druhy paliv,
  - jestli je rohovec tvrdší nežli vápenec,
  - zda neporušené prohlubně v pazourku obsahují mikrofosilie a lze je pozorovat v mikroskopu,

#### 11.5.5 Práce s učebnicí a literaturou

Učebnice je nejen pomůckou žáků pro domácí přípravu, ale i vodítkem učitele při vyučování. Učitel se nemá podstatně odchylovat od obsahu učebnice, aby příliš neztížil domácí přípravu žáků. V současné době má učitel sice mnohem větší autonomii v rozhodování co a v jaké míře vyučovat, nežli měl za minulého režimu, avšak až přílišná volnost nebývá vždy ku prospěchu. Stále platí, že je třeba respektovat dané standardy žákovských znalostí a tyto ve vzdělávacím procesu dosahovat volbou metod a prostředků. V současné době je na trhu dostatečný výběr učebnic a je na učiteli, kterou zvolí jako obsahově nejvhodnější, ale i pro školu a žáky nejdostupnější. Dovede-li učitel využít učebnici vhodnou formou při vyučování, naučí se žáci účelně používat učebnici i při domácí přípravě a výsledek společného úsilí se může projevit ve zlepšení prospěchu.

Kromě textové části jsou v učebnicích a ostatní literatuře (různé přírodopisné a populárně naučné časopisy, turistické průvodce a mapy, monografie apod.) zvláště důležitá kvalitní vyobrazení. Obrázky nerostů a hornin ukazují tyto přírodniny v typickém vzhledu a tím napomáhají dotvářet představy o nich. Obrázků lze využít k vytváření představ o stavbě zemské kůry a k úvahám o dějích, které je možno ze zobrazené vzájemné polohy hornin vyčíst. Některá vyobrazení mohou doplnit trojrozměrné pomůcky používané při vyučování (např. bloky s profily) nebo je i částečně nahradit.

Pro domácí práci s učebnicí a vůbec pro to, aby se žák naučil se učit, lze doporučit následující, léty a generacemi učitelů osvědčený postup:

- žák se má nejprve pokusit vybavit si čerstvě probrané školní učivo z paměti, případně s pomocí poznámek ve školním sešitě, pak si má pro jeho doplnění a osvěžení v paměti prostudovat text a vyobrazení v učebnici a nakonec si to učivo bez pomoci učebnice zopakovat!

Podle otázek a úkolů za jednotlivými kapitoly a tématickými celky vypracovávají žáci také domácí úkoly, které mají být praktickou aplikací poznatků. Není přípustné, aby byli žáci nuceni probíraný text učebnice doma přepisovat nebo překreslovat obrázky. Rovněž není přípustné diktovat výtahy a požadovat na žácích, aby se je učili bezduše memorovat.

Zájem žáků o literaturu lze budít i čtením úryvků z literatury, které jsou vhodným doplňkem probíraného tématu a půjčováním této literatury. Vhodné je, aby učitel ve třídě nebo na chodbě vystavoval spolu s pomůckami a přírodninami i literaturu (knihy, časopisy, výstřižky z denního tisku apod.), která se k probírané tematice vztahuje.

### 11.5.6 Metody opakování a procvičování učiva

Velký vliv na kvalitu a trvalost vědomostí má kromě prvotního osvojení vědomostí a dovedností jejich procvičování a upevňování. Zpravidla se tak děje na začátku nebo na konci vyučovací hodiny, zvláště významné je to však na závěr větších tematických celků.

Opakování a procvičování učiva je vysoce efektivní za použití promyšlených problémových otázek, které přispívají k hlubšímu chápání příčin a vztahů mezi jednotlivými jevy, vlastnostmi přírodnin apod. Např. nespokojíme se jen s popisem struktury hlubinné a výlevné vyvěřeliny a jejich srovnáním, ale žádáme i vysvětlení příčin odlišnosti. Jiným příkladem je, aby žáci vysvětlili příčiny nestejného rozšíření vyvěřelých, usazených a přeměněných hornin v Českém masívu a v Západních Karpatech nebo vysvětlili, proč jsou zásoby fosilních paliv omezené, zda je jejich dnešní využívání ekologické nebo neekologické, jestli by graficky (v podobě úsečky) uměli vyjádřit časový úsek z geologického hlediska delší doby vzniku a nesmírně krátké doby současné spotřeby ropy, atd.

Získané poznatky a dovednosti je nezbytné využívat i při praktickém poznávání přírodnin. Dbáme např., aby žák nehádal jen podle povrchního dojmu, která hornina mu byla předložena k určení, ale aby své určení založil na zjištěných podstatných znacích a vlastnostech.

### 11.5.7 Metody zkoušení a hodnocení vědomostí

Hodnocení vědomostí je součástí vzdělávacího procesu. Bez prověřování si nemůže učitel učinit představu o stavu vědomostí žáků a jejich připravenosti na další učivo. Z několika známých metod si učitel zvolí takové, které považuje za vhodné a osvědčené a které odpovídají povaze probíraného učiva nebo větších celků.

Tradiční způsoby zkoušení spočívají v tom, že žák dostane otázku z probraného učiva a poskytne se mu dostatek času na ústní nebo písemnou odpověď. Při ústním projevu má žák možnost vlastní formulace myšlenek, podporují se jeho vyjadřovací schopnosti. Oproti důkladnějšímu individuálnímu (ústnímu) zkoušení je hromadné (písemné) zkoušení, např. formou testů, časově úspornější. Je vhodné obě formy obměňovat, neboť každá z nich má své výhody i nevýhody.

Problémové zkoušení je založeno na jiném hledisku, než jak bylo učivo probráno. Např. bylo učivo vyloženo v jiné souvislosti (voda pitná a užitková, sladká a slaná, tvořící a ničící), než ji zkoušíme (naše obec a voda, záplavy na Moravě a změny v krajině, odnos půdy a vznik sedimentů ve sníženinách).

Písemné zkoušení z přírodopisu nemá mít podobnou formu jako náročné jazykové či matematické písemky. V 9. ročníku základní školy již lze doporučit jednoduché testy jako doplňující prostředek k ústnímu zkoušení. Jejich četnost by však neměla přesáhnout jeden test na jeden až dva tematické celky a počet otázek v nich by neměl přesáhnout deset. Každá otázka se třemi až čtyřmi variantami odpovědí musí být jasná, správná odpověď by měla být jen jedna z nich a to jednoznačně, bez možnosti nepochopení, záměny či omylu. Test má nejen prokázat základní znalosti, nýbrž i schopnost logicky uvažovat.

Praktické poznávání přírodnin je součástí vyučování přírodopisu v 9. ročníku základní školy. Žáci by měli znát především horninové složení přírody v okolí školy a bydliště a měli by tyto horniny umět poznat i na více multiplikátech ze školní sbírky a především z jejich přirozených terénních výskytů. Při teoretickém zkoušení žáků by měl učitel prověřovat rovněž praktické poznávání místních přírodnin a základních nerostů a hornin ze systematické školní sbírky.

Zkoušení, ať již použijeme kteroukoliv metodu, má být co možná nejobjektivnější. Má žákům dodat chuť a sebedůvěru a nikoliv je zastrašovat či od předmětu odrazovat. Nikdy nemá být zkoušení trestem. Učitel by si stále měl být vědom toho, že učivo o neživé přírodě je pro žáky obtížnější, méně populární a lákavé nežli např. z živé přírody učivo botanické, zoologické a z biologie člověka. Je velmi snadné žákům neživou přírodu znechutit, odradit je a je velmi obtížné v nich naopak zájem probudit a rozvíjet. Tyto zkušenosti v neprospěch neživé přírody má, bohužel, mnoho učitelů již po několika desetiletí a ani v současné době nemají mnoho nástrojů, jak situaci zlepšit.

## 11.6 Závěr

Žáci by měli školním vzděláním získat nejen základní vědomosti, dovednosti a návyky, umět hodnotit podmínky, vznik, průběh a závěr jednotlivých přírodních procesů a jevů (dynamické hledisko) ale i umět pohlížet na neživou a živou přírodu jako na složitý, rovnovážný, vzájemně propojený a závislý soubor těchto dějů a jevů. Analýza jednotlivostí by měla ve výchovně vzdělávacím procesu vyústit v jejich syntézu, komplexní vnímání celé přírody. Učitel by měl svým žákům vštípit přesvědčení, že prvotní byla neživá příroda a jejím nesmírně dlouhým geologickým vývojem postupně vznikla a fylogeneticky se vyvíjela příroda živá, jejíž součástí je i člověk. Jako snad nejdůležitější závěr z celého přírodopisného vyučování by si měli žáci odnést přesvědčení o křehkosti rovnovážných přírodních vztahů, kde důležitý význam má v současné době člověk jako jeden z příslušníků živé přírody, přesvědčení o závislosti živé přírody na přírodě neživé a vzájemné závislosti jednotlivých organismů na sobě (ekologické hledisko). Důležitým poznáním žáků by mělo být, že organizmy potřebují neživou přírodu i jiné zástupce živé přírody ke svému životu. Člověk stále více využívá neobnovitelných a obnovitelných zdrojů a je v jeho zájmu, aby si počínal rozumně a ohleduplně k přírodě a jejím zdrojům, svému životnímu prostředí a byl tak odpovědný nejen vůči sobě, ale i k ostatním lidem a budoucím generacím.

## 12. Literatura doporučená k dalšímu studiu

### Úvod

- BURRI, C. (1959): Petrochemische Berechnungsmethoden auf äquivalenter Grundlage. Basel-Stuttgart.
- DUDEK, A., FEDIUK, F., PALIVCOVÁ, M. (1962): Petrografické tabulky. Nakl. ČSAV, Praha.
- GREGEROVÁ, M., HOVORKA, D., SUK, M. (1995): Geochemie geologických procesů v litosféře II. Metody a interpretace, MU Brno 1995.
- HEAMAN, L., LUDDEN, J. N. (1991): Short course handbook on applications of radiogenic isotope systems to problems in geology.-Mi. Ass. Canad. Toronto
- VALLEY, J. W., TAYLOR, H., P.jr., O'NEIL, J. R. (ed.) (1986): Stable isotopes in high temperature geological processes.-Reviews in Mineralog, vol. 16, Min. Soc. of Amer. Washington.

### Systematická petrologie

- BOUŠKA, B., JAKEŠ, P., PAČES, T., POKORNÝ, J. (ed.) (1980): Geochemie, Academia. Praha.
- GREGEROVÁ, M., SUK, M. (1991): Návrh k pojmenování a klasifikaci metamorfovaných hornin. – Gabriel. Praha.
- KONTA, J. (1957): Jilové minerály Československa. 320 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- KRIST, E., KRIVÝ, M. (1995): Petrológia. Alfa / SNTL, Praha – Bratislava.
- KAMENICKÝ, J. (1975): Návrh IUGS na klasifikáciu a nomenklaturu plutonických hornin – Mineralia Slovaca, 7, 7-12. Bratislava.
- KAMENICKÝ, J., HOVORKA, D. (1972): Štruktúry predterciérnych erupčných a metamorfovaných hornín Západných Karpát. Acta geol. et geogr. Univ. Comen., geol. 24. Bratislava.
- PETRÁNEK, J. (1963): Usazené horniny, jejich složení, vznik a ložiska. 720 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- SHELLEY, D. (1993): Igneous and metamorphic rocks under the microscope. Classification, textures, microstructures and mineral preferred orientations. Chapman & Hall, London 445 p.
- SPRY, A. (1969): Metamorphic textures. Pergamon, Oxford, 350 p.

### Teoretická petrologie

- BARTH, T. F. W. (1952): Theoretical petrology. 387 s. New York.
- BARTH, T. F. W., CORREMS, C. W., ESKOLA, P. (1939): Die Entstehung der Gesteine. 442. Berlin.
- BLATT, H. (1992): Sedimentary petrology. New York.
- BUCHER, K., FRAY, M.: (1994): Petrogenesis of Metamorphic rocks. Springer Verlag. Heidelberg.
- EHLERS, C., BLATT, H. (1977): Petrology. New York.
- FYFE, W. S., TURNER, F. J., VERHOOGEN, J. (1958): Metamorphic reactions and metamorphic facies. Mem. Geol. Soc. America, 73, 259 s. Boulder.
- GREGEROVÁ, M., HOVORKA, D., SUK, M. (1995): Geochemie geologických procesů v litosféře. II. Metody a interpretace. PřF Masarykovy univ. Brno.
- HALL, A. (1987): Igneous petrology. New York.
- HEJTMAN, B. (1956): Všeobecná petrografie vyvřelých hornin. 376 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- HEJTMAN, B. (1957): Systematická petrografie vyvřelých hornin. 364 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- HEJTMAN, B. (1962): Systematická petrografie metamorfovaných hornin. 540 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- HEJTMAN, B. (1977): Petrografie. 262 s. SNTL /ALFA, Praha – Bratislava.
- HEJTMAN, B., KONTA, J. (1958): Horninotvorné minerály. 286 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- HLADÍKOVÁ, J. (1988): Základy geochemie stabilních izotopů lehkých prvků. Učební texty UJEP. Brno.
- HOVORKA, D., SUK, M. (1981): Geochémia a genéza erupčných a metamorfovaných hornín. Univ. Komenského, Bratislava.
- HOVORKA, D. (1994): Sopky. Alf, Bratislava.
- KONOPÁSEK, J., ŠTIPSKÁ, P., KLÁPOVÁ, H., SCHULMANN, K. (1988): Metamorfni petrologie. Karolinum Praha.
- KUKAL, Z. (1983): Rychlost geologických procesů. Academia. Praha.



- MIYASHIRO, A. (1994): *Metamorphic Petrology*. UCL Press, 1- 404, London.
- PASSCHIER, C. W., TROUW, R. A. J. (1996): *Microtectonics*. Springer Verlag, 289 p., Berlin.
- RIEDER, M., POVONDRA, P. (1997): *Chemie pro geology – fázové rovnováhy, I. a II. díl*, UK Praha.
- SCHULMANN, K., URBAN, M. (1989): *Strukturální petrologie*, UK Praha.
- SKOČEK, V. (1993): *Petrologie sedimentů. Učební texty přír. fak. Karlovy univ.*, Praha.
- SPEAR, F. S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure – Temperature – Time Paths*, 1-789, Mineralogical Society of America, Washington D.C.
- SPEAR, F. S., PEACOCK, S. M. (1989): *Metamorphic Pressure – Temperature – Time Paths*. American Geophysical Union, 102 p.
- SUK, M. (1979): *Petrografie metamorfovaných hornin*. 255 s. Academia Praha.
- THOMPSON, A. B. (1988): *Dehydration melting of crustal rocks*, *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, 43, 41-60.
- THOMPSON, A. B., RYDLEY, J. R. (1987): *Pressure – temperature – time (P-T-t) histories of orogenic belts*. *Phil. Trans. Roy. Soc. London. A* 321, 27-45.
- TUCKER, M. E. (1994): *Sedimentary petrology*. Blackwell, Oxford.
- TURNER, F. J. (1981): *Metamorphic Petrology – Mineralogical Field and tectonic Aspects*. 2nd edn. McGraw – Hill, New York.
- VERNON, R. H. (1976): *Metamorphic processes*. George Allen and Unwin. London, 247 p.
- VOZÁROVÁ, A. (2000): *Petrografia sedimentárných hornín. Učební texty Univ. Komenského*, Bratislava.
- YARDLEY, B. W. D. (1989): *Metamorphic petrology*. Longman Earth Science Series, London.

#### Regionální petrografie

- BERNARD, J. H. a kol. (1969): *Mineralogie Československa*. 400 s. Academia, Praha.
- CHÁB, J., SUK, M. (1978): *Metamorfóza hornin Českého masívu*. 156 s. Knihovna ÚÚG, 50, Academia, Praha.
- KUKAL, Z. (1964): *Geologie recentních sedimentů*. 444 s. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- SUK, M., REICHWALDER, P., ŠEFARA, J., SCHENK, V. (1996): *Regionalizace v geologických vědách*. *Folia Masaryk Univ. Brno*.

#### Aplikovaná petrografie

- Encyklopedia Britannica (1879). 9. vyd., sv. 10. Adam and Charles Black, Edinburgh.
- Encyklopedický slovník (1993) Encyklopedický dům & Odeon, Praha.
- GREGEROVÁ, M. (1996): *Petrografie technických hmot. Učební texty. PřF MU Brno*.
- HOVORKA, D., ILLIÁŠOVÁ, L. (2002): *Anorganické suroviny doby kamenej*. Nitra: 1 – 187.
- KUŽVART, M. (1990): *Kámen ve službách civilizace*. Academia, Praha.
- McLAREN, R. G., CAMERON, K. C. (2002): *Soil Science. Sustainable Production and Environmental Protection*. Oxford University Press, Melbourne.
- MORAVEC, J., JENÍK, J. (1994): *Složení a struktura rostlinného společenstva*. In: MORAVEC, J. (ed.), *Fytocenologie*. Academia, Praha: 41-62.
- NĚMEČEK, J., SMOLÍKOVÁ, L., KUTÍLEK, M. (1990): *Pedologie a Paleopedologie*. Academia, Praha.
- NĚMEČEK, J. et al. (2001): *Taxonomický klasifikační systém České republiky*. ČZU Praha.
- NEUŽIL, J. (1978): *Uplatnění petrologie v technické praxi*. *Acta univ. Carol.- geol. Kratochvíl* vol. 3-4, Praha.
- REJŠEK, K. (1999): *Lesnická pedologie – cvičení*. MZLU v Brně.
- ŠTELCL, J., MALINA, J. (1970): *Orwendung der Petrographie in der archäologie*. *Folia Fac. Sci. Nat. Univ. Purkyn.*, Brno.
- TOMÁŠEK, M. (2000): *Půdy České republiky*. ČGÚ, Praha.
- VACHTL, J. (1964): *Kameny a zeminy ve službách člověka*. Praha.
- Zpráva o stavu lesa a lesního hospodářství ČR (2002). Ministerstvo zemědělství ČR, Praha.
- Zpráva o stavu zemědělství ČR za rok 2001 (2002) Ministerstvo zemědělství ČR, Praha.

#### Hlubinná petrologie

- ANDERSON, D. L. (1984): *The Earth as a Planet: paraditms and paradoxes*. Science 223, London.
- BABUŠKA, V. (1978): *Geodynamické procesy a fyzika hornin*. *Vesmír* 56, 11. Praha.

- GILLET, P. (1993): L'eau du manteau terrestre. La recherche 225, 6, Paris.
- HEMLEY, R. J. (ed.) (1998): Ultrahigh-Pressure mineralogy: Physics and chemistry of the Earth's deep Interior. Reviews in Mineralog, 37. Min. Soc. of Amer.
- JAKEŠ, P. (1995): Chemické složení Země. Je složení země vyjimečné mezi planetami? Vesmír 74, 2. Praha.
- POIRIER, J. P. (1991): Les profondeurs de la Terre. Masson, Paris.

Vybrané kapitoly o vyučování petrologie

- CÍLEK, V., MATĚJKA, D., MIKULÁŠ, R., ZIEGLER, V. (2000): Přírodopis IV. Scientia p.n., Praha.
- ČERNÍK, V., MARTINEC, Z., VÍTEK, J. (1998): Přírodopis 4. SPN, Praha.
- HLADÍLEK, M. (1979): Úvod do pedagogiky. Skriptum PdF, České Budějovice.
- CHÁBERA, S. (1972): Jednoduché školní pokusy a cvičení z mineralogie, petrografie a geologie. KPÚ, České Budějovice.
- KOČÁREK, E. (1987): K některým základním otázkám moderního geologického vzdělání. Sborník příspěvků k DÚ SPZV VIII-6-6/3, FzÚ ČSAV, Praha.
- KOČÁREK, E. (1988): Výuka na geologických lokalitách. Přír. vědy šk., XXXIX/1978-88.
- KOČÁREK, E., PAVLÍČEK, V. (1990): Úvod do všeobecné didaktiky geologie. PdF, České Budějovice.
- MITÁČEK, E., HELIBERG, J. (1970): Příspěvky k modernizaci přírodovědného vyučování na všeobecně vzdělávacích školách. SPN, Praha.
- NĚMEC, F. (1967, 1993): Klíč k určování nerostů a hornin. SPN, Praha.
- PAUK, F. a kol. (1965): Přírodopis 9. SPN, Praha.
- PAUK, F., BOUČEK, B. (1975): Praktická cvičení z geologie. SPN, Praha.
- PAUK, F. a kol. (1979): Didaktika geologických věd. SPN, Praha.
- VALIŠ, J. a kol. (1983): Přírodopis 8. SPN, Praha.
- ZAJÍČEK, J., BENEŠ, P. (2001): Použití chemických látek ve škole – podle nové legislativy nejen pro vyučující chemie na základních školách a v nižších ročnících víceletých gymnázií. Fortuna, Praha.

# Vysvětlivky

- abraze – rozrušování mořského pobřeží příbojem
- abysální horniny - synonymum pro hlubinné horniny
- ACF a AKF – je grafické znázornění závislosti minerálního a chemického složení. Hlavní kysličníky po přepočtu metodou Eskoly jsou vyjádřeny ve vrcholech trojúhelníků (A - hliník, C - vápník, F - železo a mangan., K - draslík)
- ACFM – grafické znázornění obsahu hlavních kysličníků v hornině v tetraedru, M-hořčík.
- advekce - druh konvekce, při níž jsou horké horniny přinášeny k povrchu tektonicky nebo izostatickými silami
- AFM – zjednodušená obdoba trojúhelníkového znázornění chemického složení horniny
- afinita deformace - označení homogenity deformace. Afinně deformovaná geol. tělesa byla přetvářena ve všech svých částech stejným způsobem a stejnou intenzitou
- akrece – způsob narůstání zemské kůry odspodu, resp. pochod růstu anorganických těles přirůstáním nových částic na vnější straně
- anatexe - natavení pevných hornin.
- andický (horizont) – andické znaky typické pro půdy vzniklé na sopečných tufech a tufitech, jde o vysoký obsah volného hliníku (Al), vysokou sorpční kapacitu a typickou kyprost
- anhydromorfní – vodou neovlivněné nebo jen částečně ovlivněné podmínky
- antiforma - označení pro konvexní (vypouklý) ohyb strukturních ploch
- anizotropie - jev, kdy mají některé pevné látky v různých směrech různé vlastnosti
- autigenní - vzniklý na místě
- autochtonní – domácí, původní, vyskytující se v místě svého původu
- autolyzáty – produkty samonatravení odumřelých buněk, probíhající díky působení vnitřních buněčných enzymů
- bathys (řec.) - hluboký
- bionomie – nauka o průběhu vývojového cyklu a způsobu života organismů
- brunifikace – hnědnutí, proces vzniku sekundárních oxidů a hydroxidů železa z jejich primárních minerálních sloučenin
- deflace - odnos volné, sypké zvětraliny větrem
- diaplektický křemen, tzv. lechatelierit - beztvárý oxid křemičitý, přirozené bezbarvé či nažloutlé sklo. Vzniká přetavením křemene na některých sopkách nebo v meteor. kráterech
- diatrema - sopečný tvar vzniklý explozí plynů a par, vyplněný sopečnou brekcií, popř. lávou
- disperze –rozptýlení v podobě jemných částic
- DTA - diferenciální termická analýza
- duktilita - vlastnost hornin deformovat se v značné míře plasticky dřív, než dojde k porušení soudržnosti. Je opakem křehkosti
- durikrusta – produkt procesů ve zvětrávací zóně, kdy se přemísťované látky hromadí při povrchu a nahrazují původní materiál až do vytvoření zpevněné vrstvy
- edukt - původní materiál metamorfovaných hornin
- eH – elektrický potenciál iontů
- ekvibrace – změny složení minerálů a hornin vedoucí k ustavení rovnovážných vztahů
- entekt - injekční složka v migmatitu, metatekt pocházející z vnějšího zdroje
- entita – něco jsoucího, existujícího
- evaporace – vypařování, odpařování vody v půdního povrchu
- exarace (brázdění) – druh ledovcové eroze, kdy ledovec hloubí skalní podloží sutí, pískem nebo hlínou vmrzlými do své spodiny. Dochází k rýhování, broušení, hlazení povrchu
- exploatace – rozsáhlé extenzivní využívání
- expozice – orientace
- exsoluční (solvus) reakce – chemická reakce odmísení určité složky chemického systému v důsledku změn teploty anebo tlaku
- fanerozoikum – ta část geologické historie, který je díky přítomnosti schránek, resp. vnějších a vnitřních koster tehdejších organismů, dnešních fosilií, popsitelná a známá; jednotné souhrnné označení pro prvohory, druhohory, třetihory a čtvrtohory, tj. pro paleozoikum, mezozoikum a kenozoikum

- fugacita – chemická aktivita iontů v určitém systému
- fulgurity - neboli bleskovce, vznikají přetavením a zesklňením hornin účinkem blesku
- Ga (giga ané) - miliardy let
- geotermický (teplotní) gradient - změna teploty s hloubkou v Zemi. Udává se ve stupních Celsia na metr nebo kilometr, v soustavě SI v miliKelvin na metr
- glacienní eroze - ledovcová eroze
- glaciofluviální – sedimenty proudícího vodního prostředí (akumulační činnost vody), ovlivněné ledovcovou aktivitou
- halmyrolýza - podmořské zvětrávání za spolupůsobení mořské vody
- hydroponická kultivace – způsob pěstování rostlin v živných roztocích bez přítomnosti přirozeně vzniklé půdy
- iluviální (horizont) – obohacený o jílové částice, humus a sesquioxidy
- impakt - dopad, např. meteoritu na horninu
- inklinace – svažitosť
- inkorporace - vtělení, včlenění něčeho někam (např. látky do horniny, tělesa do území)
- *in situ* – na místě
- intercepce – zachycení vody na pevném povrchu (zvl. v korunách dřevin) před dopadem na půdu, odříznutí vstupu vody do půdy
- interference - vzájemné pronikání, prolínání, střetání, křížení (např. výsledné vlnění)
- ipnitová metamorfóza – druh přeměn probíhajících v sopečném prostředí po utužení magmatu
- izogrady - linie, spojující na mapě první výskyty minerálů
- katakláza - mechanické porušení horniny, které se projevuje deformací minerálních zrn, např. ohýbáním, rozpraskáním nebo i rozpadem na jemnou drť
- kliváž - druhotně vzniklé husté plochy rozpadu hornin (po větrání, po úderu), jejichž vznik není doprovázen celkovou rekrystalizací horniny. Tím se plochy kliváže liší od ploch krystalizační břídlíčnosti
- komagmatické vyloučeniny - uzavřeniny ve vyvřelých horninách, které vznikly krystalizací z téhož magmatu jako okolní hornina
- konsanguinické (syn. komagmatické) horniny - horniny jedné petrografické provincie, o nichž se předpokládá, že jsou odvozeny od hypotetického společného magmatu
- konsanguinický xenolit - např. olivínové module v bazaltech.
- konzistence – společný název pro soudržnost a přilnavost, odolnost vůči změnám tvaru
- kruchá kůra - nepevná, nespojitá, snadno se oddělující
- laterálně migrující – z boku se přesunující, vykazující boční posun
- LILE (large ion lithophile elements) – velké kationty (K, Rb, Ba, Cs, Sr) hromadící se v kontinentální zemské kůře
- litostratigrafická jednotka - stejnorodá jednotka, charakterizovaná fyzickými nebo petrografickými znaky, dovolujícími její rozlišení od sousedních vrstev
- luvický (horizont) – jílem obohacený
- lyzimetrické vody – půdní roztok (voda v půdě ze srážek, kapilárního zdvihu nad hladinou podzemní vody a ze závlah) zachycený jednoduchým experimentálním zařízením různé konstrukce; půdní voda získávaná pro kvantitativní a zvl. kvalitativní pedologická a ekologická měření.
- Ma (mega ané) - miliony let
- mafity - všechny tmavé minerály v hornině. Mafické = tmavé
- melanický (horizont) – organominerální podpovrchový humózní, tmavý a kyprý horizont
- melanž (fr. směs, chaos) - nesourodý soubor mapovatelných tektonických útržků (do 1 km) hornin, uložených uvnitř jemnozrnnějšího materiálu
- metatekt – roztavená (pohyblivá) složka migmatitu
- neritické sedimenty - mělkovodní mořské sedimenty (do hloubky cca 200 m)
- nanismus - trpasličí vzrůst
- nodulární novotvary – nově v půdě vytvořené součástky kulovitěho tvaru, nejčastěji červenohnědé až černé barvy, vytvořené zejména z oxidovaného manganu (Mn) a železa (Fe)
- obdukce - proces, při kterém dochází při kolizi litosférických desek k jejich vzájemnému přesunování
- olistostromy - tektonické brekcie
- PAH a PCD – polycyklické aromatické uhlovodíky

- PCB - polychlorové bifenyly
- ped – (např. viz refer. třída luvisoly) základní strukturní jednotka půd (prizma, hrudka aj.)
- polutanty – znečišťující látky
- protolit – výchozí hornina metamorfítů
- protokláza - mechanické porušení starších členů krystalizačního sledu minerálů v době krystalizace z magmatu. Rozlomené vyrostlice jsou vyhojeny základní hmotou
- pufrovitost (tzv. ústojčivost) půdy - jeví se odporem půdy proti změně koncentrace vodíkových iontů
- pH – elektrický potenciál vodíkových iontů. Neutrální sloučeniny mají  $\text{pH} > 7$ , kyselé nižší (až  $\text{pH} = 0$ ), zásadité vyšší (až  $\text{pH} 14$ ).
- recentní - současný, vzniklý v přítomné době
- redoximorfní znaky – znaky typické při střídání oxidačních a redukčních podmínek v půdě např. mramorování – střídání rezivě hnědých a šedomodrých skvrn, tvorba železomanganitých broček (novotvarů)
- redox potenciál - potenciál oxidačně redukčních pochodů při chemické reakci
- REE - prvky vzácných zemin
- restit - neroztavená část horniny podrobené parciální anatexi
- retrogresivní - zpětný
- sekulární - věčné, dlouhotrvající, v geologii např. pomalé pohyby pevnin, mořského dna aj.
- seskvioxidický (horizont) – složený s oxidů železa (Fe), hliníku (Al), a titanu (Ti), jejich výskyt ukazuje na stupeň zvětrání.
- semiaridní – vyprahlý, velmi suchý
- smektitické jíly – jíly tvořené minerály montmorillonitové skupiny s typickými vlastnostmi (vysoká bobtnavost a sorpce)
- soliflukce – půdotok, proces gravitačního transportu sedimentů po zmrzlém podloží
- subdukční zóna - v níž dochází k podsouvání oceánské kůry pod pevninskou a k jejímu pohlcení pláštěm. Je to zóna zániku zemské kůry
- susceptibilita hornin - charakterizuje, do jaké míry jsou horniny schopné stát se v magnetickém poli magnetickými. Závisí na obsahu feromagnetických minerálů v hornině
- synforma - označení pro vhloubený ohyb strukturních (vrstevních) ploch
- šlíry - původně lidové označení pro vrstevnaté vápnité jíly, mírně zpevněné, střídající se s polohami jemnozrnných slídnatých písků
- terestrický – pozemní
- terigenní - pocházející z pevniny, jako např. většina klastického materiálu usazenin
- termální relaxace – přizpůsobení horniny změněným teplotním podmínkám
- tholeiity - bazalty nasycené nebo přesycené křemíkem, které jsou rozšířeny zejména v oblastech oceánských hřbetů
- uzančně – domluvou
- vergence vrásy - odchýlení osní roviny vrásy od vertikální polohy. Vztahuje se jen na vrásy překocené až ležaté
- xenoblasty - minerální součástky metamorfítů, vyznačující se nedostatkem vlastního krystalového omezení. Jejich tvar je dán tvarem sousedních zrn
- xenokrysty - cizorodé krystaly, uzavřené ve vyvřelé hornině, jež se nehodí do jejího minerálního složení. Např. křemen v nefelinitu, krystaly obrůstané větším krystalovým individuem
- xenolity - cizorodá hornina uprostřed magmatu
- zátek – nepravidelné pronikání nadložních partií do podloží vlivem gravitační vody ( záteky organické hmoty, jíly aj.)