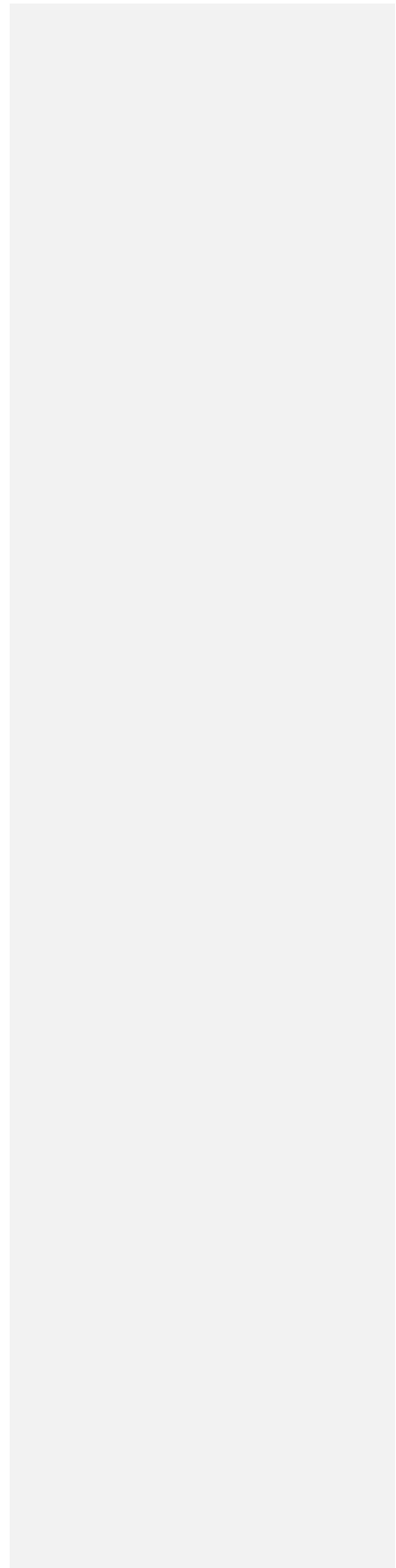


PETROLOGIE I





Obr. 1 Migmatity oblast Vaxholmu – Švédsko. Foto M. Gregerová.



Obr. 2 „Holé skály“ Austrálie. Foto T.Gregerová.



Obr. 3 Pískovcové oko, Modré pohorie, Austrálie. Foto T. Gregerová.



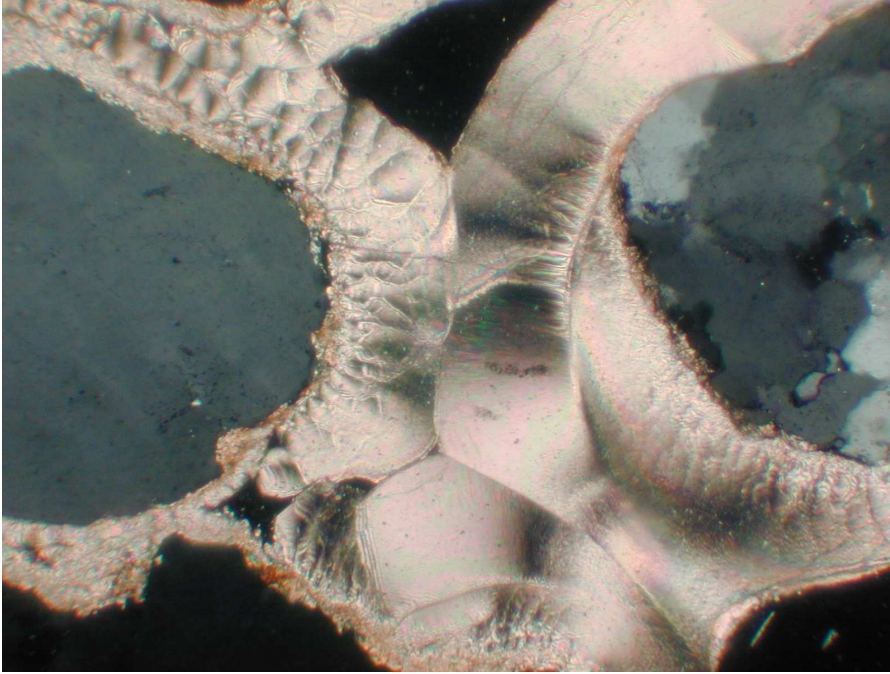
Obr. 4 Dvě barevné variety makrovzorků mrákotínského granitu. V pravé části snímku zvětrávání. Foto M. Hudec.



Obr. 5 Dvě barevně variety třebíčského syenitu z lokality Kamenná. Foto. M. Hudec.



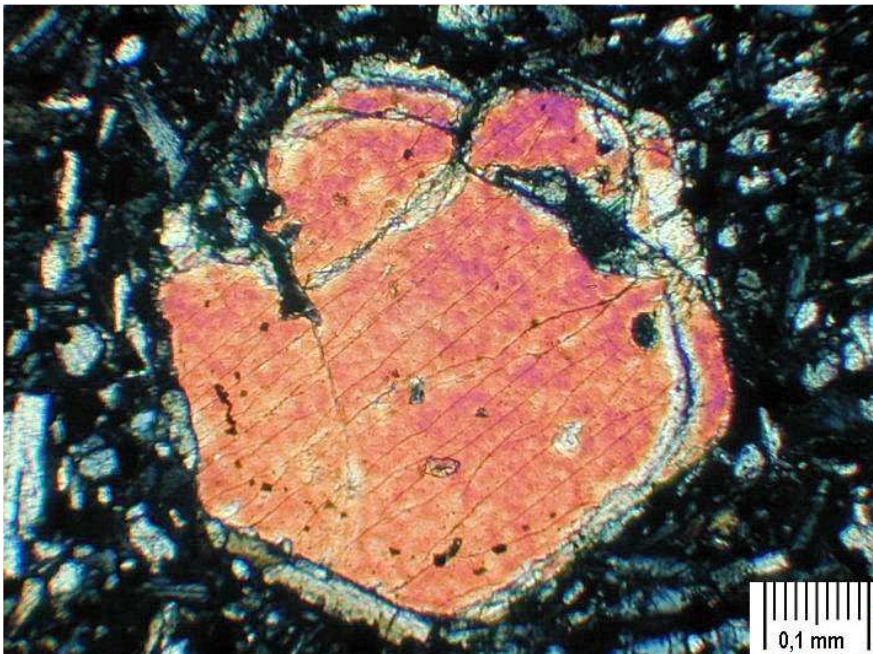
Obr. 6 Pegmatit oblast Varbergu – Švédsko. Foto Gregerová



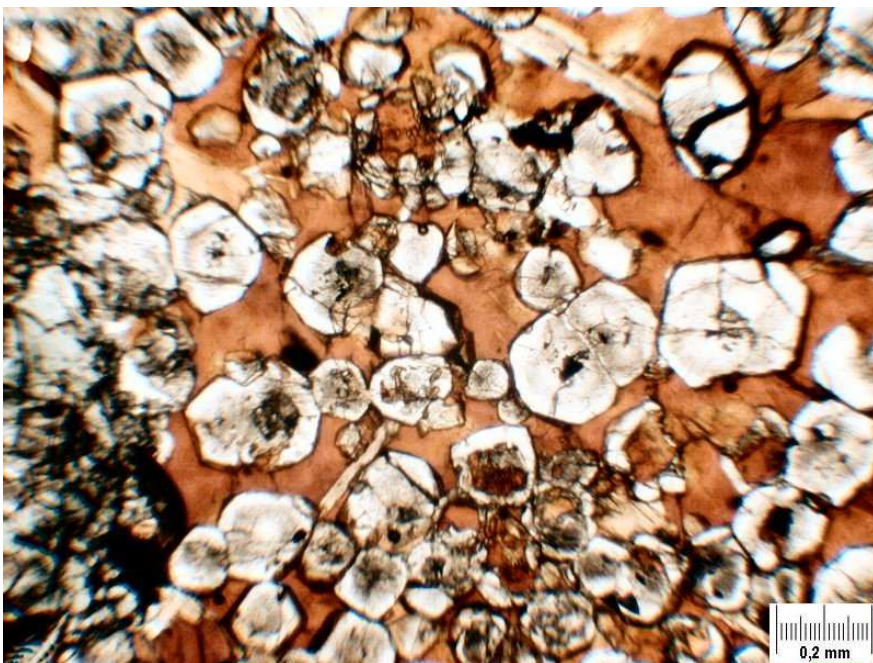
Obr. 7 Psamit s vějířovitě uspořádaným karbonátovým tmelem. Foto Gregerová.



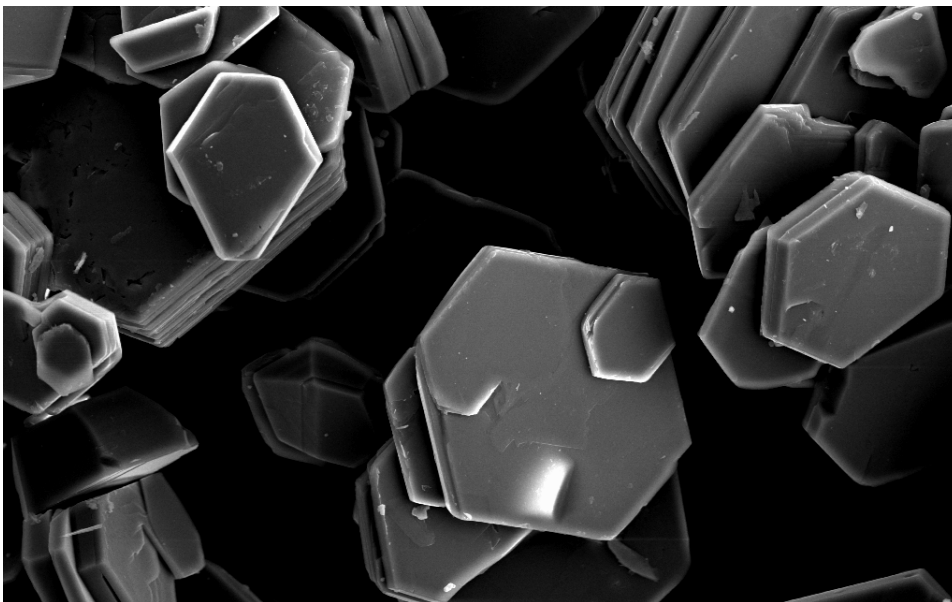
Obr. 8 Kelyfické lemy kolem granátů. Gabro, Korolupy. Foto Gregerová.



Obr. 9 Porfyrická vyrostlice olivínu v bazaltu. Semily. Foto Gregerová.



Obr. 10 Porfyroblasty granátů ve svorule. Obří skály. Foto Gregerová.



Obr. 11 Krystalu dickitu – elektronový mikroskop (www.webmineral.com).

Na obr. 1 - 1 jsou podány ukázky mezi megaskopickým, mesoskopickým, mikroskopickým pohledem petrografa.

MAGMATICKÉ HORNINY

1 Úvod do petrologie

1.1 Vznik, vývoj a historie

„ Petrografie (jinak skálosloví nebo horninosloví) je nauka o horninách. Zabývá se horninami s cílem určit jejich minerální a chemické složení, jejich vzájemné geologické poměry a z toho odvodit úsudek o vzniku jednotlivých druhů hornin „ (Ottův slovník naučný 1884, 1926).

Termín petrografie v tomto smyslu zavedl Naumann (1829) a byl takto také více než 100 let používán.

Rozlišovala se petrografie popisná, jejíž rozvoj začíná v 70-tých letech 19. století (je datována vynálezem mikroskopu a tím i mikroskopického výzkumu hornin ve výbrusových preparátech), petrografie genetická, studující vznik hornin a petrografie technická zabývající se umělými hmotami „technickými horninami“ (jako jsou např. maltoviny, vysokopecní strusky, keramické hmoty a pod.).

Počátkem šedesátých let se vžily v české literatuře názvy všeobecná petrografie a systematická petrografie. Tyto termíny byly do české odborné terminologie zavedeny vysokoškolskými učebnicemi prof. B. Hejtmána (1953, 1956, 1957, 1962). V polovině šedesátých let 19. století se pod vlivem anglosaské literatury začal prosazovat termín petrologie, zpočátku jako synonymum pro genetickou petrografii, později jako termín nadřazený. Například. Tomkeieff (1983) definuje petrologii jako „studium přírodního vývoje hornin, jejich mineralogie, stavby, vzniku, přeměn a rozpadu“. Termín petrologie se do značné míry kryje s pojmem všeobecná petrografie.

Jako samostatná věda existuje od poloviny minulého století. Její rozvoj souvisí s objevem polarizátoru (Nicol 1828) a především s objevem polarizačního mikroskopu. V r. 1850 byla poprvé publikována zpráva s mikroskopickým popisem průhledného výbrusu horniny. Tímto momentem nastala doba intenzivního mikroskopického výzkumu tenkých preparátů hornin pomocí polarizačního mikroskopu.

Za zakladatele moderní petrografie jsou považováni Ferdinand Zirkel (1838-1912) a Harry Rosenbusch (1836-1914). Z významných českých petrografů nelze opominout Emanuela Bořického, kterého považujeme za zakladatele petrologie v České republice. Z dalších českých autorů, kteří se zasloužili o její další rozvoj můžeme uvést J.L. Barvíře, který se jako první Čech začal zabývat problematikou metamorfovaných hornin. Začátkem našeho století to pak byl F. Slavík, v období před druhou světovou válkou A. Orlov v jehož pracích se poprvé uplatňuje geochemie hornin, a to ve vztahu k přirozeným horninovým asociacím. Mezi významné vědce se řadí i V. Rosický, který vynikl zejména svými pracemi v oboru mineralogie a krystalografie.

Jeho širokému vědeckému záběru však nebyla cizí ani petrografie (popsal např. několik výskytů žilných hornin). V tomto výčtu nelze opominout R. Kettnera, i když je považován především za všeobecného a regionálního petrografa, měl k petrografii velmi úzký vztah. Obdobně i J. Koutek byl široce zaměřeným geologem, který svou vědeckou činností zasáhl do několika oborů. Významné jsou práce V. Steinochera a zejména K. Zapletala. Osobnost K. Zapletala je neoddelitelná od regionální geologie a petrologie, zejména moravskoslezského regionu. Jeho práce se vyznačují šířkou odborného zájmu, syntetickým propojením a současně velkou překotností, která se projevila mnohdy až nesrozumitelným slohem. Vyznačoval se mimořádnou publikační aktivitou a ve svém odborném vývoji přešel postupně od regionální a petrografické problematiky až ke geotektonice.

2 Základní definice

Petrologie je termín používaný k obecnému označení studia hornin včetně petrografie (nazývané také litologií).

Litologie se zabývá popisem a klasifikací hornin.

Petrogeneze studuje vývoj horniny v čase a původ hornin¹.

Petrochemie studuje chemické složení a jeho variabilitu a zákonité rozmístění prvků v horninách a jejich suitách.

2.1 Hornina, skála, kámen

Hornina je materiál, tvořící skály, skalní masívy i kameny.

V anglickém jazyce se pro všechny tři významy používá termín **ROCK**. Termín **STONE** má poněkud odlišný význam než kámen, je zaměřen více technicky a používá se pro označení lomového kamene, nebo kamene různým způsobem použitého (např. **STONEHENGE**, **POTSTONE** atd.). Často je ve stejném významu používán i termín **rock** (za příklad můžeme zvolit slangově výraz *rocks* pro broušené drahé kameny zejména diamanty). V jazyce německém jsou stejně jako v českém rozlišovány **DAS FELS - SKÁLA, DER STEIN-KÁMEN, DAS GESTEIN - HORNINA**.

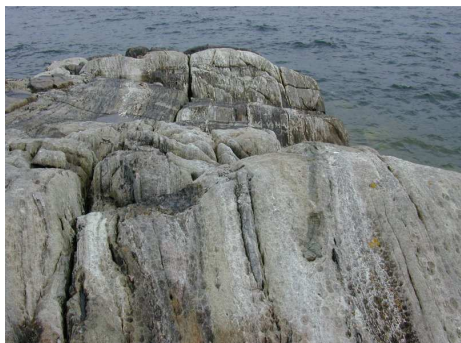
SKÁLA (SKALISKO, SKALINA², SKALKA) znamená **VÝCHOZ PEVNÝCH HORNIN** z moře, nebo ze zvětralinového pláště, který souvisí s pevným horninovým základem. V angličtině je používán v tomto významu termín **rock** (např. **Rock of Gibraltar**) v němčině **das Fels**.

KÁMEN definuje Ottův slovník naučný (1898) jako „prostonárodní pojmenování horniny“. V moderním českém jazyce má již poněkud jiný význam. 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

¹ K tomu je třeba ještě dodat, že původně - vzhledem k odvození od řeckého názvu *petra* (skála) - se používal správnější termín *petralogie*. Kupříkladu první monografické zpracování hornin s návrhy na pojmenování celé řady odrůd vyšlo v Londýně v r. 1811 pod názvem „*Petralogie*“ Autorem byl Pinkerton.

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

kámen, stavební kámen i drahý kámen, prubiřský kámen, kámen ve šperku a pod. V petrografii je používán v některých zastaralých názvech hornin (zelenokámen, zelenokam).



Skalní výchoz - skála -
pobřeží Botnického zálivu s.
od Stockholmu, Švédsko.



Kameny - pobřeží Botnického
zálivu s. od Stockholmu,
Švédsko.

Obr. 12 Skalní výchoz - kámen



Dekorační kámen.
Liberecký granit.
Foto M. Hudec



Stavební kámen - skandinávský granit.
Okolí Lysekilu - Švédsko. Foto M.
Gregerová

Obr. 13 Stavební kámen – dekorační kámen.

2.2 Definice horniny

Hornina je seskupení (agregát) minerálních zrn, a/nebo pevná přírodně, uměle, a/nebo kombinací obou vzniklá látka tvořená

krystaly, sklem, přeměněnou organickou hmotou, či kombinací těchto komponent³.

Starší uváděné definice horniny v petrografickém smyslu nebyly jednoznačné. Lze je rozdělit zhruba do tří skupin:

- 1) Definice horniny jako *tělesa se zákonitou vnitřní stavbou*. Tyto definice vypracoval Sander (1911) a do češtiny je zavedl Štelcl (1983): hornina je za určitých podmínek pevná, jedno či vícefázová vnitřní stavba s určitým stavem homogenity a stavebními prvky většími, než je velikost strukturní mřížky.
- 2) *Široké petrologické definice* charakterizují horniny: jako hmoty či agregáty jednoho nebo více minerálů (i úlomků starších hornin, případně i organického původu), které vznikají geologickými procesy (Dudek et al. 1983, Krist, Krivý 1985)⁴.
- 3) *Užší petrografická definice* (Ottův slovník naučný 1898, Haller 1696, Kettner in Krainich 1927, Dudek et al. 1984) uvádí, že horniny jsou seskupení nerostů nebo organických zbytků vzniklé zákonitými přírodními pochody a zákonitě se v přírodě opakující, podstatně se podílející na stavbě litosféry a tvořící samostatná geologická tělesa⁵.

Sporná je rovněž podmínka, že horniny musí tvořit podstatnou část litosféry. Například grafitové břidlice tvoří pouze desetitisíciny z objemu zemské kůry, a přesto nikdo nepochybuje o tom, že jsou horninami.

Obtíže s definováním horniny jsou způsobeny i tím, že horniny nemají povahu druhů (specií) jednoznačně definovatelných přirozenými znaky a vzájemně těmito znaky od sebe oddělených, jakými jsou základní jednotky systémů jiných přírodních věd (zoologie, botanika, chemie, mineralogie). Jednotlivé klasifikační jednotky nauky o horninách jsou spjaty plynulými přechody, jejichž rozhraní jsou věcí dohody, jsou konvenční (Fediuk 1987).

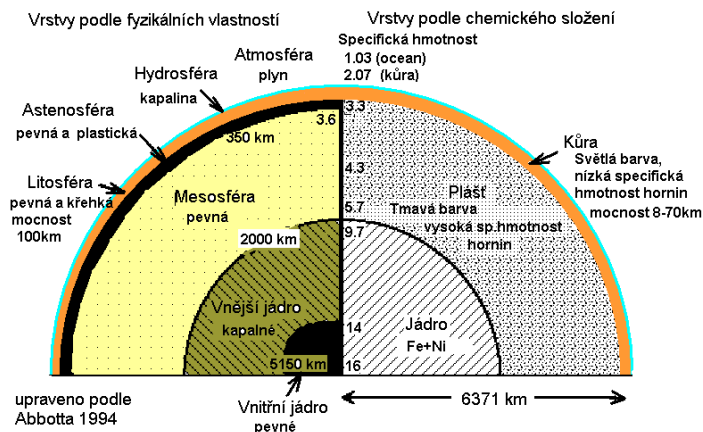
Používání uvedených definic hornin vyžaduje tedy jak úpravu definice petrografie (a petrologie), tak i úpravu definic hlavních druhů hornin.

Petrografie je v podstatě empirická věda založená na přímém pozorování. Znaky jako je barva, minerální složení a struktura jsou studovány a používány jako základ pro rozčlenění palety v přírodě se vyskytujících hornin do skupin, kterým petrologové přiřazují názvy. V některých případech je používána jako základ pro rozdělení a klasifikaci také petrogenetická informace.

³ Definice zahrnuje v tomto případě i technické horniny, oblast peturgie, metalurgie a nevylučuje ani kosmické horniny

⁴ V tomto případě nepatří k horninám umělé výtvoři (např. beton a keramické hmoty), kterými se zabývá petrografie technických hmot „hornin“, metalurgie a pod.

⁵ I zde spolu s uměle vytvořenými hmotami, není horninou ani led, který je součástí hydrosféry (v rozporu s touto definicí např. Dudek et al. 1964 řadí led mezi horninotvorné materiály). Horninami nejsou pak ani meteority a kameny dovezené z jiných planet (tzv. regolít), hmoty tvořící svrchní plášť Země a pod. Toto bylo důvodem pro Krista, Krivého (1985) pro vydělení oborů kosmické a technické petrografie i dalších.



Obr. 14 Schéma zemského tělesa s mocnostmi jednotlivých sfér a přehledem přijímaných specifických hmotností hydrosféry, kůry a pláště.

Petrogenetické studie kombinují různé experimentální a teoretické postupy a používají induktivní a deduktivní zdůvodnění k vyslovení závěru o původu horniny a jejím vývoji v čase.



Obr. 15 Změny zemského povrchu v průběhu geologického času

Horniny se podle geneze dělí na tři skupiny:

1. primární - magmatické - vyvřelé
 - Plutonické
 - Vulkanické
2. sekundární: usazené (sedimentární)
 - klastické
 - biogenní
 - chemogenní
3. sekundární: přeměněné (metamorfované)
 - kontaktně metamorfované
 - regionálně metamorfované
 - metasomatické

Mezi těmito skupinami však existují přechodné horniny, a pro to např. Dietrich, Skinner (1979) rozlišují horniny vyvřelé, pyroklastické, sedimentární, diagenetické, metamorfované a migmatity, které uzavírají kruh a přecházejí do vyvřelých. Od sedimentárních hornin by bylo vhodné v tomto smyslu ještě oddělit horniny reziduální (Konta 1987). Situaci se základním dělením dále komplikuje skutečnost, že existují i horniny, jejichž původ není zcela jednoznačný např. olivínovce, amfibolovce, charnockity - mohou být vyvřelé i metamorfované. Při vzniku jiných se mohou uplatňovat různé procesy sedimentace a metamorfózy: např.

serpentinity mohou vznikat přeměnami primárních peridotitů (a dalších ultramafických hornin), tak během magmatických procesů a dokonce i sedimentací materiálu vhodného složení.

1.1.1 Magmatické horniny

Vyvěřelé (magmatické) horniny vznikají krystalizací (ztuhnutím roztavené horninové hmoty - magmatu) za teplot vysoce převyšujících průměrnou teplotu na zemském povrchu. Tato tavenina, všeobecně označovaná jako magma, může nebo nemusí být zcela roztavená, neboť kromě kapalné fáze může obsahovat určité⁶ množství pevné fáze, a to jak krystalů, tak úlomků hornin (xenolity), stejně tak jako plyny⁷ a vodní páry.

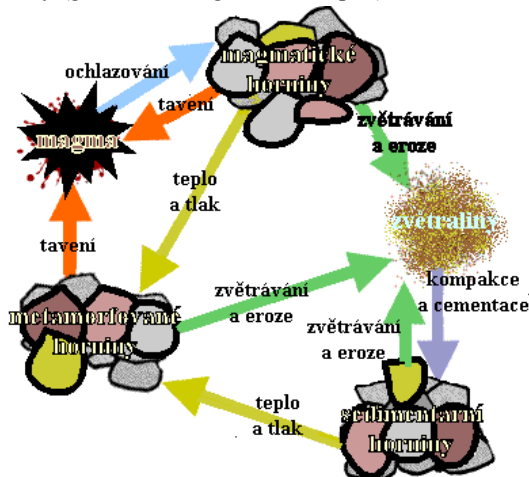
Magmatické horniny vznikají magmatickou krystalizací z taveniny (magmatu) za vysokých teplot. Jsou to přírodní produkty tuhnutí a krystalizace magmatu.

K magmatickým horninám se řadí i takové horniny, které se jim celkově chemickým, minerálním složením a strukturami podobají, ale mohou mít i jinou kinetiku než čistě magmatickou. Např. může jít o reziduum postupující frakční krystalizace (peridotity svrchního pláště), mohou vznikat metasomatickými procesy (granitizací, migmatitizací apod).

Ve smyslu přijatých doporučení (IUGS) se magmatické horniny rozdělují do dvou základních podskupin, a to podle geologické pozice:

plutonické (hlubinné, abysální, žilné - subvulkanické, hypabysální);
a vulkanické (výlevné, efuzivní, extruzivní).

K vulkanickým horninám je přiřazována i tefra (horniny pyroklastické – tuhy a tuřity, které jsou přechodným článkem k horninám sedimentárním).



Obr. 16 Horninový přírodní cyklus.

Podle chemického složení, zejména na základě obsahu SiO₂ se magmatické horniny rozdělují do 4 základních skupin: horniny acidní, intermediální, bazické a ultrabazické.

Neméně významné je další členění:

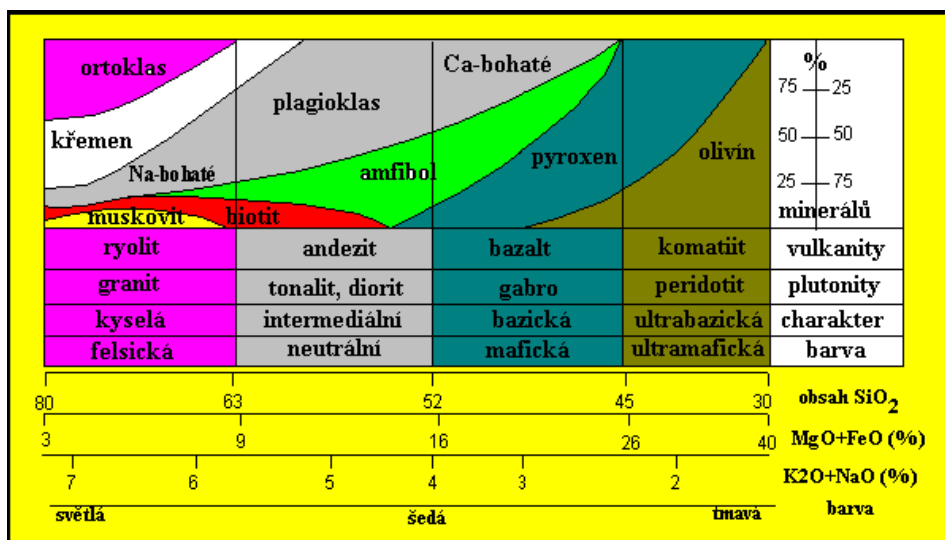
horniny alkalické (mají molární nadbytek alkálií ve vztahu k Al₂O₃ nebo častěji v komplikovanějším vztahu k SiO₂ jako kriticky nenasycené)

a subalkalické (tj. nealkalické, jsou to všechny ty, které nesplňují kritéria pro alkalické horniny).

⁶ až od 50 obj. % je to stále ještě magma

⁷ Mnohé horniny, které lze podle geologického vystupování, nerostného složení a uspořádání nerostných součástí považovat za vyvěřelé, vznikly přeměnou starších hornin za určitých podmínek (Hejman 1956), vždy však procesy endogenními v litosféře.

Podrobnější definice a systematika magmatických hornin jsou obsahem kapitoly 3 -Klasifikace magmatických hornin. Obr. 17 podává základní informaci o minerálním a chemickém složení magmatických hornin.



Obr. 17 Schéma klasifikace magmatických hornin na základě chemického složení (pode obsahu SiO_2). V rámci schématu jsou zahrnuty i hlavní představitelé hornin acidních, intermediálních, bazických a ultrabazických.

Přechod mezi magmatickými a sedimentárními horninami tvoří horniny pyroklastické. Jejich materiál je prvotně magmatický (vulkanický), ale závěrečné fáze jejich vzniku nesou rysy sedimentace. Dochází zde k mísení vulkanického (pyroklastického) a chemogenního či klastického sedimentárního materiálu. Při studiu magmatického materiálu v klastických sedimentech nebo zvětrávacích kůr na magmatických horninách je hranice mezi magmatickou a sedimentární petrologií velmi křehká. Odráží se zde metodický přístup a úhel pohledu získávání poznatků:

- ☒ o magmatických procesech, jde o petrologii magmatitů,
- ☒ o zvětrávacích nebo sedimentačních procesech, pak jde o sedimentární petrologii.

V tab. 1 je uveden přehled zdrojů ovlivňujících stabilitu hornin.

Tab. 1 Zdroje změn hornin.

Směrem do:						
	Atmosféry	Hydrosféry	Kontinentální kůry	Oceánské kůry	Pláště	Jádra
Zdroje z	Atmosféry	děšť, výměna plynů, zvětrávání				
	Hydrosféry	zvětrávání, Aerosoly	zvětrávání	Nízce teplotní změny, hydrotermální změny, všechny procesy	Subdukce	

← Naformátováno: Odrážky a číslování

	Kontinentální kůry	Zvětrávání ztráta plynů	zvětrávání		Mechanická eroze, atmosférický prach	subdukce, "rozvrstvení"	
	pláště	ztráta plynů, Aerosoly	Nízce teplotní změny, hydrotermální změny, všechny procesy ztráta plynů	Tektonika Magmatismus	Vulkanismus hřbetů, Vnitrodeskový vulkanismus	subdukce	D" Interakce jádra
	jádra					D" - Interakce jádra	

Procesy vzniku magmatických hornin velmi těsně navazují na procesy metamorfní. Zejména oblast tavení horninového materiálu a vznik magmatu mohou být konečnými procesy vysokoteplotní metamorfní rekrystalizace. Intrudující a chladnoucí a krystalizující magma uvolňuje teplo do hostitelského horninového prostředí a probíhá metamorfní rekrystalizaci kontaktních hornin. Důkazem těsného spojení magmatických a metamorfovaných hornin jsou migmatizované komplexy lemující velké plutony.

Proto jsou si metody výzkumu magmatických a metamorfovaných hornin velmi blízké a řada současných petrologů studuje současně obě genetické skupiny, které bývají zahrnovány pod termín tzv. "tvrdé", petrologie.

1.1.2 Sedimentární horniny

Exogenními procesy probíhající na zemském povrchu nebo v jeho těsné blízkosti jsou předpokladem pro vznik sedimentárních hornin. Sedimentární horniny vznikají za běžných, relativně nízkých teplot a tlaků. Při jejich vzniku se uplatňuje několik základních procesů:

– ***zvětrávání, transport materiálu, sedimentace (usazování, zpevnění a diagenese.***

Reziduální horniny se obvykle vyčleňují do samostatné skupiny. Důvodem je to, neprodělaly transport materiálu a tvoří zvětrávací kůry lokalizované nad primárními horninami. Reziduum může pocházet ze starších hornin magmatických, metamorfovaných nebo i sedimentárních. Mezi reziduální horniny řadíme eluvi, kaolinizované horniny, bentonity, laterity apod.

Sedimentární horniny vznikají sedimentací transportovaného materiálu.

Podle způsobu transportu (mechanického či chemického) se dělí do dvou základních podskupin:

– ***horniny klastické (tj. složené z klastů hornin a minerálů) a cementační***

Klasifikace klastických sedimentů je založena prioritně na absolutní velikosti zrna.

V psamitech převažují úlomky o velikosti nad 2 mm, v psamitech se velikost zrn pohybuje mezi 0,063-2 mm, v aleuritech od 0,004-0,063 mm a pelity mají velikost částic menší než 0,004 mm. Druhým kritériem je stupeň zpevnění. V každé uvedené skupině se rozlišují sedimenty zpevněné a nezpevněné. K těmto kritériím se připojují další jako je např. stupeň zaoblení úlomků, vytřídění materiálu apod.

Skupina cementačních sedimentárních hornin je podrobněji rozdělována na základě látkového složení. Spadají se: karbonátové horniny, silicity, allity, ferolity, manganolity, fosfority, evapority a kaustobiolity (uhelné a živičné sedimenty).

I mezi klasickými a chemogenními sedimenty se setkáváme s přechodnými horninami nejčastěji jílovitými vápenci až vápnyými jílovci, které bývají označovány jako např. slinité sedimenty (obvykle i s hrubším podílem klastického materiálu).

Mezi diagenézou a začínající metamorfózou nenalzáme vždy jasné hranice. Proto i sedimentární petrologie má jakési specifické postavení a rovněž její metody výzkumu jsou odlišné (patří k nim např. studium zvětrávacích procesů, studium mechanismů a podmínek sedimentace,

rekonstrukce sedimentačního prostředí, tzv. argilologie - nauka o jílových horninách a jílových minerálech atd.)

1.1.3 Metamorfované horniny

Termínem *metamorfované horniny* (Lyell 1835), *metamorfity* (Issel 1916), metamorfolity (Levinson, Lessing 1935), či metality (Preobraženskij 1956), jsou zpravidla označovány ty horniny, které *po svém vzniku byly přeměněny a nabyly zcela odlišné tvárnosti* (Kettner in Krainich 1927), k čemuž se dodává : *procesy, které probíhají v litosféře, popřípadě i v odpovídajících částech jiných planet* (Mason 1978). V těchto definicích jsou však podle van Hise (1904) řazeny k metamorfitům i produkty zvětrávání. V souladu s tím jsou pak v anglosaské i ruské literatuře chemické přeměny při zvětrávání a diagenězi považovány za přeměny metasomatické (tj. za allochemickou metamorfózu). Mehnert (1968) proto omezuje rozsah termínu metamorfované horniny na ty, které vznikly pod zónou zvětrávání, cementace a diageněze, aniž by bylo dosaženo přechodu do fluidní fáze tj. podmínek tavení. Tohoto pojetí se přidržuje i mezinárodní komise pro systematiku a klasifikaci metamorfovaných hornin (SCMR 1988) :

Metamorfovaná je hornina, v níž byla prokázána metamorfóza, tj. proces, který vede ke změnám v minerálním složení a/nebo stavbě a/nebo v chemickém složení původní horniny (protolitu). Tyto změny jsou podmíněny fyzikálními a/nebo chemickými podmínkami, které jsou odlišné od podmínek existujících při vzniku horniny a také od podmínek ovlivňujících horniny v zóně zvětrávání, cementace a diageněze.

Metamorfované jsou horniny, v nichž byla prokázána metamorfóza, tj. proces který vede ke změnám protolitu (původní sedimentární, magmatické, nebo starší metamorfované horniny) v minerálním složení, stavbě, nebo oběma způsoby bez přechodu v taveninu působením tepla, všesměrného či orientovaného tlaku nebo chemicky aktivních fluid a plynů. Tlaky a teploty, které vyvolávají tyto změny v minerálním složení a struktuře jsou obecně poněkud odlišné od standardních podmínek které existují na zemském povrchu nebo při vzniku horniny. Nicméně existuje plynulá škála podmínek od těch, které ovlivňují horniny v zóně zvětrávání, během sedimentace, cementace a diageněze k takovým, které způsobují vznik taveniny v nejvyšších stupních metamorfózy⁸.

Jestliže hlavním metamorfním procesem je změna v celkovém složení, jde o metasomatózu.

Metamorfované horniny vznikají ze starších hornin různých genetických typů (magmatických, sedimentárních nebo také již dříve metamorfovaných) přeměnou za teplot a obvykle i tlaků výrazně vyšších než jaké panují na zemském povrchu. Progresivní metamorfóza probíhá za rostoucí teploty a s teplotou se zvyšuje stupeň metamorfózy. Vznikají při tom nové minerální asociace, jako výsledek vlivu metamorfních podmínek a reakcí výchozího protolitu. Řada významných metamorfních reakcí během progresivní metamorfózy má dehydratační charakter a čím je metamorfní stupeň vyšší, tím méně vody (v podobě OH-skupiny v minerálech) hornina obsahuje.

Metamorfované horniny si velmi běžně zachovávají minerální asociace (nebo alespoň jejich relikty), vzniklé při nejvyšších dosažených metamorfních podmínkách, protože k opětovnému vzniku nižších minerálních asociací během poklesu teploty již není k dispozici dostatek vody. Retrogradní metamorfóza – regrese - je vznik minerálních asociací odpovídajících nižším

⁸ Zahnuje tedy i částečné tavení až po hranici, kdy hornina přechází do taveniny

metamorfním podmínkám. Vyžaduje přísun vody z vnějšího zdroje a obvykle je umožněna současnou výraznou deformací horniny, např. ve střížných zónách.

Masivní magmatické horniny, které před metamorfózou nebyly postiženy zvětrávacími procesy nebo rozsáhlou alterací se vznikem minerálů bohatých vodou, mohou být vůči metamorfním procesům do určité míry rezistentní. Aby se v nich mohl projevit "normální" sled minerálních asociací, odpovídajících progresivní metamorfóze, musí na počátku prodělat vývojovou fázi, obdobnou retrogresi.

Stupeň metamorfózy se zhruba rozděluje na nízký, střední a vysoký. Hranice metamorfózy není zcela přesně definovatelná a záleží nejen na podmínkách, ale také na povaze horninového materiálu. V "nejcitlivějších" horninách jako jsou tufy a tufity s vysokou porositou a vysoce reaktivním sklovitým podílem, se může projevit nejslabší metamorfóza čili anchimetamorfóza už za teploty kolem 150-200 °C. Nejvyšší metamorfní stupeň se často označuje jako ultrametamorfóza (termín nepřesně definovaný, který se již může překrývat s magmatickými procesy).

Podle vztahu mezi teplotou a tlakem během metamorfního procesu se rozlišují barické typy metamorfózy: Nízce tlaková metamorfóza je výsledkem anomálního zvýšení teploty v malých hloubkách. Metamorfóza středních tlaků představuje "klasický typ" regionální metamorfózy ("barrowiinské" podle terénu ve Skotské vysočině, který zpracoval klasik metamorfní petrologie G. Barrow). Metamorfóza vysokých tlaků je vyvolána abnormálně rychlým vzrůstem tlaku a pomalým růstem teploty, jak je tomu v teplotně zpožděných subdukovaných horninových komplexech. Pokud tyto tři typy postihnou rozsáhlé regiony a objemově velké horninové komplexy pak se jedná o metamorfózu regionální. Při ní se v různém poměru kombinuje složka termická, tlaková a dynamická.

Podstatně omezenější rozsah má kontaktní metamorfóza, představující termální aureoly kolem magmatických těles a projevující se typicky v nízkotlakových podmínkách. Extrémním typem kontaktní metamorfózy je metamorfóza kaustická (žárová), představující v podstatě vypálení sedimentárních hornin buď na styku s vysoce temperovaným magmatem ve vulkanických či mělce subvulkanických podmínkách, nebo také kolem hořící uhelné slaje.

Omezený dosah má také dislokační metamorfóza, tj. deformace a rekrystalizace hornin podél tektonických poruch. Zvláštní charakter má šoková metamorfóza, což je abnormálně krátkodobá metamorfóza spojená se zvláštním typem deformací a někdy až tavením. Bývá způsobena přeměnou kinetické energie při dopadu kosmického tělesa nebo srovnatelnými vlivy. Pokud lze rozpoznat původní charakter horniny, dají se produkty metamorfózy tradičně rozdělit na dvě hrubé skupiny - ortometamorfity (pocházející z magmatických hornin) a parametamorfity (vzniklé z hornin původně sedimentárních, metasedimentární horniny).

Podle typu výchozího složení a současně zvláštních rysů v chování během metamorfózy se rozlišují význačné metamorfní řady bazických hornin - metabazity (např. zelené břidlice, amfibolity, mafické granulity, ale také modré břidlice a eklogity), acidních hornin - metaacidity (např. metagranity, porfýroidy, ortoruly, světlé granulity), ultrabazických nebo ultramafických hornin - metaultrabazity (např. serpentinity), pelitických a semipelitických metasedimentů - metapelity (např. fylity, svory, pararuly), karbonátových hornin - metakarbonáty (hlavně mramory) a metamorfovaných slinitých hornin - vápenatosilikátové horniny (starší český název erlany).

Na pomezí mezi metamorfovanými a magmatickými horninami jsou horniny, při jejichž vzniku se uplatnilo částečné natavení; jsou to jednak migmatity ve vysoce regionálně metamorfovaných oblastech (vznikající často z metapelitů), jednak extrémní produkty vysokoteplotní kontaktní metamorfózy.

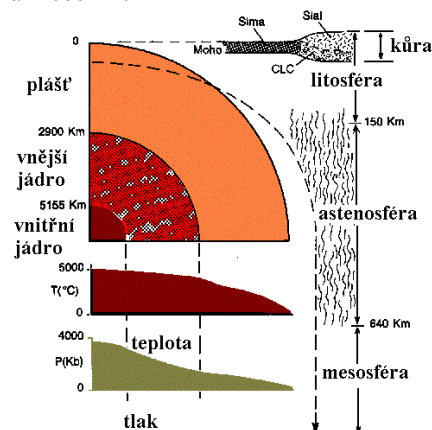
2.3 Stavba zemského tělesa

Původně Barel (1914) definoval ve stavbě Země:

litosféru jako vnější horninový obal;

astenosféru jako zónu ve svrchní části Země se sníženými rychlostmi seismických vln. Podle některých názorů je takových astenosfér i vlnovodů ve svrchní části zemského pláště několik;

mesosféru (chalkosféru) jako střední obal Země, který je tvořen sulfidy a oxidy v hloubce 1900 až 2000 km.



Obr. 18 Schematický průřez jednotlivými sférami Země se zobrazením hloubky, teploty a tlaku.

Všechny Barellovy termíny jsou používány dodnes, většinou však ve zcela rozdílném významu.

Jako mesosféra se označuje vrstva v podloží astenosféry, v níž nastává opětové zvýšení rychlosti šíření zemětřesných vln, astenosféra jako vrstva, která se neprojevuje odporem vůči střížnému napětí (viskozita je asi o 4 řády nižší než v litosféře - Walcott 1970), nebo jako část svrchního pláště mezi litosférou a hranicí spodního pláště v hloubce kolem 1000 km.

Základní průřez jednotlivými sférami Země je

znázorněn v obr. 18.

Nejvýraznější jsou však rozdíly ve významu nejvíce užívaného Barellova termínu litosféra:

⇒ rychlostní vrstvu zemětřesných vln, která jí odpovídá. Tato však pod kontinenty chybí. Proto někteří autoři tak často předpokládají, že spodní hranice litosféry je pod kontinenty v hloubce až 400 km;

⇒ Jak jsou tyto údaje nejisté, si můžeme doložit na příkladu severní Evropy. Podle Noleta (1977) je spodní hranice litosféry v Baltickém štítu v hloubce 150 -170 km (podobně jako v mladých orogenních pásmech kontinentů), podle Polacka a Chapmana (1977) přes 200 km, podle Sacka et al. 250 ± 15 km a podle Calcagnila (1982) je na okraji Skandinávie v hloubce jen asi 110 - 170 km (v severní části Botnického zálivu).

Základem členění litosféry je plošné rozlišení oceánské a kontinentální litosféry. Je založeno především na seismických údajích jejichž interpretace není vždy docela jednoznačná. Oceánská litosféra buduje dna oceánů s hloubkou vodního sloupce větší než 2000 m, kontinentální pak kontinenty a dna moří do hloubky 1800 m⁹. Tento vztah mezi hloubkou moře a typem litosféry není dosavadními teoriemi dostatečně objasněn.

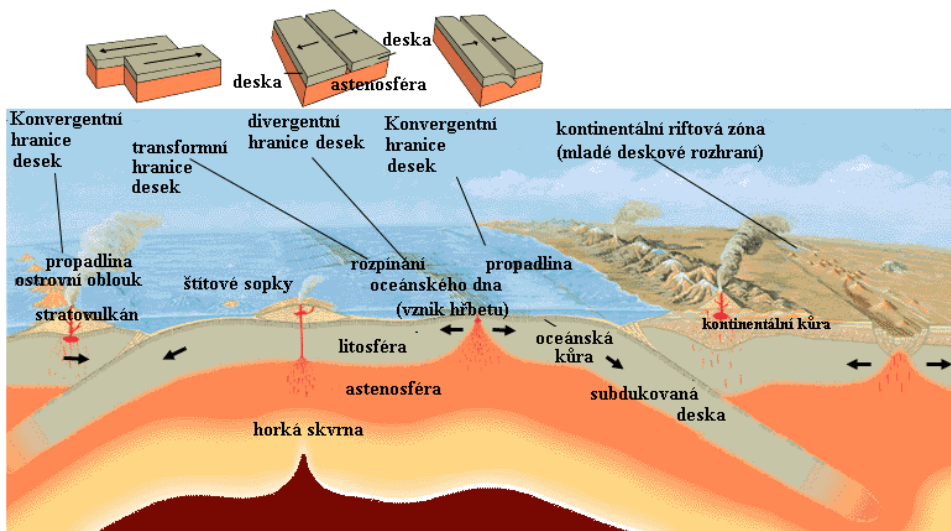
Na mapě Země (obr. 19) jsou zobrazeny litosférické desky a jejich vzájemné vztahy (obr. 20) podle Hamiltona (in Raymond 1995).

⁹ Někdy se vyčleňuje i tzv. přechodný typ litosféry. Je přisuzovaný některým ostrovním obloukům, zaobloukovým bazénům či dokonce vnitrokontinentálním mořím (např. Černé moře)



Obr. 19 Povrch Země s hlavními litosférickými deskami.

Předmětem studia endogenních procesů jsou především horniny, které vytváří litosféru a které v ní vznikají, tedy horniny magmatické (vyvřelé) a metamorfované.



Obr. 20 Základní typy deskových rozhraní oceánské a kontinentální kůry.

Také v dalším textu se v naprosté většině přidržíme doporučení komise pro systematiku metamorfovaných hornin (SCMR), která se touto problematikou zabývá již od roku 1986 v rámci IUGS. Předsedou této komise je prof. Schmidt (Zürich, Švýcarsko), jejím členem je dr. A. Dudek z Karlovy univerzity v Praze. Opíráme se, zejména v kapitole o názvosloví metamorfovaných hornin, o materiály této komise vydané do roku 1989 a odchylujeme se jen tam, kde jsou zjevné nelogičnosti, nesprávnosti, nepřesnosti atd. Považujeme za důležité, že materiály této komise navazují na schválenou terminologii a klasifikaci vyvřelých hornin. Závažná je také skutečnost, že tato komise zpracovává svůj návrh výhradně v anglickém jazyce a doporučuje jeho rozvedení do dalších jazyků. O to se pokusil Fediuk (1987), který informoval naši geologickou veřejnost o prvním návrhu této komise z roku 1985 a současně presentoval řadu návrhů českého názvosloví. Většina z nich byla již v druhém návrhu SCMR (1988) akceptována.

3 Petrografické názvosloví

3.1 Terminologie

Nejstarší názvy hornin vznikly pro označení těch druhů, které byly v pravěku využívány buď jako nástroje nebo jako materiál pro nejrůznější umělecké výtvořiny. Z metamorfovaných hornin k nim můžeme přiřadit: mramory, jadeit, nefrit, ofit, některá označení mastkových hornin („nádobkový kámen“) a pod.¹⁰

Rozvoj hornictví ve středověku přinesl i specifická označení dalších hornin. Zde bychom mohli uvést např. mezinárodní pojmenování ruly - gnějs, které pochází u českého názvu pro hnízdo. To ve středověku sloužilo jako havířské označení pro rozpadavou hlušinu. Je citováno např. Agricoulou (1561) ve formě Kneist (a už proto 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. Jejich vzájemné rozlišení doporučil Lodočnikov (1936) a nyní se užívá termín serpentinit pro označení minerálu a termín serpentinit pro označení horniny. Prvním autorem, který použil názvu Nameister Stein (náměšťský kámen), ve smyslu shodném s dnešním Weisstein (bělokámen) pro světlý granulit, byl Justi (1761). Další názvy byly dávány horninám na počátku 19. století (Pinkerton 1811, d'Aubuisson 1819, Brogniart 1813). Zde bychom se zmínili především o adinole, eklogitu, epidozitu a epidotitu, fylitu, itabiritu, kalcifyru, mastkové břidlici (krupníku), leptynitu, ofikalcitu, plodové břidlici, rohovci a pod. v rámci magmatických hornin z této doby pochází termíny granit, porfyr, syenit (Werner 1787) trachyt, diorit, diabas.

Celá řada názvů se objevila koncem 19. století v období tzv. zlatého věku mikroskopické petrografie: antofylit, bastit, gedrit, glaukofanit, gondit, propylit, pseudotachylit, pyroxenit, rodingit, lamprofyr, peridotit. Tyto názvy jsou vesměs umělé, odvozené nejčastěji z jazyka řeckého či latinského (např. eklogit, leptit), z místních názvů (bludovit, egeran, erlan, fěnit, itabirit, kinzigit, predazit, těšinit, bostonit, missourit, rongstockit, comendit, liparit), jmen významných osobností (buchit, davit, bowenit, charnockit, penkatit) ale i psů (např. dalmatinit). Časté jsou také názvy odvozené různým způsobem od důležitých horninotvorných minerálů

¹⁰ Převážná část je převzata z práce Suk, Gregerová (1991). Doplněny byly údaje o horninách a minerálech magmatických a sedimentárních.

(amfibolit, horblendit, amfibolická břidlice, kvarcit, diasporit, korundit, epidotit, olivínovec, anortozit) nebo jejich zkratk (grospydit, granoplagit, pyribolit, marundit).

Současně s tím však vznikaly i názvy odvozené z předpokládané geneze (např. mylonit, blastomylonit, diaforit, metasomatit, diapirit, impaktit, kontaktit) a názvy odvozené z výchozích hornin (tzv. eduktu či protolitu) např. předponou meta- (metakvarcit, metakonglomerát, metabazit, metaferrolit). 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 názvy popisné, které v naší literatuře konstituoval Hejtman (1961, 1962, 1969, 1974). Jsou to názvy typu: granát-biotit-chloritová břidlice, diopsid-plagioklasová skalina, v obecné formě granát-biotit-amfibolická hornina. Za zakladatele českého názvosloví můžeme považovat Presla a Krejčího (1871), z jejichž prací vycházel Barvít (1893, 1894, 1898) a Bořický (1874). Za základ bylo zvoleno německé názvosloví Roschenbusche, Beckeho a Kretschmera. K jeho dalšímu rozvoji významně přispěli Kettner (1927), Zoubek (1927, 1948) a zejména Hejtman (1961, 1962a,b, 1969, 1974, 1977) a Fediuk (Dudek, Fediuk, Palivcová 1957, 1962, Fediuk 1989). V porovnání s německým nebo anglickým názvoslovím metamorfovaných hornin se české vyznačuje určitými zvláštnostmi:

břidlice - odpovídá anglickému slate i schist: ve významu slate je používán termín aspidní břidlice nebo polofylit;

svor - je používán jednak pro označení metamorfovaných ekvivalentů lutilů středních metamorfních stupňů (granát-biotitový svor), jednak k označení krystalických břidlic, které obsahují křemen a slídy a méně než 10% živců;

kvarcit - konglomerát znamenající metamorfované ekvivalenty pískovců a slepenců. V sedimentární petrografii je používání těchto cizích názvů málo frekventované.

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

Z historického přehledu vyplynulo, že v podstatě jsou používány tři druhy názvů metamorfovaných hornin:

umělé - Dudek, Fediuk, Palivcová (1962) je označují jako názvy:

speciální typu: erlan, rula, amfibolit;

genetické - názvy typu: mylonit, migmatit, metasomatit, impaktit;

popisné - typu: andalusit-stauroolit-plagioklasová skalina.

Umělé názvy používá důsledně čs. norma 72001, z roku 1969, která však je pro účely petrografie metamorfovaných hornin zastaralá, nepřehledná a pro četné nedostatky i nepoužitelná. Umělé názvy jsou v mnoha případech duplicitní (např. glimmerit, hornblendit, kakirit, grafitoid) nejasné (např. pyroxenová rula - může znamenat jak Ca bohatou rulu středních a vyšších stupňů metamorfózy, tak i hyperstenovou rulu granulitové facie) nebo zcela nedostatečně definované.

Proto doporučujeme od této normy postupně upustit, v podstatě v souladu s návrhem komise SCMR. Avšak umělé názvy metamorfovaných hornin, pro jejich stručnost, a to, že nepotřebují jasně definovat stavby a většinou ani minerální složení, lze doporučit k používání při terénním popisu hornin, dokumentaci a pod.

Základem petrografického názvosloví, opírajícího se o aplikaci optických, chemických a petrostrukturních metod petrografického výzkumu však musí být vždy názvy popisné popřípadě složené.

Pracovní komise SCMR rozlišuje následující druhy umělých názvů hornin:

a) Hlavní názvy, široce používané po celém světě, jimiž může být popsáno celé variační pole metamorfovaných hornin a procesů bez větších výpadků;

b) Speciální termíny, dostatečně rozšířené, alespoň v některých částech světa, které mohou být použity pro označení variet nebo méně často se vyskytujících druhů hornin nebo procesů, které mohou zmenšit potřebu extenzivního popisu těchto hornin a procesů;

c) Vzácně nebo jen lokálně používané názvy, které nemohou být nahrazeny krátkými popisy a použitím termínů první a druhé kategorie. Nedoporučuje se jich používat v pracích, určených pro mezinárodní časopisy bez opakování jejich definice;

d) Termíny, které by měly být zrušeny, protože mohou být snadno nahrazeny některým z termínů předchozích kategorií, a které nejsou proto zcela nezbytné, jsou dvojnásobné či nepřesné.

Genetické názvy mají výhodu ve stručnosti, nevýhodu v tom, že jedna a táž hornina (např. amfibolit, eklogit, kvarcit, skarn) může mít celou řadu způsobů vzniku (viz předchozí text).

Popisné názvy jsou výhodné z toho důvodu, že umožňují respektovat jak petrografické, tak i petrologické aspekty poměrně stručným vyjádřením. Jejich tvorba by však měla respektovat (jak upozornil již Grubenmann):

- Původní horninu - indikuje předpona meta- (příp.apo) a původní název horniny. Popřípadě je možno užití popisu (např. mylonitizovaný kvarcit) a teprve pokud nelze původní horninu spolehlivě 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.

1.1.4 Tvorba popisných nebo kombinovaných názvů hornin

Podle zásad komise SCMR a IUGS má popis horniny splňovat následující předpoklady:

a) Kategorizaci: dělení hornin do širokých souborných skupin (sedimentární, metamorfované a magmatické horniny). Ty potom lze dělit do nižších řádů (např. plutonity, vulkanity, kontaktní, regionálně metamorfované horniny, klastické chemogenní sedimenty atd.).

b) Terminologii (nomenklaturu, názvosloví); označení jednotlivých hornin bez vzájemného systémového propojení. Patří sem nejen základní podstatná jména jako granit, rula pískovec, ale bližší specifikace upřesňujícími výrazy (biotitový, porfyrický, porfyroblastický, se sklem, s foidy apod.).

c) Klasifikaci (systematiku); uvádí jednotlivé horniny do systému (ucelené soustavy) na základě pevných klasifikačních parametrů (u magmatických hornin je to minerální popřípadě chemické složení, obvykle podle kvantitativního zastoupení základních minerálů (kvantifikátorů)- křemene, alkalických živců, plagioklasů a foidů, nebo podle hlavních horninotvorných oxidů zejména SiO_2 a oxidů alkalických kovů).

d) Typologii; přiřazení horniny či skupiny hornin do určitého petrogenetického, geochemického, geotektonického či tektonomagmatického cyklu: subalkalický, přesycený, kontinentální, oceánský, ostrovně obloukový, vnitroděskový atd.

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

a) Název horniny se vytvoří z názvu převládajícího minerálu příponou -it: kvarcit, granátit, epidotit, (ne tedy epidozit!), wollastonitit, serpentinit, olivínit, silicit, fosforit, manganolit atd. Pro obdobné horniny vyvěřelé 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 amfibolická hornina;

b) Názvem horninotvorného minerálu a označením podle stavby: např. aktinolitová břidlice, antofylitová břidlice, epidotová břidlice, epidotová skalina; jíl, jílová břidlice, jílovec atd.

Pro horniny obsahující více minerálů se řídíme následujícími pravidly:

- v adjektivní části:

1. Minerál, jehož obsah v hornině je procentuálně nejvyšší, stojí nejbliže názvu horniny (např. turmalín -muskovitový granit, amfibolový metakvartit, glaukonitový pískovec).

2. Ostatní minerály jsou uváděny obdobně, nejdále od podstatného jména stojí ty, které jsou nejméně hojné (pyroxen-granát-amfibolový kvartit).

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, dvojslídny) nebo -natý (slídnatý).

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-biotitická hornina,
granát-biotitická hornina,
granátovo-biotitová hornina,
granát-biotitová hornina.

Naprostě převládající frekvenci mají koncovky -ický a -ový. V jejich používání však není jednota:

a) V petrologii vyvřelých a metamorfovaných hornin se v naší odborné literatuře používá častěji -ický, v sedimentární petrologii -ový.

b) V mnoha případech jsou koncovky libovolně zaměňovány. Příkladně Kettner (1927) uvádí: rula biotitická, chloritická, protoginická, ale současně rula cordieritová, sillimanitová nebo břidličnatá, stěbelnatá, břidlice chloritová, masková, ale též sericitická.

Dudek, Fediuk, Palivcová (1957): břidlice chloritoidová, ale i ottrelitická, rula granátická, grafitická, cordieritická, ale granulit kyanitový i pyroxenický.

c) Koncovku -ový použijeme v tom případě, že minerál je prakticky jedinou nebo téměř jedinou složkou horniny, koncovku -ický, pokud minerál je sice významnou, ale ne jedinou složkou (např. chloritová břidlice - chloritický fylit) (Dudek, Fediuk, Palivcová 1957).

d) Fediuk (1989) navrhl, aby se, analogicky s dalšími slovanskými jazyky, ve spojení s minerály používalo jednotně 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 Barviřem. 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). Fediuk (1997) doporučuje z důvodů praktických používat zkrácených forem typu amfibol-biotitický. V textu až na výjimky používá koncovku -ický¹¹.

e) Výchozí diskuse by mohlo používání koncovek -ový v případě, že jde o koncovku u minerálu (např. granátový); -ický v případě že jde o koncovku u horniny (granitický, tonalitický atd.) I tomto případě však budou existovat určité výjimky (gabrový, rulový apod.)¹².

Neshodné přívlastky typu anglického amfibole-bearing, muscovite bearing a pod jsou uváděny jako:

¹¹ Autor to zdůvodňuje tím, že se mu nepodařilo překonat bariéru zvyku geologické veřejnosti. Současně s tím však používá spojení dvoupyroxenový, dvojslídny a alkalicko živcový.

¹² V každém případě, by však mělo být pravidlem, že koncovky, přívlastky i názvy hornin by měly být v každé geologické publikaci sjednoceny.

název horniny
s amfibolem;

s muskovitem.

Jako podstatné jméno metamorfovaných hornin se používá:

a) *Negenetického termínu hornina (analogicky 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 název 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), popřípadě jiný, geneticky dešifrovatelný aspekt popisované horniny.*

1.1.5 Používání předpon a přípon

Protože používání předpon a přípon je velmi časté a současně i perspektivní, uvádíme přehled nejdůležitějších (včetně odchylných významů), které jsou doporučovány. Doporučené výrazy jsou zvýrazněny silnějším tiskem či kurzívou:

epi- :

a) *předpona označující přeměnu horniny (von Gumbel 1888) např. **epidiabas**, **epidolerit**;*

b) *předpona označující příslušnost ke svrchní zóně metamorfózy (Grubenmann 1910) např. **epikvarcit**;*

c) *předpona označující výraznou (úplnou) přeměnu vyvřelé horniny (Lacroix 1920); meta- : (z řečtiny)*

a) *použita ve spojení s názvem vyvřelé nebo sedimentární horniny indikuje, že jde o metamorfovanou horninu s relikty původní stavby nebo látkového složení (metabazalt, metaarkóza, metakvarcít - Rosenbusch 1891, van Hise 1904, SCMR); hornina má zřetelný rys metamorfních přeměn, ale původní charakter je stále jednoznačně rozpoznatelný. Současně s tím subkomise IUGS připouští v daném případě i použití dalších výrazů jako je např. mylonitizovaný, fylonitizovaný, zrulovatěný granit apod.;*

b) *ve spojení s názvem sedimentární horniny (metakvarcít) byla použita k vyjádření vyššího stádia nebo látkového složení (metaantracit, metabentonit, metabituminózní uhlí);*

c) *meta- ve spojení s názvem metamorfované horniny podle Levinson-Lessinga (1911) pro označení metasomatitů (metaamfibolit);*

orto- : (z řečtiny)

a) *ve spojení s názvem metamorfované horniny indikuje její vyvřelý původ (ortorula, ortoamfibolit; Rosenbusch 1891);*

b) *ve spojení s názvem sedimentární horniny její složení (ortokvarcít - křemenný pískovec, ortokonglomerát - slepenec bez většího podílu písčité matrix, s vytříděnými valouny;)*

c) *Shand (1927) použil pro nasycené horniny vyvřelé;*

para- : (z řečtiny)

a) *ve spojení s názvem metamorfované horniny ukazuje její vznik ze sedimentů (pararula), též sedimentogenní rula (Rosenbusch 1891);*

b) *ve spojení s názvem sedimentární horniny zpravidla horninu bohatou matrix (Pettijohn et al. 1973);*

c) parakonglomerát podle Pettijohna (1957) je konglomerát, který vznikl jinak, než běžným prouděním vody (např. turbiditními proudy, ledovcovým přenosem a pod.);

d) podle Lacroix (1920, 1933) indikuje mineralogické změny ve vyvřelé hornině, které nejsou provázány významnějšími změnami chemického složení;

e) podle Levinson-Lessinga (1905) metamorfované horniny, které rekrystalovaly v pevném stavu;

apo- : (z řečtiny)

předložka vyjadřující alteraci horniny či metasomatickou přeměnu bez změny původní stavby (např. devitrifikace skla v ryolitu – aporyolit; Bascom 1893, van Hise 1904);

deutero- : (z řečtiny)

a) pro metamorfované horniny odvozené z určité primární horniny (deuterodiorit) zbytečný termín (synonymum meta-);

b) změny minerálů v posledních stádiích konsolidace magmatu, do úplného ztuhnutí horniny (Sederholm 1916);

pseudo- : (z řečtiny)

pseudokonglomerát - konglomerát, který vznikl tektonicky (tektonická brekcie), podobně pseudoporfyrít, pseudofelzít;

pseudokvarcít - druhotný kvarcít; pseudofulgurit - trubičkovité, vápnité či železité útvary kolem odumřelých kořenek rostlin;

hetero- : (z řečtiny) tvořený více složkami (např. minerály, druhy hornin apod.);

homo- : (z řečtiny) jednotný (tvořený jedním minerálním druhem, minerály přibližně stejné zrnitosti apod.);

auto- : (z řečtiny)

a) vzniklý drcením - autoklastická brekcie, autoklastická břidlice;

b) vzniklý na místě - autochtonní;

c) vzniklý působením vlastních činitelů - autometamorfóza - přeměna vyvřelých hornin vlastními těkavými látkami (autoskarn, automigmatit);

d) automorfni omezený vlastními krystalovými plochami;

ultra- : dovedený do krajního stádia (ultrametamorfóza, ultramylonit);

leuko- : hornina obsahuje méně tmavých minerálů, než je pro daný druh horniny charakteristické;

melano- (podle některých autorů mela-:např. Fediuk 1996) hornina obsahuje více tmavých minerálů, než je pro daný druh horniny charakteristické;

mikro-: subkomise IUGS ji doporučuje používat pro podstandardně jemnozrnné plutonity. Tato předpona je pro nás velmi důležitá, a to zejména ve vztahu k horninám žilným. V souladu s doporučením je pak většina žilných „porfyrů a porfyrítů“ označována jako porfyrický mikrogranit, porfyrický mikrotonalit atd.. Tím ovšem padá i u nás běžně užívané rozlišení na porfyr (s převahou alkalických živců) a porfyrít (s převahou plagioklasu);

proto- : ve smyslu primární (protogneiss, protomylonit);

koncovka : -it :koncovka rozlišující horninu zpravidla metamorfovanou, od minerálu, který ji tvoří (amfíbol-amfíbolit, serpentín-serpentinit, quartz-kvarcít);

-oid: koncovka vyjadřující příslušnost k určitému druhu jen na základě obecných znaků (granitoid, skarnoid).

4 Metody výzkumu hornin

4.1 Terénní práce, sběr vzorků, mapování

Petrologie se při svém poznávání opírá o řadu petrologických metod. Základem úspěšné aplikace všech petrologických metod bez výjimky je dokonalá znalost geologického postavení zkoumaných hornin. Jen vzorky odebrané z dokonale známé geologické pozice lze vzájemně srovnávat a podrobovat nákladným a často časově náročným zkouškám.

Při odběru vzorků k petrologickým výzkumům je třeba :

znát geologickou pozici hornin v tělese, tj. umět definovat místo odběru vzorku vzhledem na zonalitu geologických těles (tzn. litofacií v sedimentech, zonálnímu uspořádání ve vnitřní stavbě magmatických hornin - masívů, žil a lávových proudů, jejich stratifikaci a pod., v metamorfovaných horninách pak pozici v systému izográd);

dbát, aby vzorek byl čerstvý, i když, a i to je třeba vzít v úvahu, 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 odebírat způsobem, který neovlivní konečný výsledek (např. ořez železných mechanických prostředků odběru, zahřátí při vrtání, změny složení fluidní fáze výplachem a pod.) ;

hodnotit vzorek z hlediska intaktnosti technogeneze (změny chemismu sedimentů průsaky odpadních vod, změny magnetického pole, atd.).

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 ořez zlata ze snubního prstenu při odběru vzorků. Přitom náklady na přesnější analýzy rostou geometrickou řadou;

zvážit, zda jsou pro dané rozborů k dispozici všechny potřebné geologické údaje k jejich interpretaci;

uvědomit si, zda jsou použité metody statisticky adekvátní požadovaným interpretacím;

z vyhodnocovaného souboru vyloučit analýzy, které jsou ve zjevném rozporu s mikroskopickými údaji;

z vyhodnocovaného souboru vyloučit analýzy pokud máme jakékoliv pochybnosti o správné lokalizaci daného vzorku;

dbát na to, aby hodnocená množina analýz byla provedená stejnou metodikou a pokud to je možné i stejnou laboratoří ;

do souboru analyzovaných vzorků zařadit určitý s dobře definovaných ověřených horninových analytických standardů;

z vyhodnocovaného souboru dále vyloučit zjevně nepřesné analýzy (pokud je Σ větší než 100%, pokud chybí některá stanovení atd.).

Při interpretaci výsledků je důležité :

vést v patmosti, 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 modelu hlubší stavby Země) pohybujeme se vždy v říši dohadů, snů a fantazie.

4.2 Laboratorní metody I.

Zvláštní požadavky na laboratorní výzkum, např.:

zda je hornina mechanicky porušena (při sledování dislokačních zón);
do jaké míry na ni působily hydrotermální roztoky (při hledání rudních indicií);
jsou-li v ní přítomny minerály důležité pro určitý výklad genese (např. cordierit nebo chialolit při problému kontaktně metamorfního ovlivnění, sillimanit při otázce asimilace v žulovém tělese aj.);
řešení sporného původu horniny;
určení stylu a stupně metamorfních pochodů;
otázky diaforesy;
vhodnost horniny pro technické použití;
obsah rudních součástí;
přítomnost sulfidů (pro technické účely - atakování betonu) a mnohé jiné.

1. Makroskopický popis zahrnuje:

barvu horniny - často nestačí jedno nebo dvě slova, někdy je třeba celé věty. Pro některé případy je vhodné určit zvlášť celkovou barvu, která je patrna při pohledu z dálky a odděleně barvu zblízka;

zrnatost horniny a popřípadě variace ve velikosti zrna;

makroskopicky rozeznatelné minerály, jejich velikost, množství, tvar a omezení;

makroskopicky patrné strukturní znaky (tzv. skladba, stavba horniny ve starších publikacích struktury, v anglicky psaných fabric nebo structure), pokud nebyly detailně probrány v etapě terénní: břidličnatost, vrstevnatost, kliváž, usměrnění, přednostní orientace, vrásky a vrásky, svaštění, pukliny, trhliny.

Doplnit (pokud to lze) kvantitativní charakteristikou, např.: plochy břidličnatosti jsou od sebe vzdáleny průměrně 1-3 mm, na 1 dm ve směru tektonické osy a připadá asi 70 vrásek apod.

charakter povrchu filiace: hladký, nerovný, drsný, zborcený, vrásčitý atd.;

charakter lomné plochy a lomných hran: lomná plocha rovná, nerovná, lasturnatá, tříšťnatá, zemitá atd., lomné hrany ostré, zaoblené;

čerstvost a stupeň přeměny;

stanovení specifické hmotnosti (včetně metodiky stanovení - hydrostaticky, pyknometricky, suspensačně).

Mikroskopický popis:

a) vyjmenování všech minerálů v hornině v pořadí podle důležitosti (případně podle sukcese, původu apod.)

b) popis jednotlivých minerálů (nebo složek) v pořadí:

podstatné

vedlejší

akcesorické

sekundární

c) u všech minerálů uvést:

velikost: relativní a absolutní (průměrná, minimální i maximální);

27

tvary: prismatický, lištovitý, sloupcovitý, dlouze sloupcovitý, stébelnatý, jehličkovitý, vláknitý, tabulkovitý, izometrický atd.;

omezení: automorfní (euherdální, idiomorfní), hypautomorfní (subherdální, hypidiomorfní), xenomorfní (anhedralní, alotriomorfní); u metamorfovaných hornin idioblastické, xenoblastické;

opracování klastického materiálu: angulární, subangulární, semiovální, ovální, dokonale ovální;

deformační vlivy: undulozní zhášení, granulace zrn, anomální dvojčatění karbonátů a živců, ohnutí krystalů, protoklaza, kataklaza;

povaha živců: pokud možno přesně - uvést použitou metodu (symetrická zóna, Becke-Beckerova metoda, měření indexu lomu štěpných lupinek atd.);

zvláštní morfologické jevy: srůstové zákony, štěpnost, zonálnost, přesýpátková struktura, uzavřeniny a jejich orientace aj.;

specifické optické vlastnosti :

barva: s určením odstínu, pleochroismus (určit odstíny podle hlavních optických směrů);

charakteristické odchylky zhášení a podobné vlastnosti, které jsou pro daný minerál významné. Neuvádíme však obecně známé a samozřejmé údaje např.: křemen je jednoosý, zirkon má vysoký index lomu, karbonáty mají vysoký dvojlom apod.;

přeměny: chloritizace biotitu, granátu apod., uralitizace pyroxenu, serpentinizace olivínu, kaolinizace a sericitizace živců aj.;

u porfyrických hornin popisujeme zvlášť vyrostlice a zvlášť základní hmotu;

u porfyroblastických metamorfovaných hornin popíšeme odděleně porfyroblasty a základní tkáň;

u sedimentů charakterizujeme klastický materiál a zvlášť matrix a tmel;

široké minerální skupiny jako jsou plagioklasy, amfiboly, pyroxeny, chlority, jílové minerály apod. popisujeme co nejpřesněji a úzce specifikujeme, pokud to zjištěné vlastnosti dovolují, např.: obecný zelený amfibol, diopsid, augit, klinochlor, montmorillonit apod.;

přednostní orientace minerálů;

u magmatických hornin uvádíme sukcesi;

u metamorfovaných hornin rovněž sukcesi, pokud ji lze stanovit a vedle ní typ krystalizace - synkinematická, parakinematická a postkinematická;

u sedimentů: třídění a opracování klastického materiálu, charakter tmelu (basální, pórový atd.), popis organických zbytků;

odhad kvantitativního poměru součástí, eventuálně planimetrická analýza (udat velikost posunu a délku měřené linie, event. počet bodů při užití bodového počítáče); stanovení zrnitosti (uvést podle kterého autora -Teuscher, Pettijohn, Strachov aj.),

struktura horniny,

přesné petrografické označení horniny. Uvést klasifikaci např. Streckeisen TAS, apod.

popis doplnit nákresy typických detailů z výbrusu (doklad sukcese, zatlačování jednoho minerálu jiným, deformační zjevy aj.), popřípadě fotografiemi (makro nebo mikro, udat polohu nikolů a zvětšení).

Výše uvedený návod je nutno chápat jako určité vodítko, nikoli šablonu. Podrobnost popisu závisí na požadavcích a na účelu, který se petrografickým výzkumem sleduje.

Měření délky ve výbrusových preparátech

Délky se měří buď pomocí dílků mikrometrické škály okuláru, nebo se odhadují srovnáním se známou velikostí poloměru zorného pole. Hodnoty dílků škály i poloměr zorného pole je třeba pro každou kombinaci objektivu a okuláru určitého mikroskopu napřed zjistit (ocejchovat) pomocí mikrometru (sklo s vyrytým dělením po setinách mm).

Například hodnota jednoho dílku mikrometrické škály okuláru v mm je u mikroskopu JenaPol U pro objektiv P 10 a revolverové objektivy: 3,2x roven 0,15mm; 10x -0,05mm; 20x – 0,025mm; 50x -0,01mm.

Zrnitost magmatických a metamorfovaných hornin

Při určování čísla zrnitosti ve výbrusu se zjišťuje počet zrn v zorném poli mikroskopu. Číslo zrnitosti nebo zařazení do zrnitostní klasifikace Teuscherovy se odvodí pomocí tabulek. V nich jsou vypočteny potřebné údaje pro určité kombinace okuláru a objektivu v mikroskopech u nás nejčastěji používaných. Přesnost určení zrnitosti se zvýší tím, že se počet zrn stanoví na několika místech výbrusu a nebo ve více výbrusech a vypočte se aritmetický průměr. Pro horniny porfyrické (ev. porfyroblastické) je třeba stanovit zrnitost základní hmoty (případně základní tkáň).

Tab. 1 Zrnitost hornin.

Průměrná velikost zrna v mm	Číslo zrnitosti	Označení zrnitosti	Označení skupiny velikosti zrna
>33	1	velkozrná	v cm
33 -10	1	velmi hrubozrná	
10 -3,3	1-10	hrubozrná	v mm
3,3 -1	10-100	středně zrnitá	
1 -0,33	100-1000	drobnozrná v desetínách	mm
0,33- 0,1	1000-10000	jemnozrná	
0,1 -0,01	10000-1000000	velmi jemnozrná	v setinách mm
0,01- 0,001	>1000000	celistvá	v tisícinách mm

4.3 Optická mikroskopie

Základní metodou studia je optická mikroskopie. Studium bylo provedeno pomocí petrologického mikroskopu Olympus BX51, který umožňuje oddělené a souběžné studium minerálů v procházejícím a reflektujícím polarizovaném světle.

Optické analýzy navazují na prvotní archeologickou deskriptivní analýzu a makroskopické charakteristiky artefaktů. Příprava výbrusových preparátů pro mikropetrografické rozbory je náročná. U keramických artefaktů musí být dodržován postup, který je na jedné straně co nejméně destruktivní a na straně druhé, preparát musí být pro daný vzorek reprezentativní. Proto bývá volena ta část artefaktu, která se poškodila během expozice v kulturní vrstvě nebo místo, které vyžaduje rekonstrukci. Z artefaktu je diamantovou pilou vyříznut tenký (cca 1 mm mocný) plátek, který je prosycen epoxidovou pryskyřicí a fixován na podložní sklo. Opracovává se postupným broušením a leštěním až na mocnost 0,05-0,03 mm. Preparát může být zakryt krycím sklíčkem (výbrus) nebo je jeho povrch naleštěn (leštěný výbrus). Pro komplexnost studia, s uplatněním řady analytických metod, jsou leštěné výbrusy vhodnější (např. odrazová, katodoluminiscenční a elektronová mikroskopie i mikroanalýza).

Pro analýzy vzorků elektronovým mikroskopem a elektronovou mikrosondou je nutné zvolené preparáty pokrýt tenkou vodivou vrstvou. Nejčastěji se používá uhlík nebo zlato (Au se používá v případě kdy není potřebná kvantitativní analýza). Před zahájením analýz musí být preparát dokonale suchý.

4.3.1 Polarizační mikroskop a práce s ním

Polarizační mikroskop je oproti běžnému biologickému mikroskopu vybaven polarizačním zařízením, které umožňuje studovat i ty vlastnosti minerálů, které nejsou patrné v obyčejném (nepolarizovaném světle). Optickými metodami lze minerály studovat v procházejícím nebo v

odraženém světle (tzv. rudní mikroskopie). V dalším textu bude řeč o mikroskopii v procházejícím světle, o rudní mikroskopii bude pojednáno v kapitole

Optické jevy, k nimž dochází v důsledku interakce polarizovaného světla a krystalů, jsou často neobyčejně složité. Proto se v dalším textu zaměříme na pouhý jejich popis, nikoliv na přesné vysvětlení fyzikální podstaty jevů. Text nelze považovat ani za vyčerpávající návod k mikroskopování. Kvalitní využití polarizačního mikroskopu vyžaduje mnoho dalších znalostí a především praktických zkušeností.

4.3.2 Optické vlastnosti minerálů

Optické vlastnosti minerálů patří z hlediska geologické praxe k nejdůležitějším, protože jich využívá technika optické mikroskopie, na níž je mimo jiné založeno určování mineralogického složení hornin či identifikace rudních minerálů. I když význam optické mikroskopie s rozvojem instrumentálních analytických metod (především techniky elektronové mikroanalýzy) v poslední době poklesl, je v praxi stále hojně používána pro svoji relativní přístrojovou i finanční nenáročnost. Metody optické mikroskopie jsou založeny na pozorování interakce viditelného světla a minerálu. Pro pochopení optických vlastností minerálů a principů jejich studia je tedy nezbytné znát základní fakta jak o symetrii krystalů, tak o některých vlastnostech světla. Problematika je shrnuta v publikaci Gregerová, Fojt, Vávra (2002).

4.3.3 Mikroskopie v odraženém světle

Některé minerály jsou neprůhledné do té míry, že nepropouštějí světlo ani v tenké vrstvě, nebo je propouštějí jen nepatrně. Při pozorování v procházejícím světle jsou zcela tmavé, takže tímto způsobem nemůžeme zjišťovat jejich vlastnosti. Takové minerály označujeme jako rudní. Studium optických vlastností opakních minerálů se zabývá rudní mikroskopie. Rudní mikroskopie studuje minerály v odraženém světle, tedy ve světle, které dopadá na minerál shora a odráží se zpět do optické soustavy mikroskopu. Moderní mikroskopy umožňují obvykle po jisté úpravě pozorování v procházejícím i odraženém světle, existují však i speciální rudní mikroskopy. Schéma rudního mikroskopu pro pozorování v odraženém světle je na obrázku. Preparáty pro rudní mikroskopii se nazývají nábrusy. Studovaný vzorek je rozříznut, řezná plocha je zbrušena do roviny a dokonale vyleštěna. Pokud je vzorek příliš malý, zalije se nejprve do vhodné syntetické pryskyřice. Na rozdíl od výbrusů se nábrusy nepřikrývají krycím sklíčkem.

4.4 Luminiscence minerálů

Luminiscence je schopnost některých látek, tzv. luminiforů, světélkovat po dodání energie. Při dodání dostatečného množství energie elektronu v obalu atomu dojde k jeho přeskoku na vyšší energetickou hladinu. Po určité době dojde k návratu elektronu na původní energetickou hladinu. Tento seskok je doprovázen uvolněním fotonu o vlnové délce dané rozdílem obou energetických hladin. Za příznivých okolností je vlnová délka tohoto záření v rozmezí 380 – 780 nm, takže ji vnímáme jako viditelné světlo. Pokud dojde k seskoku elektronu a vyzáření světla po velmi krátké době, prakticky současně s dodáním energie (po řádově 0,000 000 001 s), mluvíme o fluorescenci. Nastane-li světelná emise po delší době od dodání energie, jde o fosforescenci.

Schopnost luminiscence může být dána stavbou elektronových obalů některých atomů (např. prvky vzácných zemin) nebo může být důsledkem poruch v krystalové mřížce některých minerálů, tzv. krystalofosforů. Luminiscence může být způsobena různými druhy dodávané energie. Termoluminiscence je způsobována slabým zahřátím některých vzorků některých minerálů (kalcit, fluorit, diamant). Elektrickým proudem může být vyvolána

elektroluminiscence, chemickými reakcemi (např. oxidací) chemoluminiscence, mechanickou energií (drcením a lámáním některých krystalů) triboluminiscence. Při krystalizaci některých látek z roztoků vzniká krystaloluminiscence. Nejrozšířenějším a v praxi nejdůležitějším druhem luminiscence je fotoluminiscence.

4.4.1 Fotoluminiscence

Fotoluminiscence je druh luminiscence vyvolaný energií dopadajícího elektromagnetického záření. Řídí se Stokesovým zákonem, podle něhož má vybuzené světelné záření vždy větší vlnovou délku (menší energii) než budící záření. Proto lze luminiscenci vyvolat jen výjimečně viditelným světlem, obvykle je třeba použít ultrafialové nebo rentgenové záření. Fotoluminiscenci lze někdy vyvolat i proudem elektronů (katodové paprsky). Charakteristické luminiscenční barvy některých minerálů (obvykle luminiskují jen některé vzorky těchto minerálů!) jsou uvedeny v tab. 2.

Tab. 2 Luminiscenční barvy některých minerálů

minerál	katodové paprsky	RTG paprsky	ultrafialové paprsky
diamant	zelená, oranžová, modrá	modrá	modrá
fluorit	zelená, fialová	zelená, modrá	žlutozelená, fialová
kalcit	oranžová, červená	růžová, červená	červená, oranžová
dolomit	žlutá, oranžová	oranžová	žlutá
willemit	–	–	zelená
zirkon	žlutá	zelená	oranžová
scheelit	modrá	modrá	modrá
torbernit	–	–	zelená

4.4.2 Význam luminiscence

Luminiscence v ultrafialovém světle je důležitým identifikačním znakem některých minerálů (scheelit, willemit, uranové slidy). V mineralogii se k tomuto účelu nejčastěji používají stacionární či přenosné UV-lampy se dvěma vlnovými rozsahy produkovaného záření. Na luminiscenci minerálů v katodových paprscích je založena analytická metoda katodoluminiscence. V technice se luminiscence uplatňuje velmi široce – např. osvětlovací technika (zářivky a výbojky), elektronika (detektory záření, zesilovače elektromagnetického záření, obrazovky), konstrukce laserů atd.).

4.9 Metoda elektronové mikroanalýzy

Metoda elektronové mikroanalýzy je vysoce účinná nedestruktivní fyzikální metoda prvkové analýzy pevných látek. Je založena na interakci dopadajícího svazku urychlených (vysoce energetických) elektronů a studovaného vzorku. Přístroje pro tuto metodu, elektronové mikroanalýzátory (mikrosondy), jsou v podstatě kombinací řádkovacího elektronového mikroskopu a spektrometrů rentgenového záření.

Základním prvkem elektronového mikroanalýzátoru je elektronová tryska, které produkuje vysoce urychlené primární elektrony (obr.). Ty jsou sadou elektromagnetických čoček a clonek

zaostřeny na povrch preparátu do plochy o průměru pouhých 0,1 – 3 μm . Preparát je nejčastěji dokonale vyleštěný nábrus. Nevodivé materiály je před analýzou nutno napařit tenkou vrstvou zlata nebo grafitu pro odvádění hromadícího se elektrického náboje. Celý přístroj je vysoce evakuován. Při dopadu primárních elektronů na povrch vzorku dochází v důsledku srážek s atomy (resp. s jejich elektronovými obaly) k celé řadě jevů (obr.). Část primárních elektronů se pružně odrazí zpět a opustí vzorek s nezměněnou energií (rychlostí). Nazýváme je odražené elektrony. Jiné elektrony se od atomů odráží nepružně, to znamená, že atomům předávají část své energie a samy postupně energii ztrácí. Při tomto ději dochází k ionizaci atomů a k uvolňování sekundárních elektronů. Část elektronů, která srážkami ztratila veškerou energii a byla vzorkem pohlcena nazýváme absorbované elektrony.

Energie uvolněná brzděním primárních elektronů způsobuje ionizaci atomů vzorku. Opětne zaplňování uvolněných energetických hladin elektrony vede ke vzniku rentgenového záření o vlnové délce 0,01 až 10 nm, vzácněji též ke vzniku Augerových elektronů a u některých materiálů též k emisi ultrafialového, viditelného nebo infračerveného světla, tzv. katodoluminiscenci. Všechny uvedené jevy lze nějakým způsobem využít, zde se však spokojíme pouze s popisem nejčastěji používaných aplikací.

Sekundární elektrony vznikají pouze ve velice tenké vrstvě na povrchu vzorku (obr.) a jejich množství závisí především na reliéfu povrchu vzorku. To umožňuje jejich využití pro zobrazování povrchu vzorku (metoda SEI – Secondary Electron Image – obr.). Vedle vysokého zvětšení (řádově 10x – 10000x) je výhodou metody SEI velká hloubka ostrosti, takže i snímek trojrozměrného objektu je v celé ploše dokonale ostrý. Součástí přístroje bývá fotoaparát, kterým je možno pořídit kvalitní fotografie pozorovaných objektů, nebo je obraz zaznamenáván digitálně do paměti počítače.

Podobně lze využít odražené elektrony, které jsou však vybudovány z větší hloubky, takže ve srovnání se SEI má jimi vytvořený obraz menší rozlišení. Tato tzv. metoda BEI (Back Scattered Electron Image) má však jinou výhodu: množství primárních elektronů, které se odrazí od povrchu vzorku, je závislé na průměrném protonovém čísle atomů tvořících vzorek (od těžších hmot se odráží více elektronů). Proto se těžší hmoty jeví “v odražených elektronech” jako světlejší (obr.). S pomocí speciálních programů lze tento jev využít pro tvarovou analýzu krystalů či odmišenin, přesné určení poměru různých složek (např. minerálů) v ploše vzorku atd.

Rentgenové záření vybuzevané dopadem svazku primárních elektronů má složku spojenou a charakteristickou. Charakteristická složka je tvořena sérií spektrálních čar, které vznikají zaplňováním ionizovaných energetických hladin v obalech atomů. Charakteristické záření tak poskytuje informaci o prvkovém složení vzorku, protože vlnová délka čar je pro každý prvek charakteristická a nezávisí na energii primárních elektronů. Děj se odehrává ve velmi malé oblasti (řádově 1 až 10 μm^3) “hruškovitého” tvaru pod povrhu vzorku, proto je možno metodami elektronové mikroanalýzy analyzovat velmi drobné objekty (už od velikosti X μm). Rentgenové záření je detekováno a analyzováno rentgenovými spektrometry, které jsou součástí mikroanalyzátoru. Ve spektru charakteristické rentgenové záření lze jednotlivé spektrální čáry indikovat dvěma způsoby: podle vlnových délek nebo podle energie. Na základě toho rozlišujeme energiově disperzní analýzu a vlnově disperzní analýzu (obě možnosti jsou často umožněny v jednom přístroji).

Energiově disperzní systém (EDS) analyzuje rentgenové spektrum na základě energie jednotlivých čar. Záření dopadá na polodičový detektor s p–n přechodem, kde je přeměněno na napěťový impuls. Tento signál je veden do zesilovače a odtud do počítače, kde je automaticky vyhodnocován. Mez stanovitelnosti je pro různé prvky různá, pro prvky mezi 5B až 10Ne se pohybuje mezi 1 – 2 hmot. %, pro prvky od 11Na výše mezi 0,1 – 0,2 hmot. % . EDS se tedy používá především ke stanovení kvalitativního složení vzorku a k rychlé (i když méně přesné)

kvantitativní analýze. Minoritní prvky je nutno analyzovat pomocí WDS (viz dále). Většina přístrojů neumožňuje měření prvků lehčích než 5B.

Vlnově disperzní systém (WDS) analyzuje rentgenové spektrum na základě vlnové délky jednotlivých čar. Rentgenové spektrum je snímáno vlnově disperzním spektrometrem. Jeho součástí je analyzující krystal (monochromátor), detektor a mechanika pro pohyb krystalu a detektoru. Rentgenové záření dopadá na krystal, kde podle úhlu dopadu dochází k difrakci spektrální čáry o příslušné délce (podle Braggovy rovnice). Všechny ostatní čáry nesplňují Braggovu rovnici a proto nejsou difraktovány. Aby bylo možno analyzovat jiný prvek, je nutno natočit krystal do odpovídajícího úhlu. Součástí elektronového mikroanalyzátoru jsou obvykle tři až čtyři různé vlnově disperzní spektrometry, proto je možno měřit tři až čtyři prvky najednou. Potom se změní nastavení krystalů ve spektromertech a je možno měřit další tři (čtyři) prvky. Difraktované rentgenové záření se v detektoru přemění na elektrický signál a zpracovává se počítačem. Pomocí WDS je možno poměrně velmi přesně stanovovat obsahy většiny prvků těžších než 5B. Mez stanovitelnosti této metody je pro 5B až 10Ne 0,3 – 0,5 hmot. %, pro 11Na a těžší prvky 0,03 – 0,05 hmot. %. Proto je možno analyzovat i prvky s velmi nízkým obsahem (stopové prvky). Nevýhodou je naopak vyšší časová náročnost.

Analýzy pomocí EDS a WDS se někdy označují společným názvem bodová analýza, protože stanovení prvkového složení vzorku se provádí ve velmi malém objemu, prakticky v bodě. Další možností elektronové mikroanalýzy (EDS i WDS) je úsečková analýza (též liniový scan, line analysis). V tomto případě se svazek primárních elektronů pohybuje po povrchu vzorku po vybrané úsečce, buď po jednotlivých měřicích bodech, nebo kontinuálně. Výsledkem je graf zobrazující změnu obsahu prvků ve zvolené linii (používá se například pro studium zonálnosti minerálů). Dále je možno využít plošnou analýzu (též mapping, scanning, area analysis), metodu zobrazující distribuci (rozložení) prvků v ploše preparátu. Primární paprsek dopadá postupně v hustě naskládaných řádkách na povrch preparátu (tzv. rastrování, obdobný princip jako v televizní obrazovce). V jednotlivých bodech je vybudeno rentgenové záření, které se po detekci a vyhodnocení projeví jako svítící body na obrazovce, indikující přítomnost vybraného prvku. Výsledkem je mapa rozložení prvku v ploše vzorku (obr.).

Výhody metod elektronové mikroanalýzy jsou zřejmé z předešlého textu. Analyzuje se velmi malá oblast vzorku v pevném stavu, proto je možno studovat složení i velmi drobných zrn a inkluzí. Součástí přístroje bývá optický mikroskop, takže je možno jednoduše vyhledat místo, které chceme analyzovat. Metoda SEI umožňuje zobrazit povrch vzorku při velmi vysokém zvětšení, metodou BEI lze pozorovat rozložení materiálů o různé hustotě v ploše vzorku. Pomocí EDS lze rychle určit kvalitativní a přibližné kvantitativní složení vzorku, pomocí WDS se s vysokou přesností stanoví obsah většiny prvků včetně stopových. Dále je možno zobrazit rozložení jednotlivých prvků v ploše vzorku nebo změnu koncentrace prvků ve vybrané linii.

Kvantitativní bodové analýzy k poznání látkového složení preparátu. Doménou elektronové mikroanalýzy je analýza anorganických složek. V případě akcesorických komponent je zcela nenahraditelná. Lze ji využít pro identifikaci látkového složení glazur, anorganických pigmentů a vybraných organických pigmentů (obsahujících specifické prvky, např. resinát měďnatý), pojiv, podkladových vrstev aj. Přestože elektronová mikrosonda, s krystaly pro analýzu lehkých prvků, může poskytovat i informace o organických látkách nejsou tyto pro jejich jednoznačnou identifikaci postačující. Významně se uplatnila při studiu fresek. Zde výsledky kvantitativních analýz podaly základní informaci o složení jednotlivých barevných vrstev. Lze určit nejen původní barevnost objektu, ale eventuálně i vymežit dobu jejich vzniku.

Při stanovení provenience pigmentů lze za vhodných podmínek využít i jejich mikrochemismus. Jde zejména o obsahy specifických stopových prvků, které mohou být využity pro identifikaci zdrojových lokalit. Pokud máme k dispozici srovnávací materiál, nebo publikovaná data o neupravených nerostných pigmentech na předpokládané lokalitě, obdržíme informaci nejen o místě těžby, vzniku artefaktu, ale mnohdy i o obchodních cestách

té doby. U pigmentů vyráběných přepracováním nerostných surovin může detailní znalost chemického složení indikovat způsob jeho výroby a za příznivých okolností ji lokalizovat prostorově nebo časově. K údajům, které lze takto získat, patří i možnost identifikace mikrofosilií. Měření jsou poměrně rychlá i finančně dostupná.

Naopak k nevýhodám patří velmi vysoká pořizovací cena elektronového mikroanalyzátoru, nutnost dokonalé přípravy preparátů (hlavně leštění) a ztížená analýza lehkých prvků (${}^3\text{B}$ až ${}_{10}\text{Ne}$). Některé prvky (například prvky Ia skupiny, hlavně Na a K) v intenzivním proudu primárních elektronů tékají, proto je jejich analýza méně přesná. Elektronová mikroanalýza umožňuje pouze prvkovou analýzu, nikoliv chemickou analýzu v obvyklém slova smyslu (sloučeniny je nutno dopočítávat z naměřených obsahů prvků, většinou pomocí počítačového programu, který je součástí softwarového vybavení přístroje). Není možno měřit některé důležité skupiny (např. OH^- a H_2O). Metoda neumožňuje identifikaci polymorfních modifikací těže sloučeniny. I přes tato omezení představují dnes metody elektronové mikroanalýzy vzhledem k výše jmenovaným výhodám jistě nejpoužívanější způsob chemické analýzy materiálů v mineralogii, petrologii a geologických vědách vůbec (např. metoda SEI je široce využívána pro zobrazování drobných paleontologických objektů).

Radioaktivita minerálů

Minerály, které obsahují radioaktivní prvky (resp. izotopy), jsou více či méně radioaktivní. Všechny izotopy prvků s atomovým číslem vyšším než 83 (${}_{84}\text{Po}$, ${}_{86}\text{Rn}$, ${}_{88}\text{Ra}$, ${}_{89}\text{Ac}$, ${}_{90}\text{Th}$, ${}_{91}\text{Pa}$, ${}_{92}\text{U}$) jsou radioaktivní. Kromě toho mají některé prvky vedle stabilních izotopů i radioizotopy (${}^3\text{H}$, ${}^{10}\text{Be}$, ${}^{14}\text{C}$, ${}^{40}\text{K}$, ${}^{50}\text{V}$, ${}^{87}\text{Rb}$, ${}^{115}\text{In}$, ${}^{138}\text{La}$, ${}^{142}\text{Ce}$, ${}^{144}\text{Nd}$, ${}^{147}\text{Sm}$, ${}^{152}\text{Gd}$, ${}^{174}\text{Hf}$, ${}^{176}\text{Lu}$, ${}^{180}\text{Ta}$, ${}^{180}\text{W}$, ${}^{187}\text{Re}$, ${}^{192}\text{Pt}$). Celkem je známo asi 50 přirozených radioaktivních izotopů (a asi 1000 umělých).

Podstata radioaktivity je probírána v rámci chemie a fyziky na středních školách, proto je zde uveden jen přehled některých důležitých radioaktivních izotopů v přírodě.

Tab. 3 Přehled některých radioaktivních rozpadů v přírodě

rozpad	způsob rozpadu	poločas rozpadu (roků)
${}^{14}\text{C} \rightarrow {}^{14}\text{N}$	β	5730
${}^{40}\text{K} \rightarrow {}^{40}\text{Ca}, {}^{40}\text{Ar}$	β , elektronový záchyt	$1,25 \cdot 10^9$
${}^{87}\text{Rb} \rightarrow {}^{87}\text{Sr}$	β	$4,88 \cdot 10^9$
${}^{147}\text{Sm} \rightarrow {}^{143}\text{Nd}$	α	$1,06 \cdot 10^{11}$
${}^{176}\text{Lu} \rightarrow {}^{176}\text{Hf}$	β	$3,57 \cdot 10^{10}$
${}^{187}\text{Re} \rightarrow {}^{187}\text{Os}$	β	$4,23 \cdot 10^{10}$
${}^{235}\text{U} \rightarrow {}^{207}\text{Pb}$	řada α a β rozpadů (tzv. aktiniová řada)	$7,04 \cdot 10^8$
${}^{238}\text{U} \rightarrow {}^{206}\text{Pb}$	řada α a β rozpadů (tzv. uranová řada)	$4,47 \cdot 10^9$
${}^{232}\text{Th} \rightarrow {}^{208}\text{Pb}$	řada α a β rozpadů (tzv. thoriová řada)	$1,40 \cdot 10^{10}$

α – rozpad: ${}^A_Z\text{X} \rightarrow {}^{A-4}_{Z-2}\text{Y} + {}^4_2\text{He}$ α – záření je proud heliových jader ${}^4_2\text{He}^{2+}$

β^- – rozpad: ${}^A_Z\text{X} \rightarrow {}^A_{Z+1}\text{Y} + {}^0_{-1}\text{e}^- + \text{ny}'$ β^- – záření je proud elektronů e^- (ny' je antineutrino)

β^+ – rozpad: ${}^A_Z\text{X} \rightarrow {}^A_{Z-1}\text{Y} + {}^0_{+1}\text{e}^+ + \text{ny}$ β^+ – záření je proud pozitronů e^+ (ny je neutrino)

elektronový (K) záchyt: ${}^A_Z\text{X} + {}^0_{-1}\text{e}^- \rightarrow {}^A_{Z-1}\text{Y} + \text{ny}$ (u těžších prvků je jistá, ne zcela mizivá pravděpodobnost, že elektron ze slupky K bude zachycen jádrem)

γ – záření je proud fotonů gama. Doprovází α nebo β rozpad.

Rozpadový zákon:

$$N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$$

kde:

N je počet atomů radioaktivního izotopu v době t

N_0 je výchozí počet radioaktivního izotopu

e je základ přirozených logaritmů ($e = 2,71828\dots$)

λ je rozpadová konstanta izotopu (rok^{-1})

t je čas, který uplynul od začátku rozpadu (roků)

Rozpadová konstanta λ je poměrná část původního množství mateřského izotopu, které se rozpadne za jednotku času (1 rok). Pro každý izotop je konstantní a nezávislá na vnějších podmínkách.

Poločas rozpadu je doba, za kterou se rozpadne právě polovina množství radioaktivního izotopu:

$$t = \ln 2 / \lambda$$

kde: t je poločas rozpadu (roků)

λ je rozpadová konstanta

$\ln 2$ je přirozený logaritmu dvou

Radioaktivní prvky mohou tvořit vlastní minerály, nebo mohou být izomorfní příměsí v normálně neradioaktivních minerálech. Například zirkon ZrSiO_4 může obsahovat vedle izomorfní příměsí Hf až 24 % U a Th, čímž se stává silně radioaktivním. Zvláště výrazná je izomorfnie mezi U, Th a prvky vzácných zemin. Proto jsou často minerály prvků vzácných zemin zároveň zdrojem uranu a thoria a naopak. Minerály radioaktivních prvků vždy obsahují větší či menší množství produktů rozpadu radioaktivních izotopů (např. v uraninitu jsou vždy přítomny radiogenní izotopy olova i izotopy ležící mezi uranem a olovem v rozpadových řadách).

Záření radioaktivních minerálů má výrazný vliv na okolní minerály. Záření α , které se při některých rozpadech uvolňuje, způsobuje "rozbití" jejich struktury a zakalení minerálu v okolí kontaktu s radioaktivním minerálem. V mikroskopu potom pozorujeme tzv. **pleochroické dvůrky** (často např. kolem drobných krystalků zirkonu nebo allanitu zarostlých ve slídkách, amfibolech, pyroxenech atd.).

4.5.1 Metamiktární minerály

Radioaktivní záření může v některých případech způsobit postupné rozbití struktury minerálu, v němž jsou radioaktivní prvky vázány. S destrukcí struktury se postupně mění i optické vlastnosti, hustota, tvrdost, štěpnost, barva, dochází k hydrataci atd., přičemž vnější tvar krystalu zůstane zachován. Výsledkem je amorfni pseudomorfoza po krystalickém minerálu. Takové minerály označujeme jako **metamiktární**. Žháním metamiktárních minerálů na vysokou teplotu lze obvykle dosáhnout jejich rekrystalizace.

Pro metamiktární minerály je charakteristický lasturnatý lom, smolný lesk a zakalená, obvykle žlutohnědá nebo hnědočerná barva. Příkladem metamiktárního minerálu je allanit $\text{Ca}(\text{Ce}, \text{Y}, \text{Th})(\text{Fe}, \text{Mg})\text{Al}_2(\text{SiO}_4)(\text{Si}_2\text{O}_7)\text{O}(\text{OH})$ (metamiktizaci způsobuje přítomnost thoria), metamiktární jsou některé zirkony s vysokou izomorfní příměsí U a Th, dále některé titanity (příměs Th) a řada vzácnějších minerálů.

4.5.2 Význam radioaktivních minerálů

Teplo uvolňované při radioaktivních rozpadech se výrazně podílí na energetické bilanci Země a je tak důležitým "motorem" geologických procesů.

Radioaktivních rozpadů široce využívají **geochronologické metody**. Známe-li původní izotopické složení materiálu, rozpadovou konstantu (resp. poločas rozpadu) radioizotopu a jeho dnešní množství, je možno vypočítat dobu, která uběhla od počátku rozpadu (např. od vzniku minerálu či horniny). Na základě tohoto jednoduchého principu byla vypracována řada sofistikovaných metod, které umožňují nejen datovat geologické objekty, ale i uvažovat o původu geologických materiálů (např. korový vs. plášťový původ magmatu, mísení různých

typů magmatu), o stáří metamorfózy atd. Přehled rozpadů, které tyto metody využívají, je uveden v tab.3.

Radioaktivní minerály jsou zdrojem nejen uranu a thoria, ale i dalších prvků, které vlastní minerály netvoří (např. Ra, Ac). Tyto prvky vznikají při radioaktivním rozpadu U a Th a jsou tak v malém množství přimísěny v jejich minerálech. O izomorfii uranu a thoria s jinými prvky, zvláště s prvky vzácných zemin, již byla zmínka. Nejdůležitější radioaktivní suroviny jsou: uraninit UO_2 , organické hmoty s vázaným uranem, coffinit USiO_4 , dauidit $(\text{La,Ce})(\text{Y,U})(\text{Ti,Fe})_{20}(\text{O,OH})_{38}$, torbernit $\text{Cu}(\text{UO}_2)_2(\text{PO}_4)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, carnotit $\text{K}_2(\text{UO}_2)_2(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, monazit $(\text{Ce,L a,Th})\text{PO}_4$, thorit ThSiO_4 .

4.6 Metody termické analýzy

Metodami termické analýzy jsou sledovány reakce probíhající při zahřívání vzorku studovaného minerálu (např. dehydratace, oxidace, tepelná disociace, krystalizace, tání, přeměny polymorfních modifikací). Tyto procesy jsou vždy doprovázeny změnou hmotnosti vzorku resp. uvolňováním nebo pohlcováním energie (tepla). Podle toho se široké spektrum metod termické analýzy dělí na dvě skupiny: metody diferenční termické analýzy a termogravimetrické metody. Vzorek je umístěn do zvláštní aparatury a je zde zahříván, obvykle v intervalu teplot $20^\circ\text{C} - 1000^\circ\text{C}$ konstantní rychlostí $10^\circ\text{C}/\text{min}$.

Diferenční termická analýza (DTA) studuje energetické (teplotní) změny vzorku při postupném zvyšování teploty. Podstatou metody je srovnávání teploty analyzovaného vzorku a inertní látky, které je zahřívána současně se vzorkem (v inertní látce během zahřívání neprobíhají žádné tepelné změny). Během zahřívání probíhají ve vzorku různé reakce, které lze rozdělit do dvou skupin: reakce endotermní a exotermní. Při **reakcích endotermních** se teplo spotřebovává a vzorek se proto oproti inertní látce ochlazuje. Patří sem dehydratace (ztráta H_2O), dehydroxylace (ztráta $(\text{OH})^-$), disociace (např. $\text{CaCO}_3 \rightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$), přeměna polymorfních modifikací (např. nižší křemen \rightarrow vyšší křemen). **Reakce exotermní** jsou naopak doprovázeny vydáním tepla, proto se vzorek oproti inertní látce zahřívá. Patří sem oxidace (např. $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Fe}^{3+}$) a krystalizace v pevném stavu. Energetické (termické) změny studovaného vzorku vůči inertní látce s rostoucí teplotou se zaznamenávají. Výsledkem je **křivka DT**, z jejíhož průběhu lze usuzovat na jednotlivé výše jmenované reakce. Endotermním reakcím odpovídají minima křivky (vzorek se relativně ochlazoval), exotermním reakcím maxima křivky (vzorek se relativně ohříval). Průběh křivek DT je navíc pro jednotlivé minerály charakteristický, proto je lze použít k diagnostickým účelům.

Termogravimetrie (TGA) je založena na sledování hmotnostních změn vzorku při zahřívání. Při určitých teplotách dochází k uvolnění krystalové vody (dehydroxylaci a dehydrataci). Změna hmotnosti vzorku v závislosti na teplotě se zaznamenává. Výsledkem je **termogravimetrická křivka** studovaného minerálu (označuje se zkratkou TG). Z průběhu termogravimetrické křivky lze studovat například typ a množství krystalové vody v minerálu. K přesnějšímu určení teplot, při nichž dochází ke hmotnostním změnám vzorku, se často současně zaznamenává první derivace termogravimetrické křivky (tzv. **křivka DTG**). Minima na této křivce odpovídají inflexím na křivce TG a označují teploty, při nichž docházelo k nejintenzivnějším změnám hmotnosti.

Moderní přístroje běžně umožňují současné provedení TGA a DTA. Výsledkem je záznam s křivkami TG, DTG a DT (**obr.**). Vyhodnocení záznamů se u starších přístrojů provádí pomocí tabulek, u nových pomocí počítačů. Metody termické analýzy jsou v praxi používány nejčastěji ke studiu jílových minerálů (keramický průmysl).

Obr. 21 TG, DTG a DTA křivka

4.7 Infračervená spektrometrie

Infračervená spektrometrie (IR, IČ, “infrared”) je metoda založená na interakci elektromagnetického záření o vlnové délce řádově 1mm – 1 μm (infračerveného záření) s měřeným vzorkem. Při dopadu tohoto záření na molekuly vzorku dochází ke změnám rotačního a vibračního stavu molekul. Protože přechody mezi jednotlivými rotačními a vibračními stavy jsou kvantovány (dochází k nim nespojitě, podobně jako k energetickým přeskokům elektronů v obalech atomů), projeví se to různou měrou absorpce infračerveného záření při jednotlivých vlnových délkách záření.

V současné době je vypracována řada metod infračervené spektrometrie vhodných pro různé účely. V mineralogii se nejčastěji studuje práškový vzorek minerálu (zrna menší než 1μm) smíšený s čistým KBr nebo KCl a slisovaný pod vysokým tlakem do tvaru tenkého terčiku, tzv. pelety. Hlavními součástmi infračerveného spektrometru je zdroj záření, monochromátor, detektor infračerveného záření a registrační zařízení. Zdroj produkuje polychromatické infračervené záření. To dopadá na monochromátor, který umožňuje plynulou změnu vlnové délky záření. Monochromatický paprsek je dále rozdělen na dvě části. Jedna část prochází vzorkem, druhá srovnávacím prostorem (peletou KBr či KCl bez vzorku). Při měření dopadá na detektor střídavě paprsek prošlý měřným prostorem přístroje a paprsek prošlý srovnávacím prostorem. Intenzita obou paprsků se zaznamenává a automaticky srovnává. Obvykle se měří v rozsahu vlnové délky 2 – 20 μm.

Výsledkem měření je **infračervené vibrační spektrum** studované látky. Je to v podstatě graf, na jehož horizontální ose je vlnová délka IČ záření, na vertikále “průchodnost” záření vzorkem, tzv. **transmitance**. Změna rotačního a vibračního stavu molekul se projeví poklesem transmitance při odpovídající vlnové délce, tzv. **absorpční pás**). Absorpční pásy ve spektru odpovídají jednotlivým vibracím molekuly. Z vibračního spektra tak lze získat informace o molekulách resp. skupinách atomů i o jejich uspořádání. Vedle identifikace látek lze metody IČ spektrometrie použít ke studiu rozložení nábojů v molekulách, mezijaderných vzdáleností, přítomnosti vody v krystalech či ke kvantitativní analýze směsí látek atd.

4.8 Mössbauerova spektroskopie

Metoda využívá jevu rezonanční absorpce elektromagnetického záření jádru atomů. Při působení záření γ o vhodné vlnové délce mohou jádra pohltit foton a přejít ze základního stavu do stavu excitovaného (energie nukleonů je kvantována). Přechodům mezi jednotlivými energetickými hladinami atomových jader přísluší energie řádově 10 - 100 keV.

Jako zdroje primárního záření se v Mössbauerově spektroskopii používají excitovaná jádra stejného prvku, jehož absorpce je sledována.

Excitovaná jádra se připravují vhodnou jadernou reakcí.

Rozdělení energie fotonů emitovaných nebo absorbovaných volnými jádry atomů charakterizuje rezonanční křivka s maximem při určité energii E_m . S ohledem na vysokou energii a hybnost γ fotonů dochází při jejich absorpci nebo emisi ke zpětnému rázu jader a hodnota E_m není shodná s rozdílem energií excitovaného a základního stavu jádra.

Do celkové energetické bilance se musí započítat energie zpětného rázu E_r : $E_m = \Delta E \pm E_r$.

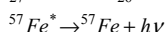
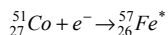
Hodnota E_r je u jaderných přechodů značně vyšší než přirozená šířka spektrální čáry, pravděpodobnost, že foton emitovaný jádrem bude jiným jádrem absorbován je malá.

U pevných látek s jádry uspořádanými do krystalové mřížky přijímá energii zpětného rázu celý krystal, posun energií daný energií zpětného rázu se zde neuplatňuje.

U pevných látek dochází k bezdrazové jaderné rezonanci γ záření - Mössbauerovu jevu.

Rozlišovací schopnost Mössbauerovy spektroskopie je mimořádně vysoká, pomocí Mössbauerovy spektroskopie lze studovat super jemné interakce rezonujícího jádra s elektronovým obalem, který je ovlivněn vznikem chemické vazby.

Zdrojem γ záření v Mössbauerově spektroskopii jsou excitovaná jádra atomů prvku, který se stanovuje. Excitovaná jádra se získávají rozpadem umělých radioizotopů vzniklých ostřelováním vhodného terčového nuklidu neutrony nebo elektrony:



K rezonanční absorpci jader může dojít pouze tehdy, je-li frekvence γ záření zdroje změněna tak, aby korigovala posuny energetických hladin (kvadrupólové, magnetické štěpení, izomerní posun). Ke změně frekvence γ záření zdroje se využívá **Dopplerova jevu** (pohyb zdroje γ záření).

Pro studovaná jádra vázaná v krystalové mřížce mohou být rychlosti vzájemného posunu zdroje a absorbující látky malé (mm/s), neboť rozdíly energií ΔE mezi jádry zdroje a vzorku jsou nepatrné.

Tato metoda je použitelná na látky obsahující takové prvky, které vznikají jako dceřinná jádra vhodných radioisotopů a mají excitované hladiny emitující záření γ ; zářením γ z takového radioisotopu se vzorky ozařují. Jemná poloha maxim absorbce je závislá na vlastnostech **chemické vazby**, jichž se atomy obsahující analyzovaná jádra účastní, na vlastnostech **krystalové mřížky**, jakož i na vnitřních magnetických a elektrických polích v krystalech. Analýzou jemné struktury **Mössbauerova spektra** (což je závislost absorbce γ na rychlosti posuvu zdroje vzhledem k vzorku) lze tak stanovit některé **vnitřní chemické a fyzikální vlastnosti** zkoumaného materiálu.

Metoda je vhodná pro ${}^{57}\text{Fe}$, ${}^{57}\text{Co}$, ${}^{129}\text{In}$, ${}^{119}\text{Sn}$, ${}^{121}\text{Sb}$ *). Používá se především na materiály obsahující **železo** ${}^{57}\text{Fe}$. Umožňuje provádět analýzu rozložení železa v materiálu v různých krystalografických polohách, jeho oxidačního stupně, analýzu feromagnetických materiálů, slitin, minerálů a pod. Pro analytické účely se vzorky upravují do tenké fólie, nebo práškového stavu (o hmotnosti několika gramů).

Metoda Mössbauerovy spektroskopie je nedestruktivní, nemění se chemický ani fyzikální stav analyzovaných vzorků.

Ramanova spektrometrie

Ramanova spektrometrie je moderní analytická metoda podobná infračervené spektrometrii, ale založená na tzv. **Ramanově jevu (Ramanově rozptylu)**. Prochází-li světelný paprsek nějakým prostředím, je určitá jeho část absorbována, část projde beze změny a část je rozptýlena. Představme si světelný paprsek dopadající na molekulu látky. Je-li srážka dokonale pružná, světlo se rozptýlí beze změny vlnové délky. Je-li srážka nepružná, dojde k rozptylu (změně směru šíření světla) a současně se změní vlnová délka světla. Tato změna je pochopitelně kvantována. Pokud je dopadající světlo monochromatické, bude ve spektru rozptýleného záření jistý počet čar, jejichž vlnová délka bude ve srovnání s původní vlnovou délkou posunuta.

Zdrojem monochromatického záření (obvykle ve viditelné oblasti spektra) bývá laser. Vzorek může být plyný, kapalný i pevný (krystalický i amorfni), lze studovat organické i anorganické látky. Měření lze provádět i na krystalograficky přesně orientovaném monokrystalu. Další výhodou metody je malé množství vzorku potřebné k analýze. V současnosti jsou nejužívanější přístroje umožňující analýzu jednotlivých objektů o velikosti 5 - 10 μm , tzv. **mikrospektrometry**. Ramanův rozptyl v závislosti na vlnové délce záření se detekuje a zaznamenává. Výsledkem je tzv. **Ramanovo spektrum**. Pro jednotlivé pásy se vžil označení **Ramanovy linie**. Poloha Ramanových linií informuje o druhu vázaných atomů a o vazbách v molekule (krystalu), jejich intenzita je přímo úměrná koncentraci dané složky ve vzorku.

Ramanovu spektrometrii lze stejně jako infračervenou spektrometrii použít k identifikaci látek a ke kvalitativní i kvantitativní a strukturní analýze. Ramanova spektrometrie poskytuje spektrum částečně odlišné od infračerveného spektra (některé pásy se objevují v obou, některé jen v jednom nebo druhém spektru), proto může být velmi užitečná kombinace obou metod. Ramanova spektrometrie je zvláště významná při studiu organických a amorfních látek (v geologii např. bitumeny, uhlí atd.). Výhodou je možnost detailního studia složitých heterogenních směsí anorganických a organických látek.

4.9 Atomová emisní spektrometrie

Atomová emisní spektrometrie (AES) je analytická metoda založená na vybuzení, detekci a vyhodnocení emisního spektra vzorku. Schéma jednoduchého typu přístroje pro AES je na obrázku. Prvním krokem této techniky je “rozbití” vzorku na atomy, jejich současná ionizace a excitace. Toho se dosahuje působením vysokých teplot (stovky až tisíce °C) na vzorek, například v plameni speciálního hořáku, v elektrickém oblouku, v silnoproudém výboji nebo pomocí laserového paprsku. Výsledkem je tzv. **plazma**, horká “směs” ionizovaných a excitovaných atomů. Celý děj probíhá v inertním prostředí (nejčastěji v plynném argonu), aby se zabránilo reakcím mezi ionty a složkami atmosféry.

Excitace atomů spočívá v energetických přeskočích elektronů v atomových obalech. V důsledku dodání velkého množství tepelné energie elektronu v atomovém obalu dojde k jeho přeskočení na vyšší energetickou hladinu. Vzniklá “díra”, **vakance** je okamžitě obsazena jiným elektronem, který “seskočí” z vyšší energetické hladiny. Přitom se v důsledku zákona zachování energie uvolní energie ve formě fotonu (záření) o určité vlnové délce. Tento jev se nazývá **emise** a jeho výsledkem je **emisní spektrum** atomu. Emisní spektrum je pro každý prvek charakteristické.

Jako zdroje ionizovaných částic se často používá rozkladu a excitace pevného vzorku v elektrickém oblouku. Vzorek je umístěn v duté uhlíkové elektrodě (tzv. “jiskrové spektrometry”). Emitované záření je rozloženo hranolem nebo rytou mřížkou na jednotlivé čáry. Ty jsou detekovány fotografickou deskou nebo speciálním detektorem. Z rozložení čar v emisním spektru je možno určit druh atomů (kvalitativní složení vzorku), z relativní intenzity čar množství atomů jednotlivých prvků ve vzorku (kvantitativní složení vzorku). Metodami AES s jiskrovými spektrometry lze měřit obsah většiny prvků s mezí stanovitelnosti X0 – X00 ppm. Současně je možno stanovit velké množství prvků. Analýzy mají poměrně nízkou správnost a přesnost, proto jsou metody AES vhodné spíše pro kvalitativní a semikvantitativní analýzu. K analýze postačuje poměrně malé množství vzorku, který je ale během analýzy zničen, takže analýzu nelze opakovat.

Dalším používaným zdrojem ionizovaných částic je argonová plazma o teplotě cca 1000° C. Plazmový iontový zdroj je v současnosti nejpoužívanější a je použit ve všech přístrojích označených ICP AES (*Inductivity Coupled Plasma Atomic Emission Spectrometry*). Konstrukce přístroje je v podstatě stejná, pouze k detekci spektrálních čar se nepoužívají fotodesky, ale fotonásobiče nebo v nejmodernějších přístrojích polovodičové detektory. Meze stanovitelnosti prvků závisí na analyzovaném materiálu a u různých prvků je rozdílná (většinou 0,000X – X00 ppm). Jedná se o velmi rychlou, přesnou, spolehlivou a relativně levnou metodu, nevýhodou je nutnost převedení vzorku roztoku.

4.10 Atomová absorpční spektrometrie

Atomová absorpční spektrometrie (AAS) je v jistém smyslu opakem právě popsaného principu AES. Je to metoda založená na měření absorpce světelného záření volnými atomy studovaného materiálu. Pro atomizaci (získání volných atomů) se nejčastěji používají tři zdroje: 1. **plamen acetylén/vzduch** (teplota 2300 °C); 2. **plamen acetylén/N₂O** (2700 °C); 3.

elektrotermická atomizace v grafitové kyvetě (2000 – 2700 ° C, tzv. ETA AAS). Volba typu atomizačního prostředí závisí na analyzovaném prvku, materiálu a koncentraci prvku. Při plamenové technice se směs oxidovačla (vzduch, N₂O), paliva (C₂H₂) a vzorku přivádí ve formě aerosolu do hořáku, kde se spaluje. Schéma jednoduchého přístroje pro AAS je na obr. 6.14.

Při elektrotermické atomizaci se přivádí kapalný vzorek do prostoru grafitové kyvety dávkovačem ve formě kapek (5 – 100 µl). Elektrotermická atomizace v kyvetě má výhodu v možnosti dosažení vyššího počtu volných atomů v atomizačním prostředí a tím se zvyšují detekční možnosti přístroje (je možno stanovovat koncentrace, které plamenovou technikou není možné stanovit). Při ústí hořáku či v kyvetě vzniká směs excitovaných atomů, které vydávají energii ve formě světelného záření. Prostor, kde dochází k excitaci (přeskok elektronů na vyšší energetické hladiny) je prosvětlován paprskem polychromatického světla. Zdrojem tohoto světla je výbojka s dutou katodou emitující záření o stejné vlnové délce (kromě dalších), jako je záření emitované při excitaci daného atomu. Atom, ve snaze o vyrovnání vnitřní energie, absorbuje zpět vydanou energii ve formě záření z výbojky umístěné v optické ose přístroje. Celý proces je pomocí optického systému (šterbina, optická mřížka, zrcátka, detektor) sledován a je měřen úbytek záření emitovaného výbojkou (většinou je pro každý prvek jedna výbojka). Na základě tohoto souhrnu jevů můžeme provádět kvantitativní analýzu prvků ve vzorcích (ve formě roztoku). Moderní přístroje jsou řízeny a signál je vyhodnocován počítačem. Metodou AAS lze rychle, přesně, spolehlivě a levně měřit obsahy cca 40 prvků s mezí stanovitelnosti 0,00X – 0,0X mg/l. K nevýhodám patří nutnost převádění pevných vzorků do roztoku. AAS není vhodná pro měření vyšších obsahů prvků (X0 %), protože většinou je nutno vzorky ředit a tím se zavádí do stanovení chyba. Metoda není dostatečně citlivá pro stanovení některých důležitých prvků (např. U, Th, Nb, Ta, W a prvků vzácných zemin). Přesto má metoda AAS mnoho výhod, pro které patří k nejvyužívanějším metodám při studiu prvkového složení materiálů, hlavně pro relativní finanční nenáročnost analýz. Metoda je vhodná pro kvantitativní stanovení hlavních, vedlejších i stopových prvků v pevných materiálech (avšak převedených do roztoku!), vodách a vzluzích.

4.11 Hmotnostní spektrometrie

Metody hmotnostní spektrometrie (MS – *Mass Spectroscopy*) jsou moderní vysoce výkonné analytické metody založené na separaci (oddělení) různě těžkých a různě elektrických nabitých iontů v magnetickém nebo elektrickém poli. Přístroje se nazývají **hmotnostní spektrometry**.

Pevný vzorek je obvykle nutno nejprve převést do roztoku. Roztok je v prostředí plynného argonu za velmi vysoké teploty atomizován. Současně dojde k ionizaci atomů (obdobně jako u metod AES). Vzniklé ionty jsou urychleny průchodem mezi urychlovacími elektrodami. Svazek rychle letících iontů vstoupí do evakuované trubice se silným magnetickým nebo vysokofrekvenčním elektrickým polem, v němž dojde k rozřídění iontů podle poměru hmotnost/náboj (lehčí iont s vyšším nábojem je vychylován více než těžší iont s nižším nábojem). Při vhodném nastavení přístroje je možno postupně detekovat různé ionty. Výsledkem je tzv. **hmotnostní spektrum**, které umožňuje velmi přesně určit složení vzorku.

Jako přídatné zařízení se k hmotnostním spektrometrům dodává tzv. **iontová sonda**, která umožňuje analýzu pevných vzorků v ploše o průměru desítek až stovek nm. Jde o zařízení, v němž je povrch pevného vzorku bombardován svazkem iontů. V důsledku dopadu iontů se povrchu vzorku prudce zahřívá. To má za následek odpařování atomů, které vzorek tvoří, a jejich ionizaci. Tyto ionty se vedou do hmotnostního spektrometru, kde jsou výše popsanou cestou detekovány a analyzovány. Iontová sonda dále umožňuje studium distribuce prvků v ploše vzorku i měření obsahu prvků ve zvolené linii, podobně jako metoda elektronové mikroanalýzy. Na rozdíl od metod elektronové mikroanalýzy však není nutno vzorek leštit, což

umožňuje studium vzorků v přirozeném stavu. Levnější obdobou iontové sondy je **laserová sonda** (vzorek je ozařován tenkým intenzivním laserovým paprskem. Metody hmotnostní spektrometrie patří k nejmodernějším a nejdokonalejším analytickým metodám vůbec. Umožňují rychlou analýzu obsahu hlavních i stopových prvků s velmi nízkými mezemi stanovitelnosti (až X,0 ppt – tzv. ultrastopová analýza). Ve spojení s iontovou nebo laserovou sondou umožňují nejen velmi přesnou analýzu minerálů včetně studia distribuce prvků, ale například i přímou analýzu fluidních inkluzí. Velkou výhodou představuje možnost analýzy neupravených (nenaleštěných) vzorků.

Metody hmotnostní spektrometrie umožňují nejen kvalitativní a mimořádně přesnou kvantitativní analýzu, ale i analýzu izotopického složení jednotlivých prvků, z nichž je vzorek složen (různé izotopy téhož prvku mají různou hmotnost, proto je lze separovat a změřit jejich zastoupení). Znalost izotopického složení prvků v minerálech je nutná například pro studium stáří minerálů a hornin geochronologickými metodami, pro určování původu hornin i pro jiné aplikace. Široké využití má MS v analýze organických látek. Vedle těchto aplikací nacházejí metody hmotnostní spektrometrie široké uplatnění při analýze vod, v biologii, medicíně, farmacii, chemii, metalurgii a mnoha jiných oborech. K nevýhodám patří velmi vysoká pořizovací cena přístrojů i náročný a drahý provoz. Velmi vysoké nároky jsou kladeny na čistotu chemikálií a prostředí v laboratoři.

4.16 Metoda elektronové mikroanalýzy

Metoda elektronové mikroanalýzy je vysoce účinná nedestruktivní fyzikální metoda prvkové analýzy pevných látek. Je založena na interakci dopadajícího svazku urychlených (vysoce energetických) elektronů a studovaného vzorku. Přístroje pro tuto metodu, **elektronové mikroanalýzátory (mikrosondy)**, jsou v podstatě kombinací řádkovacího elektronového mikroskopu a spektrometrů rentgenového záření.

Základním prvkem elektronového mikroanalýzátoru je elektronová tryska, které produkuje vysoce urychlené **primární elektrony** (obr. 6.1). Ty jsou sadou elektromagnetických čoček a clonek zaostřeny na povrch preparátu do plochy o průměru pouhých 0,1 – 3 μm. Preparát je nejčastěji dokonale vyleštěný nábrus. Nevodivé materiály je před analýzou nutno napařit tenkou vrstvou zlata nebo grafitu pro odvádění hromadícího se elektrického náboje. Celý přístroj je vysoce evakuován. Při dopadu primárních elektronů na povrch vzorku dochází v důsledku srážek s atomy (resp. s jejich elektronovými obaly) k celé řadě jevů (obr. 6.2). Část primárních elektronů se pružně odrazí zpět a opustí vzorek s nezměněnou energií (rychlostí). Nazýváme je **odražené elektrony**. Jiné elektrony se od atomů odrazí nepružně, to znamená, že atomům předávají část své energie a samy postupně energii ztrácejí. Při tomto ději dochází k ionizaci atomů a k uvolňování **sekundárních elektronů**. Část elektronů, která srážkami ztratila veškerou energii a byla vzorkem pohlcena nazýváme **absorbované elektrony**.

Energie uvolněná brzděním primárních elektronů způsobuje ionizaci atomů vzorku. Opětné zaplňování uvolněných energetických hladin elektrony vede ke vzniku **rentgenového záření** o vlnové délce 0,01 až 10 nm, vzácněji též ke vzniku **Augerových elektronů** a u některých materiálů též k emisi ultrafialového, viditelného nebo infračerveného světla, tzv. **katodoluminiscenci**. Všechny uvedené jevy lze nějakým způsobem využít, zde se však spokojíme pouze s popisem nejčastěji používaných aplikací.

Sekundární elektrony vznikají pouze ve velice tenké vrstvě na povrchu vzorku (obr. 6.3) a jejich množství závisí především na reliéfu povrchu vzorku. To umožňuje jejich využití pro zobrazování povrchu vzorku (**metoda SEI – Secondary Electron Image – obr. 6.4a**). Vedle vysokého zvětšení (řádově 10x – 10000x) je výhodou metody SEI velká hloubka ostrosti, takže i snímek trojrozměrného objektu je v celé ploše dokonale ostrý. Součástí přístroje bývá

fotoaparát, kterým je možno pořídit kvalitní fotografie pozorovaných objektů, nebo je obraz zaznamenáván digitálně do paměti počítače.

Podobně lze využít **odražené elektrony**, které jsou však vybuzovány z větší hloubky, takže ve srovnání se SEI má jimi vytvořený obraz menší rozlišení. Tato tzv. **metoda BEI** (*Back Scattered Electron Image*) má však jinou výhodu: množství primárních elektronů, které se odrazí od povrchu vzorku, je závislé na průměrném protonovém čísle atomů tvořících vzorek (od těžších hmot se odrazí více elektronů). Proto se těžší hmoty jeví “v odražených elektronech” jako světlejší (obr.6.4b). S pomocí speciálních programů lze tento jev využít pro tvarovou analýzu krystalů či odmišenin, přesné určení poměru různých složek (např. minerálů) v ploše vzorku atd.

Rentgenové záření vybuzené dopadem svazku primárních elektronů má složku spojenou a charakteristickou. Charakteristická složka je tvořena sérií spektrálních čar, které vznikají zaplňování ionizovaných energetických hladin v obalech atomů. Charakteristické záření tak poskytuje informaci o prvkovém složení vzorku, protože vlnová délka čar je pro každý prvek charakteristická a nezávisí na energii primárních elektronů. Děj se odehrává ve velmi malé oblasti (řádově 1 až 10 μm^3) “hruškovitého” tvaru pod povrchu vzorku, proto je možno metodami elektronové mikroanalýzy analyzovat velmi drobné objekty (už od velikosti X μm). Rentgenové záření je detekováno a analyzováno **rentgenovými spektrometry**, které jsou součástí mikroanalýzátoru. Ve spektru charakteristické rentgenového záření lze jednotlivé spektrální čáry indikovat dvěma způsoby: podle vlnových délek nebo podle energie. Na základě toho rozlišujeme energiově disperzní analýzu a vlnově disperzní analýzu (obě možnosti jsou často umožněny v jednom přístroji).

Energiově disperzní systém (EDS) analyzuje rentgenové spektrum na základě energie jednotlivých čar. Záření dopadá na **polodičkový detektor** s p–n přechodem, kde je přeměněno na napěťový impuls. Tento signál je veden do zesilovače a odtud do počítače, kde je automaticky vyhodnocován. Mez stanovitelnosti je pro různé prvky různá, pro prvky mezi ${}_5\text{B}$ až ${}_{10}\text{Ne}$ se pohybuje mezi 1 – 2 hmot. %, pro prvky od ${}_{11}\text{Na}$ výše mezi 0,1 – 0,2 hmot. % . EDS se tedy používá především ke stanovení kvalitativního složení vzorku a k rychlé (i když méně přesné) kvantitativní analýze. Minoritní prvky je nutno analyzovat pomocí WDS (viz dále). Většina přístrojů neumožňuje měření prvků lehčích než ${}_5\text{B}$.

Vlnově disperzní systém (WDS) analyzuje rentgenové spektrum na základě vlnové délky jednotlivých čar. Rentgenové spektrum je snímáno **vlnově disperzním spektrometrem**. Jeho součástí je analyzující krystal (monochromátor), detektor a mechanika pro pohyb krystalu a detektoru. Rentgenové záření dopadá na krystal, kde podle úhlu dopadu dochází k difrakci spektrální čáry o příslušné délce (podle Braggovy rovnice). Všechny ostatní čáry nesplňují Braggovu rovnici a proto nejsou difraktovány. Aby bylo možno analyzovat jiný prvek, je nutno natočit krystal do odpovídajícího úhlu. Součástí elektronového mikroanalýzátoru jsou obvykle tři až čtyři různé vlnově disperzní spektrometry, proto je možno měřit tři až čtyři prvky najednou. Potom se změní nastavení krystalů ve spektromertech a je možno měřit další tři (čtyři) prvky. Difraktované rentgenové záření se v detektoru přemění na elektrický signál a zpracovává se počítačem. Pomocí WDS je možno poměrně velmi přesně stanovovat obsahy většiny prvků těžších než ${}_5\text{B}$. Mez stanovitelnosti této metody je pro ${}_5\text{B}$ až ${}_{10}\text{Ne}$ 0,3 – 0,5 hmot. %, pro ${}_{11}\text{Na}$ a těžší prvky 0,03 – 0,05 hmot. %. Proto je možno analyzovat i prvky s velmi nízkým obsahem (stopové prvky). Nevýhodou je naopak vyšší časová náročnost.

Analýzy pomocí EDS a WDS se někdy označují společným názvem **bodová analýza**, protože stanovení prvkového složení vzorku se provádí ve velmi malém objemu, prakticky v bodě. Další možností elektronové mikroanalýzy (EDS i WDS) je **úsečková analýza** (též **liniový scan**, line analysis). V tomto případě se svazek primárních elektronů pohybuje po povrchu vzorku po vybrané úsečce, buď po jednotlivých měřicích bodech, nebo kontinuálně. Výsledkem je graf zobrazující změnu obsahu prvků ve zvolené linii (používá se například pro studium zonálnosti

minerálů). Dále je možno využít **plošnou analýzu** (též mapping, scanning, area analysis), metodu zobrazující distribuci (rozložení) prvků v ploše preparátu. Primární paprsek dopadá postupně v husté naskládaných řádcích na povrch preparátu (tzv. **rastrování**, obdobný princip jako v televizní obrazovce). V jednotlivých bodech je vybudeno rentgenové záření, které se po detekci a vyhodnocení projeví jako svítící body na obrazovce, indikující přítomnost vybraného prvku. Výsledkem je mapa rozložení prvku v ploše vzorku (obr. 6.4c).

Výhody metod elektronové mikroanalýzy jsou zřejmé z předešlého textu. Analyzuje se velmi malá oblast vzorku v pevném stavu, proto je možno studovat složení i velmi drobných zrn a inkluzí. Součástí přístroje bývá optický mikroskop, takže je možno jednoduše vyhledat místo, které chceme analyzovat. Metoda SEI umožňuje zobrazit povrch vzorku při velmi vysokém zvětšení, metodou BEI lze pozorovat rozložení materiálů o různé hustotě v ploše vzorku. Pomocí EDS lze rychle určit kvalitativní a přibližné kvantitativní složení vzorku, pomocí WDS se s vysokou přesností stanoví obsah většiny prvků včetně stopových. Dále je možno zobrazit rozložení jednotlivých prvků v ploše vzorku nebo změnu koncentrace prvků ve vybrané linii. Měření jsou poměrně rychlá i finančně dostupná.

Naopak k nevýhodám patří velmi vysoká pořizovací cena elektronového mikroanalýzátoru, nutnost dokonalé přípravy preparátů (hlavně leštění) a ztížená analýza lehkých prvků (${}^5\text{B}$ až ${}^{10}\text{Ne}$). Některé prvky (například prvky Ia skupiny, hlavně Na a K) v intenzivním proudu primárních elektronů těkají, proto je jejich analýza méně přesná. Elektronová mikroanalýza umožňuje pouze prvkovou analýzu, nikoliv chemickou analýzu v obvyklém slova smyslu (sloučeniny je nutno dopočítávat z naměřených obsahů prvků, většinou pomocí počítačového programu, který je součástí softwarového vybavení přístroje). Není možno měřit některé důležité skupiny (např. OH^- a H_2O). Metoda neumožňuje identifikaci polymorfních modifikací téže sloučeniny. I přes tato omezení představují dnes metody elektronové mikroanalýzy vzhledem k výše jmenovaným výhodám jistě nejpoužívanější způsob chemické analýzy materiálů v mineralogii, petrologii a geologických vědách vůbec (např. metoda SEI je široce využívána pro zobrazování drobných paleontologických objektů).

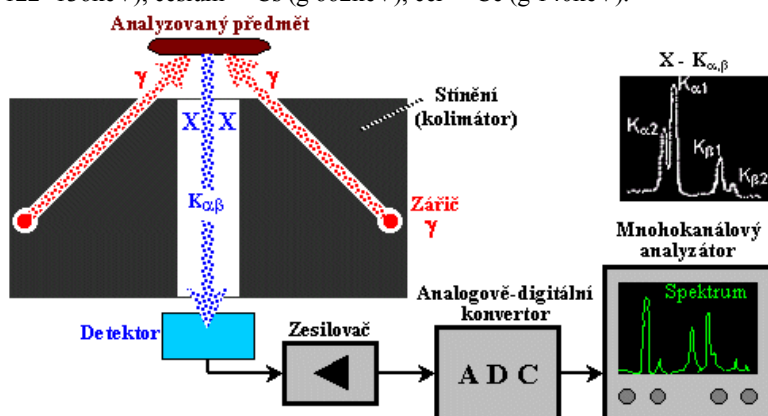
4.12.1 Rentgen-fluorescenční analýza

Rentgenová fluorescenční analýza ("rentgenfluorescence", RFA, XRFA) byla v podstatě právě popsána v kapitole o elektronové mikroanalýze. Přístroj pro rentgenfluorescenci si můžeme představit jako elektronový mikroanalýzátor bez elektronového mikroskopu, tedy bez možnosti zobrazovat povrch vzorku či provádět mapping a liniový scan. Jinak je princip zcela obdobný: elektronovým paprskem (nebo zářením radioizotopů či rentgenovým zářením) je vybudeno charakteristické rentgenové záření vzorku, které je analyzováno na základě energie nebo vlnové délky. Jinak řečeno, elektronová mikroanalýza je zdokonalená metoda rentgenfluorescence. Rentgenová fluorescenční analýza se nejčastěji používá pro analýzu hlavních a stopových prvků pevných materiálů. Vzorek je třeba utít na analytickou jemnost. Poté se z něj připraví lisované tablety (pelety) nebo stavené destičky, které se analyzují. Výhodou metody je relativní rychlost a široká škála stanovovaných prvků. Nevýhodou je vysoká cena přístrojů a vyšší meze stanovitelnosti u stopových prvků.

Tato metoda nedestruktivního zjišťování složení látek je založena na měření charakteristického rentgenového záření vzbuzeného ozařováním zkoumaného vzorku. Měřený vzorek ozařujeme buď X-zářením z rentgenové lampy, nebo zářením gama z vhodného radionuklidu). Interakcí tohoto fotonového záření s atomy zkoumaného vzorku dochází k fotoefektu (většinou na slupce K (pokud je energie záření vyšší než vazbová energie elektronu na této slupce), načež při přeskoky elektronů z vyšší slupky (L) na uvolněné místo dochází k emisi charakteristického X-záření (série K), jehož energie je jednoznačně určena protonovým číslem Z atomu. Dojde-li k

fotoefektu na slupce L, pak přeskokem elektronů ze slupky M je vyzařováno charakteristické X-záření série L. Spektrometrickou analýzou energie (vlnové délky) takto vzniklého fluorescenčního záření lze zjistit, které prvky jsou přítomné ve zkoumaném vzorku a podle intenzity jednotlivých píků fluorescenčního záření lze určit množství (koncentraci) těchto prvků ve vzorku.

Energie primárního budícího záření γ nebo X je nevhodnější jen o něco vyšší než je vazbová elektronů na slupce K (popř. L) v atomech analyzovaných prvků; tedy je nejvyšší účinný průřez pro fotoefekt. Proto se používají různé ozařovací zdroje pro lehké, střední a těžké prvky. K ozařování zkoumaných vzorků se tedy kromě rtg lampy používají pro analýzu lehkých prvků radionuklidy vyzařující měkké X-záření jako je železo ^{55}Fe (X Mn L-série 5,9-6,5keV), curium ^{244}Cm (X Pu L-série 12-23keV), pro středně těžké prvky americium ^{241}Am (g 60keV), pro analýzu těžkých prvků, jako je zlato, wolfram, olovo, uran a pod., pak kobalt ^{57}Co (g 122+136keV), cesium ^{137}Cs (g 662keV), cer ^{144}Ce (g 140keV).



Obr. 22 Schema uspořádání zdroje záření, analyzovaného vzorku a detektoru při rentgen-fluorescenční analýze

K detekci charakteristického X-záření se pro jednodušší a orientační měření (jako je geologický průzkum a vyhledávání rud, kontrola obsahu kovů v metalurgii a pod.) používají scintilační detektory, avšak pro přesnější a komplexnější laboratorní analýzu je třeba použít **polovodičový detektor** s vysokým rozlišením a **mnohokanálový analyzátor**. Při kvantitativní analýze je třeba provést korekci na rušivé Comptonovsky rozptýlené záření γ a samozřejmě též pečlivou kalibraci zařízení.

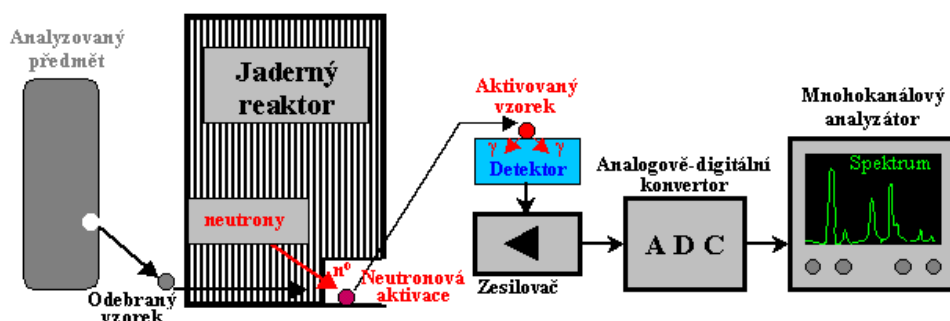
Charakteristické X-záření má čtyři velmi blízké energetické linie (související s jemnou strukturou elektronových hladin K a L), které se označují jako $K_{\alpha 1}, K_{\alpha 2}, K_{\beta 1}, K_{\beta 2}$ - obr.3.4.1 vpravo nahoře. Např. pro olovo jsou tyto energie 72.8, 74.97, 84.8, 87.3 keV, pro zlato 66.99, 68.81, 77.9, 80.1 keV, pro železo je energie X-záření již jen 6.4 keV, pro hliník 1.5keV (u těchto nízkých energií již prakticky není možné odlišit linie K_{α} a K_{β}). U lehkých prvků je tedy energie X-záření velmi nízká a obtížně se detekuje. Rtg.-fluor. analýza je proto vhodná především pro zjišťování obsahu **těžších prvků**.

Rentgen-fluorescenční analýza má velkou přednost v tom že je rychlá, přesná a reprodukovatelná, nevyžaduje žádné chemické zpracování vzorků, zkoumaný materiál se nijak nepoškozuje a nedochází ani ke generování umělé radioaktivity. Lze zkoumat i **celé předměty**, bez nutnosti odebrání vzorků. Je proto vhodná m.j. i pro analýzu složení **uměleckých**

předmětů, což může pomoci jejich časovému či autorskému zařazení, zjišťování původu, jakož i ověření jejich pravosti.

4.13 Instrumentální neutronová aktivační analýza

Instrumentální neutronová aktivační analýza (INAA) patří do skupiny radioanalytických metod. Je založena na ozařování vzorku proudem neutronů s energií nejčastěji 0,001 eV až 0,55 eV. Při dopadu dojde k jaderné aktivaci prvků a vzniku radionuklidů, které se následně rozpadají s charakteristickým poločasem rozpadu. V měřeném spektru se postupně objevují stále dlouhodobější radionuklidy. Obsah prvku se tedy stanovuje měřením aktivity radioizotopu vytvořeného z daného prvku (nebo některého jeho izotopu) jadernou reakcí (obr. 6.15). Zdrojem neutronů pro INAA může být jaderný reaktor, neutronový generátor nebo některé radioaktivní izotopy (např. ^{252}Cf).



Instrumentální neutronová aktivační analýza se používá pro studium minerálů, hornin, popílků, uhlí, rud, kovů a dalších materiálů. Měřit lze obsahy všech prvků s výjimkou H, He, Li, Be, B, C, N, O, F, P, S, Y, Tl, Pb a Bi, obvykle s mezí stanovitelnosti $X_0 - X_{00}$ ppm. Ozařování, měření spekter i vyhodnocení výsledků je řízeno počítačem a probíhá zcela automaticky. Další výhodou je nedestruktivnost analýzy. Naopak k nevýhodám patří mimořádně náročné a drahé vybavení, vysoká cena analýzy a její časová náročnost.

4.13.1 Mössbauerova spektroskopie

Mössbauerova spektroskopie je nedestruktivní analytická metoda založená na tzv. Mössbauerově jevu rezonanční jaderné absorpce záření γ - viz §1.6, část "Interakce záření gama". Vzorek se ozařuje monochromatickým zářením γ a detektor měří intenzitu prošlého nebo "odraženého" (rezonančně rozptýleného) záření v závislosti na jemných změnách energie záření γ , která se v úzkém rozmezí mění v důsledku Dopplerova jevu přesně regulovaným mechanickým pohybem zdroje vůči vzorku pomocí lineárního motoru. Záření γ musí mít energii přesně odpovídající excitované hladině jádra zkoumaného vzorku. Dopplerovým jevem se vykompenzuje ztráta energie odražených jader, dojde k rezonanční absorpci fotonů γ , doprovázené maximem absorpce a následně k emisi fotonu téže energie.

Tato metoda je použitelná na látky obsahující takové prvky, které vznikají jako dceřinná jádra vhodných radioisotopů a mají excitované hladiny emitující záření γ ; zářením γ z takového radioisotopu se vzorky ozařují. Jemná poloha maxim absorpce je závislá na vlastnostech chemické vazby, jichž se atomy obsahující analyzovaná jádra účastní, na vlastnostech krystalové mřížky, jakož i na vnitřních magnetických a elektrických polích v krystalech. Analýzou jemné struktury Mössbauerova spektra (což je závislost absorpce γ na rychlosti

posuvu zdroje vzhledem k vzorku) lze tak stanovit některé vnitřní chemické a fyzikální vlastnosti zkoumaného materiálu.

Metoda je vhodná pro ^{57}Fe , ^{57}Co , ^{129}In , ^{119}Sn , ^{121}Sb ¹³. Používá se především na materiály obsahující železo ^{57}Fe . Umožňuje provádět analýzu rozložení železa v materiálu v různých krystalografických polohách, jeho oxidačního stupně, analýzu feromagnetických materiálů, slitin, minerálů a pod. Pro analytické účely se vzorky upravují do tenké fólie, nebo práškového stavu (o hmotnosti několika gramů).

4.14 Rentgenometrické metody

Nejrozšířenějším způsobem studia struktury látek jsou **rentgenometrické metody** (metody rentgenové difrakční analýzy). Je to řada metod založených na interakci rentgenového záření (paprsků X) s hmotou, v našem případě s krystalem. Vedle rentgenových difrakčních metod se pro studium struktury krystalů využívá interakce elektronů (elektronová difrakční analýza) nebo neutronů (neutronová difrakční analýza) s krystalem, ovšem méně často, proto se zde jimi nebudeme zabývat.

Rentgenové záření je elektromagnetické záření stejné fyzikální povahy jako světlo, ale jeho vlnová délka se pohybuje v oboru 10^{-11} až 10^{-8} m. Protože vzdálenost mezi stavebními částicemi ve strukturách krystalů je obvykle řádově $0,1 \cdot 10^{-9}$ m (= X Å), využívá se v praxi pro strukturální analýzu krystalů záření o obdobné vlnové délce. Při průchodu rentgenového záření strukturou krystalu dochází k jevu, který se nazývá **difrakce**. Ze studia tohoto jevu se vychází při řešení struktury krystalu

4.15 Difrakce rentgenového záření na krystalech

Při dopadu rentgenového záření na hmotu se elektrony v obalech atomů rozkmitají s frekvencí odpovídající vlnové délce záření. Kmitající elektrony se stávají zdrojem sekundárního rentgenového záření, které se od nich šíří všemi směry. Důsledkem interference těchto parciálních vlnění je za jistých okolností zesílení rozptýleného rentgenového záření v určitých diskretních směrech a zrušení v ostatních. Tento jev se nazývá **difrakce**, paprsky zesíleného záření se označují termínem **reflexe**. Co znamená “za jistých okolností”? Na trojrozměrně periodické struktuře může dojít k difrakci rentgenového záření, musí však být splněny jisté geometrické podmínky mezi svazkem dopadajícího rentgenového záření a orientací struktury krystalu. Tyto podmínky lze vyjádřit dvěma způsoby: Braggovou rovnicí nebo soustavou tří Laueho rovnic. Oba způsoby jsou popisem téhož jevu a nikterak si nekonkurují. Jsou výsledkem odlišného pohledu na jev difrakce. Lze matematicky dokázat, že Braggova rovnice a Laueho rovnice jsou vzájemně ekvivalentní.

Braggova rovnice

Braggova rovnice popisuje difrakci jako odraz rentgenového záření na strukturálních rovinách krystalu. Představme si svazek rovnoběžných paprsků rentgenového záření o vlnové délce λ , který dopadá pod úhlem Q (theta) na osnovu mřížkových rovin vzdálených od sebe o hodnotu d (obr. 3.30). Difraktované záření se “odráží” od osnovy rovin pod stejným úhlem Q . K difrakci dojde právě tehdy, když se paprsek odražený od jedné roviny zpozdí vůči paprsku odraženému od vedlejší roviny o celý násobek jeho vlnové délky λ . To je splněno právě tehdy, když platí Braggova rovnice:

¹³ Počet vhodných prvků (jader majících vhodný radionuklid, vyzařující záření g z vhodné excitované hladiny stabilního dceřinného jádra) vhodných pro tuto analýzu je velmi omezený, takže význam Mössbauerovy spektroskopie není srovnatelný s takovými metodami jako je aktivní analýza, rentgen-fluorescenční analýza či defektoskopie.

$$2d \cdot \sin\Theta = n\lambda$$

kde:

d je mezirovinná vzdálenost (v Å),

Θ je difrakční úhel (theta),

n je celé číslo vyjadřující, o kolik násobků vlnové délky je jeden paprsek vůči druhému zpožděn (řád interference resp. difrakce),

λ je vlnová délka rentgenového záření (v Å).

Při rentgenometrickém studiu krystalů se obvykle používá monochromatické záření, takže l je konstanta. Mezirovinné vzdálenosti d ve strukturách krystalů jsou rovněž konstantní. Při otáčení krystalem dochází k difrakci na jednotlivých souborech strukturálních rovin pod příslušným úhlem Θ . Známe-li tento úhel, můžeme z Braggovy rovnice snadno vypočítat mezirovinnou vzdálenost příslušné osnovy rovin.

4.16 Záznam rentgenového záření

Rentgenové záření je možné zaznamenávat buď plošně, tedy jako dvojrozměrný obraz, nebo bodově, jako intenzitu záření v určitém směru. Nejstarším a po dlouhou dobu jediným způsobem záznamu difrakčního obrazu je **záznam na film**. Princip tohoto záznamu je identický s principem klasické fotografie. Film umožňuje plošný záznam záření. Přestože dnes existují modernější a kvalitnější záznamová média, používá se záznam na film dodnes, zvláště v mineralogické praxi, protože je levný, nevyžaduje téměř žádné dodatečné přístrojové vybavení a pro mnohé aplikace je zcela vyhovující.

Pro přesné měření intenzity záření se používají **bodové detektory**, a to buď **scintilační** nebo **proporcionální**. Tyto detektory měří intenzitu záření v jednom "bodě", přesněji v malé oblasti vymezené clonkami umístěnými před detektorem. Scintilační detektory obsahují látku, která reaguje na dopad fotonu rentgenového záření malým zábleskem. Tento záblesk se dále zesiluje fotonásobičem a převádí se na elektrický impuls. Intenzita záření je úměrná počtu zaznamenaných impulsů. Proporcionální detektory jsou trubice naplněné plynem a opatřené oddělenou katodou a anodou, mezi nimiž je vysoké napětí. Při průchodu fotonu rentgenového záření se plyn ionizuje a mezi katodou a anodou přeskóčí elektrický impuls. Intenzita záření je úměrná počtu těchto impulsů.

V současné době se často používají dva typy moderních **plošných detektorů**. První jsou tzv. **pozičně citlivé detektory (CCD)**, což jsou vlastně dvourozměrná pole malých bodových detektorů. Druhé jsou desky ze speciálních materiálů (označované anglickým názvem **image plate**), ve kterých dochází dopadem fotonu rentgenového záření k vytváření metastabilních elektronových stavů. Tyto desky jsou potom čteny pomocí speciálního laserového skeneru, který způsobuje přeskok z metastabilního stavu zpět do stavu základního a zároveň zaznamenává záření uvolněné při tomto přeskoku. Tyto systémy jsou výhodnou alternativou k záznamu na film, neboť mají kratší expoziční dobu, větší rozlišení intenzit a záznam z nich je automaticky převáděn do digitální podoby. Nevýhodou je jejich nesrovnatelně vyšší cena.

4.17 Některé rentgenometrické metody

V současné době existuje velké množství různých rentgenometrických metod lišících se experimentálním postupem, přístrojovou náročností, ale především účelem, ke kterému byly vyvinuty. Rentgenometrické metody můžeme dělit podle různých hledisek, ovšem nejpodstatnější je rozdělení na práškové a monokrystalové metody. Při studiu práškovými metodami zkoumáme jemný prášek materiálu, v ideálním případě o velikosti zrn $10^{-3} - 10^{-5}$ cm, zatímco monokrystalovými metodami se studují jednotlivé, pokud možno kvalitní krystaly o velikostech setin až desetín milimetru, maximálně několik milimetrů.

Při studiu materiálů libovolnou metodou jsou důležité dvě charakteristiky difrakčního obrazu – poloha reflexí a jejich intenzita. **Poloha reflexí** podává informaci o geometrii krystalové mřížky. Z poloh reflexí lze např. určit mezirovinné vzdálenosti d_{hkl} . Tyto hodnoty mohou posloužit k určení zkoumaného materiálu a lze z nich vypočíst mřížkové parametry krystalu.

4.18 Použití rentgenometrických metod

V mineralogii se rentgenometrické metody uplatňují jednak jako metody umožňující poměrně snadnou identifikaci minerálů, jednak jako nástroj ke studiu jejich struktury.

Rentgenometrické metody nalezly neobyčejně široké uplatnění nejen v mineralogii, ale prakticky ve všech oborech vědy a techniky. Protože ze složení a struktury vyplývají fyzikální i chemické vlastnosti všech pevných látek, je strukturální analýza nezastupitelná v chemických či biochemických oborech i v laboratořích fyziků. Znalost vztahů mezi strukturou a vlastnostmi látek dovoluje předvídat vlastnosti materiálů s určitou strukturou a na základě toho syntetizovat materiály s žádanými vlastnostmi. Rentgenometrické metody se dále uplatňují při studiu zastoupení pevných látek ve směsích (kvantitativní fázová analýza), při určování textury polykrystalických materiálů, při studiu napětí a deformací v pevných látkách, měření tloušťky tenkých vrstev i jinde.

Rentgenometrické metody hrají ovšem mimořádně důležitou roli nejen v laboratořích, ale i při kontrole surovin, procesů a výrobků při těžbě a úpravě nerostných surovin, v metalurgii, keramickém průmyslu, elektrotechnice, v chemickém a farmaceutickém průmyslu, v medicíně a dokonce i v textilním průmyslu.

Identifikace minerálů

Identifikace minerálů, tzv. fázová analýza, patří k nejčastějším úkolům v mineralogické praxi. K tomuto účelu se používají výhradně práškové metody (hlavně Debye-Scherrerova, Guinierova a difraktometrická metoda), především pro jejich relativní jednoduchost. Na rozdíl od většiny ostatních analytických metod stačí k rentgenometrické identifikaci velmi malé množství materiálu. Navíc je možno vzorek studovat v pevném stavu, takže odpadá pracné a často komplikované rozpouštění. Další výhodou je snadné rozlišení polymorfních modifikací téže sloučeniny, které je jinými metodami nemožné nebo obtížné.

Vyhodnocením záznamu rentgenometrických metod získáme sadu mezirovinných vzdáleností d_{hkl} , které odpovídají jednotlivým osnovám mřížkových rovin hkl , a intenzit difrakce I_{hkl} na těchto osnovách. Tyto hodnoty jsou pro krystaly každé látky charakteristické, proto je lze použít k identifikaci neznámých krystalických látek. Principem identifikace je porovnání naměřených hodnot d_{hkl} a I_{hkl} s tabulkami, v nichž jsou soustředěna rentgenometrická data obrovského množství látek včetně minerálů. Podle určitého klíče lze v tabulkách najít záznam, který nejlépe odpovídá námi naměřeným hodnotám. Pokud si oba záznamy odpovídají, je studovaná látka určena. V dnešní době se k tomuto účelu běžně používají počítače, které provádějí vyhledávání automaticky.

Nnejednodušší identifikace minerálů je identifikace mikroskopická na základě jejich optických vlastností.

4.18.1 Příprava preparátů pro mikroskopická pozorování

Z makrovzorků hornin odebraných v terénu je nutné pro následující mikroskopické studium zhotovit potřebné preparáty. První fází představuje řezání vzorků na požadovanou velikost a tloušťku. Řezání provedeme diamantovou pilou. Odpovídajícím tlakem k obvodové rychlosti řezného kotouče a řádným výplachem a chlazením řezu dosáhneme rovného povrchu. Vyříznutý plátek horniny musí odpovídat vlastnostem horniny za které byl vyříznut.

Výběr vhodného diamantové kotouče je prvním předpokladem pro zajištění co nejmenší deformace rovinného povrchu materiálu v řezu.

Výbrusový preparát (výbrus) je tenký řez (0,02-0,04mm mocný) materiálu, který je uzavřený v kanadském balzámu nebo epoxidové pryskyřici mezi podložním a krycím sklíčkem.

Leštěný výbrus je obvykle o něco málo silnější preparát, nezakrytý krycím sklíčkem, ale s povrchem upraveným leštěním.

U hornin nezpevněných nebo pro studium akcesorických minerálů či vybraných minerálních skupin se používají zrnové (práškové) preparáty. V nich je studijní materiál umístěn a upevněn pomocí pryskyřic mezi krycí a podložní sklíčko (práškový preparát). Předpokladem je přibližně stejná velikost zrna. Nebo je zrnový preparát umístěn do maloobjemového kelímku a zalit roztokem rychle tuhnoucí pryskyřice (Epoxy, Cerofix, Petrofix, Polyester Ch-109, Aukryl). Po dokonalém zpevnění je opět upravován řezáním a leštěním buď do podoby leštěného výbrusu nebo nábrusu.

Nábrus je obvykle rovná naleštěná plocha nerovinného vzorku, obvykle o velikosti několika cm^2 .

Mechanická preparace je nejběžnější metodou přípravy materiálů pro mikroskopické studium. Princip rovinného broušení je založen na tom, že se postupně odstraňují tenké vrstvičky materiálu z povrchu vzorku. K tomu se používají brusiva se zjemňující se velikostí zrna tak dlouho, až dosáhneme požadované kvality.

Při broušení musíme postupovat systematicky, vzorek se musí během broušení otáčet a před každým použitím jemnější brousící suspenze je nutné jej dobře očistit vodou.

K broušení používáme buď volná brusiva (kerosen = voda a brusivo) která se nanášejí na rotující litinové nebo slitinové kotouče. Nebo používáme brusná plátna SiC na rotujícím kotouči.

Rovinné broušení nám zajistí zarovnání vzorku do roviny. Rychlé odbroušení provádíme hruběji zrnitým brusivem v pořadí 240, 400, MI 10 (mikropolit, zrnitost na 1 ang. palec).

Jemným broušením dosahujeme co nejkvalitnějšího povrchu, s co nejmenšími deformacemi, které v závěru odstraníme leštěním.

Pro velmi tvrdé materiály používáme diamantové podložky nebo diamantové brusné kotouče. Pro měkké naopak často postačuje SiC papír volený opět směrem od hrubšího k jemnějšímu zrně. Brusné papíry se ale rychle opotřebovávají a je potřebné je častěji obměňovat. Magnetické disky které jsou určitou novodobou náhradou SiC papírů nejsou vhodné pro většinu běžných horninových vzorků, často se však používají v při mikroskopickém studiu v metalurgii.

Leštění plynule navazuje na broušení. Pro leštění používáme podložní samolepící textilní plátna (DUR, MOL, NAP, PAN) na která aplikujeme diamantové leštící pasty.

Pro oxidové leštění používáme Tonerde (oxid hlinitý, oxid chromitý, ceričitý apod.), který nanášíme opět na vhodná samolepící plátna.

Diamantové leštění používáme v těch případech, kdy je nutné dosáhnout co nejvyšší kvality naleštěného povrchové plochy. Při aplikaci diamantového leštění na plátně, musíme používat lubrikant. Volba plátna, velikost diamantového zrna a povaha lubrikantu se volí podle leštěného materiálu. Vhodnou kombinací dosáhneme co nejkvalitnějšího výsledku. Vzorek je bez reliéfu, není poškrábaný, nedochází k ucpání či odrolování pórů, nejsou patrné „ohony komety“ (jednostranné vyleštění povrchu, kolem tvrdších zrněk), stopy po lapování tj zjemňování plochy povrchu před leštěním aj.

Postup zhotovování leštěných a výbrusových preparátů:

Z vyříznutého materiálu si upravíme cca 2x3cm velký rovinný vzorek. Tento po jedné straně brousíme na brousícím rotačním kotouči hrubě zrnitým karborundovým práškem. Při broušení hmot, které nejsou rozpustné ve vodě, vlhčíme brousící kotouč vodou. Při broušení hmot, u nichž se obáváme hydratace minerálů, používáme různých lubrikantů (smáčedla Rott, ablu, parafinový olej, bezvodý etylalkohol, lih apod.). V případě, požadavku na zachování stávajícího

zasolení nebo impregnace (olejové, barvy, organické látky, krev, bílkoviny), které jsou vzorku obsaženy a které reagují s vodou je nutné tyto vzorky zpevňovat postupným proléváním pryskyřicí, za sucha obrušovat na SiC papírech pro suché broušení. Tento postup (prolévání a obrušování) se opakuje tak dlouho až dosáhneme požadované kvality. Zpevňujeme po řezu, po hrubém broušení, pokud je to třeba až třikrát.

Obrušování provádíme tak dlouho, až je broušená plocha dokonale rovná.

Pak pokračujeme dobrušováním krouživými pohyby na skleněné desce nejjemnějšími karborundovými prášky za opětného vlhčení vodou nebo dalšími smáčedly. Dobroušená plocha, nábrus, musí být dokonale rovná, hladká a bez lesku. Nabroušenou plochu neleštíme. Ve výbrusu je výhodnější nepatrně drsný povrch minerálů (vhodný pro sledování reliéfu).

Na vyčištěné podložní skličko (formátu 28 x 48 mm¹⁴) přeneseme tyčinkou vytvrzovací pryskyřici¹⁵ (kanadský balzám se používá při upevnění krycího sklička), skličko uchopíme do chemických kleští a nad malým plamenem zahříváme. Mírně skličko nakláníme, aby se hmota rozlila do šířky, a přitom dáváme pozor, aby se nevznítily páry. Každým zahřátím a hořením se zbavujeme silic a tím balzám vytvrzujeme skličko nám dokonale přilne k matérii.

Kanadský balzám např. hořením zežloutne až zhnědne.

Pak položíme podložní skličko na preparační stolek do vodorovné polohy a dobře vyčištěnou a vysušenou plochu nábrusu přežehneme v plameni. Plamenem kahanu znovu nahřejeme hmotu na podložním skličku a nábrus do ní vtlačíme. Po vychladnutí je nábrusová plocha pevně přitmelena k podložnímu skličku. Je-li dokonale rovná, přilne k skličku celou plochou, bez dutinek, které jinak prozradí odlesky (odraz a lom světla) na rubové straně sklička. Přítomnost dutinek mezi nábrusem a skličkem je nejen během pozorování na obtíž, ale výbrus se může při pozdějším dobrušování roztrhat.

U neupravené (nyní lícové strany nalepeného horninového řezu) postupujeme obdobně jako v předchozím popisu. Přilepený a vytvrzený vzorek odřízneme na diamantovém kotouči a obrousíme. Hrubé broušení provedeme asi do tloušťky 1 mm. Je-li brousící kotouč dokonale v ose (při broušení nepociťujeme nárazy), je možno brousit až do 1/2 mm. Výbrus po očištění vodou počíná proti světlu prosvítat.

Dobroušení provádíme na litinovém kotouči do tloušťky 0,15-0,20 mm a dále brousíme ručně na skleněné desce nejjemnějšími brusnými prášky. Jedním z nejvýznamnějších podmínek vyhovujícího výbrusu je jeho stejná mocnost v celém řezu. Z tohoto důvodu otáčíme krouživými pohyby rukou při dokončování tak, aby se tlak prstů na výbruse střídal. Nakonec tlačíme lehce do středu výbrusu jen jedním prstem a nepřidáváme brusivo. Pokud cítíme, že výbrus během pohybu drhne, dostalo se do brusného prostoru větší zrnko, a to z brusiva, nebo

¹⁴ Tento formát je standardně používaný pro výbrusy anorganických materiálů. Dlouhá podložní sklička používaná u biologických preparátů, by nám během otáčení stolku mikroskopu vadila.

¹⁵ Kanadský balzám vrchní vrstva – spodní vždy epoxid. V posledních zhruba deseti letech se používá syntetický kanadský balzám, který je dodáván v tyčinkách a je tvrdší, než kanadský balzám používaný ke krytí. Z ostatních přípravků se nejčastěji používá Eukit. Eukit je přípravek na bázi vytvrzovací pryskyřice. Pokud jej použijeme i pro upevnění krycího sklička, nelze toto skličko z horninového vzorku sundat. Protože v některých případech je nutné mikroskopické charakteristiky doplnit o speciální údaje (katodová luminescence, mikrochemismus, leptací a barvicí zkoušky), používá se k zakrytí výbrusu i nadále kanadský balzám, který po zahřívání taje a krycí skličko můžeme odstranit. Výhoda Eukitu a dalších syntetických pryskyřic je naopak v tom, že jsou čiré, nestárnou a nepraskají.

uvolněné z horninové hmoty výbrusu. Mohlo by dojít k mechanickému poškození výbrusu. Proto práci přerušíme, výbrus ihned omyjeme.

Dobrušování patří k nejnáročnějším pracím přípravy výbrusových preparátů. Neustále je třeba sledovat tloušťku výbrusu, a to tak, že jej omýváme a pozorujeme stoupající průhlednost. Nejlepší kontrolou je mikroskopická kontrola pomocí výšky dvojlomu známého minerálu (nejčastěji se využívá D křemene), použít můžeme i ztrátu reliéfu kolem výbrusu a nakonec mizející okraje výbrusu samého. U většiny látek lze přes správně dobroušeným výbrusem po vysušení číst podložní text.

Po dokončeném broušení přistoupíme k zakrytí výbrusu krycím sklíčkem. Výbrus dobře omyjeme vodou (parafinovým olejem s pod.), aby na něm nezůstala zrnka brusiva nebo jiná nečistota. Pak plochu vysušíme a výbrus položíme vodorovně na preparační stolek. Na jiném sklíčku si připravíme kanadský balzám (nebo Eukit) a tyčinkou nanese na výbrus. Vyčištěné krycí sklíčko přezehneme v plameni, položíme na výbrus a shora plamenem opět přezehneme. Kanadský balzám se roztopí a postupně vyplní prostory mezi výbrusem a krycím sklíčkem. Výhoda svrchního zahřívání je v tom, že se spodní vrstva neroztopí tak, aby vznikaly nové bublinky, a je zabráněno poškození výbrusu. Při nahřívání mírně přitlačíme tyčinkou krycí sklíčko, aby se přebytečná tekutina vytlačila. Po vychladnutí odstraníme utuhlé vytlačené pojivo zahřátým nožem a nakonec umyjeme výbrus benzenem nebo lihem.

Výše uvedeným postupem zhotovíme výbrus normální tloušťky cca 0,03-0,05 mm. Tloušťka výbrusu je pro určování minerálů velmi důležitá. Má podstatnou vliv na stanovení dvojlomu anizotropních látek. U některých hmot však tato tloušťka výbrusu nestačí k tomu, aby bylo možné rozlišit zejména jemnozrnné minerály (např. keramika, jílové minerály). V takovém případě se dobroušuje jen pod nepatrným tlakem, ale delší dobu a končíme často až tehdy, kdy asi 1/3 výbrusu od okrajů zmizela. Tak lze dosáhnout tloušťky výbrusu až 0,015 mm.

4.19 Separační metody

Při studiu minerálů se často setkáme s problémem získání dostatečného množství vhodného materiálu, zvláště studujeme-li například akcesorické minerály či minerály jemnozrnných hornin. Běžnými cestami (například preparační jehlou) nelze v takovém případě jednotlivé minerály oddělit, **separovat**. V takovém případě se vzorek rozemele a k oddělení jednotlivých minerálů se použijí **separační metody**. Separační metody tedy nepatří v pravém slova smyslu k metodám studia minerálů, mají však značný praktický význam včetně širokého průmyslového využití (těžba a úprava nerostných surovin). V principu je možno provést separaci na základě různé hustoty minerálů, na základě jejich různých elektromagnetických vlastností, na základě různých povrchových vlastností (flotační metody) i jinak.

Separace v těžkých kapalinách je založena na různé hustotě minerálů. Má-li kapalina určitou hustotu, potom minerály s menší hustotou plavou na hladině a minerály s větší hustotou se usazují na dně dělicí nádoby. Jako těžké kapaliny se používají např. bromoform (hustota 2,89 g/cm³), acetyltetrabromid (h = 2,95 g/cm³), metylenjodid (h = 3,33 g/cm³), či různé vodné roztoky solí Tl, Ba, Pb a Hg. Nevýhodou většiny těchto sloučenin je nízká stabilita na denním světle, vysoká cena a především silná jedovatost. Z toho důvodu se dnes k separacím často používá stálý a málo jedovatý polywolframan sodný Na₆(H₂W₁₂O₄₀) (nasyčený roztok má hustotu 3,12 g/cm³, ředěním vodou se dají připravit roztoky o různé hustotě a odpařováním je opět koncentrovat). S použitím řady těžkých kapalin a jejich ředění (resp. mísení) lze od sebe separovat jednotlivé minerály. Při pečlivé práci lze oddělit minerály, jejichž hustota se liší i jen o 0,02 g/cm³.

Magnetická separace využívá různých magnetických vlastností minerálů. Vzorek je vystaven působení magnetického nebo elektromagnetického pole. Obvykle se nejprve permanentním magnetem oddělí feromagnetické minerály (např. magnetit, pyrhotin). Při následné

elektromagnetické separaci se postupně zvyšuje intenzita elektromagnetického pole, takže jsou oddělovány stále méně magnetické minerály.

Flotační metody jsou založeny na rozdílné smáčivosti minerálů vodou. Nejrozšířenější je pěnová flotace, která je založena na schopnosti drobných zrněk minerálů vázat se na vzduchové bublinky. Proces probíhá ve vodném prostředí, do něhož je přidává flotační reagentie a další látky. Při vhodné volbě těchto látek se zrnka požadovaného minerálu váží na vzduchové bublinky a jsou vynášena k povrchu kapaliny. Zde je minerál udržován pomocí pěny a sbírán. Ostatní minerály zůstávají ve rmutu na dně nádoby. Flotace je velmi rozšířeným úpravárenským procesem soužícím zejména ke koncentraci sulfidických a oxidických minerálů z velmi chudých rudnin.

S prudkým rozvojem instrumentálních analytických metod dnes význam separačních metod v mineralogii poněkud klesá. Zvláště metody elektronové mikroanalýzy umožňují analýzu i velmi drobných objektů *in situ*. Většina ostatních metod však vyžaduje jisté množství materiálu, které není vždy možno získat bez použití separačních metod (např. studium isotopického složení minerálů či analytika velmi nízkých koncentrací prvků). Mimořádně důležitou roli hrají separační metody při těžbě a úpravě nerostných surovin, kde na kvalitě separačního procesu často přímo závisí úspěšnost těžby (např. při těžbě zlata, kdy je třeba oddělit často i jen 1g zlata z jedné tuny horniny).

1 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita je fyzikální veličina, která popisuje chování materiálu ve vnějším magnetickém poli.

Značení

Značka veličiny: χ_m , někdy také κ nebo K

Základní jednotka: - (je to bezrozměrná veličina)

Výpočet

Zavislost mezi intenzitou magnetického pole \mathbf{H} a magnetizací \mathbf{M} je u slabě magnetických látek téměř vždy lineární, což platí i pro poměrně vysoké hodnoty intenzity pole (obvykle ovšem pouze za relativně nízkých teplot). Tento vztah je pro izotropní látku obvykle zapisován ve tvaru:

$$\mathbf{M} = \chi_m \mathbf{H}$$

Pro magnetickou polarizaci lze použít vyjádření

$$\mathbf{P}_m = \mu_0 \chi_m \mathbf{H}$$

kde μ_0 je permeabilita vakua.

V neizotropních látkách může být směr vektoru magnetizace odlišný od směru vektoru intenzity magnetického pole. Pro vyjádření magnetické susceptibility se pak používá symetrický tenzor

druhého řádu, tzn.
$$M_i = \sum_{k=x,y,z} \chi_{m,ik} H_k$$

pro $i = x,y,z$.

Rozdělení látek podle magnetické susceptibility

Podle hodnoty magnetické susceptibility lze rozdělit materiály na:

diamagnetické, pro ně $1 < \chi_m < 0$

paramagnetické, pokud $0 < \chi_m \ll 1$

feromagnetické, jestliže. $\chi_m \gg 1$

Vlastnosti

Magnetická susceptibilita souvisí s relativní permeabilitou vztahem

$$\chi_m = \mu - 1$$

Vzhledem k tomu, že relativní permeabilita je materiálová konstanta, je také magnetická susceptibilita materiálovou konstantou.

Z předchozího vztahu lze pro vakuum získat

$$\chi_m = 0$$

Pro slabě magnetické látky lze vztah mezi intenzitou magnetického pole \mathbf{H} a magnetickou indukcí \mathbf{B} vyjádřit pomocí magnetické susceptibility ve tvaru

$$\mathbf{B} = \mu_0 (1 + \chi_m) \mathbf{H} = \mu \mathbf{H}$$

kde μ_0 je permeabilita vakua a μ je absolutní permeabilita.

U většiny diamagnetických látek se magnetická susceptibilita s teplotou téměř nemění, pro většinu paramagnetických látek však platí tzv. *Curieův zákon*, který má tvar

$$\chi_m = \frac{C}{T}$$

kde C je *Curieova konstanta*, která je charakteristická pro danou látku, a T je termodynamická teplota.

1.1. Přehled horninotvorných minerálů

Světlé minerály jsou minerály neobsahující v podstatném množství Mg, Fe, a Ti; např. křemen, živce, foidy, kalcit, apatit, muskovit.

Tmavé minerály (mafity) jsou ty, které obsahují podstatné množství Fe, Mg, Mn apod.; např. olivín, pyroxeny, amfiboly, biotit, běžné granáty, melilit, ilmenit, magnetit apod.

Index tmavosti (barevnosti) – color index = celkový obsah mafických minerálů (v objem. %) v dané hornině (např. hornina obsahující 10% amfibolu, 5% pyroxenu a 12% biotitu má index tmavosti 27).

4.20 Světlé kvantifikátory

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohsee	Spec. hm.g. cm ⁻³
KREMEN	SiO ₂	Sedý až bílý, zbarvený příměsí do různých barevných odstínů	Izometrický, nepravidelně omezený, zrna zrnité agregáty	Skelný (průsvitný, průhledný)	Neštěpný	7	2,59 až 2,65
Výskyty	Plutonity a vulkanity přesycené a nasycené SiO ₂ ; vulkanity: porfyrické vyrostlice, plutoniny – xenomorfně omezený, ve výbrusech časté undulózni zřášení; klastické sedimenty (pískovec), krystalické břidlice (metakvarcit, rulv)						
Amorfní modifikace SiO ₂ .							
opál	SiO ₂ .nH ₂ O	bílá až bezbarvá nebo různě zbarven	amorfní hmota, agregáty ledvinité, korovité, v hadcích tvoří i konkrece	perleťový, voskový, skelný	neštěpný, lasturnatý lom	6 až 6,5	2,10 až 2,30
Výskyty	Výplň puklin kyselých a neutrálních efuziv, opálové schránky mikrofosilií tvoří některé silicity						

1.1.6 Plagioklas

Plagioklas čili sodnovápenaté živce jsou triklinické izomorfní směsí složky *albitové* $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ a *anortitové* $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$. Zastoupení anortitové složky v plagioklasové molekule se označuje jako *bazicitu plagioklasu* a uvádí se zkratkou An s dolním indexem, odpovídajícím molárním procentům anortitové složky; např. plagioklas An_{65} má 65 % složky anortitové a 35 % složky albitové (včetně nepatrné příměsi Or). Celá plagioklasová řada se dělí podle bazicity plagioklasu následovně: albit (0-10 %An), oligoklas (10-30 %An), andezin (30-50 %An), labradorit (50-70 %An), bytownit (70-90 %An), anortit (90-100 %An).

Plagioklas se rozděluje na kyselé čili acidní (albit až oligoklas), intermediální středně bazické (oligoklas, andezin, část labradoritu), a bazické (nad An_{50} , tj. labradorit až anortit). Přítomnost bazických plagioklasů je významným kritériem pro mineralogickou klasifikaci hornin (viz diorit versus gabro!). V magmatických horninách bývají plagioklas polysynteticky zdvojitěné i zonální. Zonální plagioklas mají obvykle bazičtější jádro a kyselejší okraje (= normální zonálnost), mohou mít oscilační zonálnost s níž se setkáváme zejména ve vulkanitech. Zde bývají větší krystaly (vyrostlice) často jemně oscilačně zonální, tj. s vícenásobnými změnami ve složení od centra k okraji.

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrđ. Mohse	Spec. hm.g. cm^{-3}
PLAGIOKLASY: albit oligoklas andezin bytownit anortit	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ $\text{Ca}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Obecně tmavne od bílé nažloutlé, nahnědlé až po světle šedou, šedomodrou, tmavě šedou	Tabulky, ve výbrusech lištovité nebo izometrická zrna	Skelný až perleťový (obvykle zakalené)	Dokonalá	6 až 6,5	2,63 2,76
Výskyty	Albit: magmatity s křemenem, syenit a jeho žilné a výlevné ekvivalenty, klastické sedimenty, ruly andezin: diorit, andezit labradorit: hlavní součást horniny labradoritu anortit: ultrabazické horniny						

1.1.7 Alkalické živce

Alkalické živce - jsou tvořeny dvěma základními komponentami - složkou *ortoklasovou* (Or) KAlSi_3O_8 a složkou *albitovou* (Ab) $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, s možnou malou příměsí složky anortitové (An) $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ nebo celsianové (=barnaté). Patří sem draselné živce (=K-živce), tj. sanidin, ortoklas (oba monoklinické), mikroklin (triklinický), anortoklas (ten má převahu Na-složky), dále albit (do An_{05}). Z K-živců se sanidin a anortoklas vyskytují ve vulkanických horninách a vznikají za vysokoteplotních podmínek, kdy je míšivost K- a Na-složky velmi dobrá. Ortoklas a mikroklin jsou běžné v horninách plutonických, kdy během pomalého chladnutí dochází k částečnému odmísení Na-složky ve formě perthitu (mikroskopické vrostličky albitu).

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrđ. Mohse	Spec. hm.g. cm^{-3}
A L K A L I C K É	Albit do An_{05} K-ŽIVCE: ortoklas mikroklin sanidin	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ $\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$ agregáty jemně zrnité	Bílá, růžová, sytě červená, šedá až nazelenalá světle šedá	Skelný až perleťový; matný (obvykle zakalené produkty přeměn)	Dokonalá	6 až 6,5	2,55 až 2,63
Výskyty	Perthitický ortoklas a mikroklin: kyselé magmatické a metamorfované horniny, klastické sedimenty (arkóza), sanidin: vulkanity zejména trachyty, vrostlice až cm rozměrů						

1.1.8 Foidy –zástupci živců

Foidy (feldspatoidy) jsou světlé minerály složením sice podobné živcům, ale s nedostatkem SiO_2 ; patří sem zejména nefelín $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$, leucit KAlSi_3O_8 , minerály sodalitové (sodalit, nosean, hauyn), analcim a kankrinit. Vyskytují se pouze v horninách **nenasycených SiO_2** .

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohse	Spec. hm. g. cm ⁻³
leucit (foid)	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Bílá, šedá	Nepravidelná zrna, izometrické krystaly v dutinách efuziv	Skelný až matný	Neštěpný	5,5 až 6	2,48
Výskyty V čediči a podobných horninách, ve fonolitu, v jejich lávách a tufech např. na Vesuvu							
nefelín (foid)	$(\text{Na},\text{K})[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Světle nazelenalá až nažloutlá	Krátce sloupcovité, tabulkovité, agregáty zrnité	Mastný až skelný	Nezřetelná	5,5 až 6	2,56 až 2,66
Výskyty Neovulkanity Českého středohoří a Doupovských hor (fonolity apod.), též v plutonitech svenitového magmatu							
sodalit (foid)	$\text{Na}_8[\text{Cl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_8)_6]$	Světle až tmavě modrá	Izometrická zrna, agregáty zrnité	Skelný až mastný	Dobrá	5 až 6	2,27 až 2,33
Výskyty Neovulkanity Českého středohoří a Doupovských hor (provází nefelín)							
analcim (foid)	$\text{Na}[\text{AlSi}_2\text{O}_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Bílá, narůžovělá, šedá	Nepravidelně omezená zrna, agregáty zrnité	Skelný	Neštěpný	5 až 5,5	2,24 až 2,29
Výskyty	Běžný nerost v některých bazických vulkanitech (čedič), i jako výplň puklin a mandlí, v základní hmotě těšínitu, ojediněle v amfibolitech						

4.21 Tmavé kvantifikátory

1.1.9 Skupina olivínu

Olivín představuje směs složky forsteritové Mg_2SiO_4 a fayalitové Fe_2SiO_4 , je romboický. Běžné olivíny v ultrabazických a bazických horninách mají výraznou převahu Mg a vyžadují alespoň mírnou nasycenost SiO_2 (nemohou být v rovnováze s křemenem). V některých acidních horninách se může vyskytovat i fayalit, který je stabilní s křemenem. Velmi častý je např. ve struskách. Olivín podléhá serpentinizaci (serpentinové minerály jsou hořčičnaté fylosilikáty s vysokým obsahem vody – antigorit, chrysotil).

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohse	Spec. hm. g. cm ⁻³
Olivín	$(\text{Fe}, \text{Mg})_2[\text{SiO}_4]$ někdy příměs Ca, Mn, Ni	Žlutozelená, při oxidaci červenohnědá	Krátce prizmatický a tabulkovitý, agregáty zrnité	Skelný, mastný	Dobrá až nedokonalá {010}, odlučnost {100}	6,5 až 7	3,22 až 3,34
Výskyty	Jako akcesorie v čediči, někdy i jako zrnité agregáty kulovitých tvarů (olivínové koule), v gabru nebo jako hlavní nerost peridotitu						
Fayalit	$\text{Fe}_2[\text{SiO}_4]$	Žlutozelená, nazelenalá, nahnědlá až černá	Zrna, krátké sloupce (často pyramidálně zakončené).	Skelný, mastný	Dobrá až nedokonalá {010}, odlučnost {100}	6,5	4,3
Výskyty	Jako hominitovný minerál poměrně vzácný, běžný ve struskách.						
Forsterit	$\text{Mg}_2[\text{SiO}_4]$	Zelená, citrónově žlutá	Krátce sloupcovité, zrna.	Skelný, mastný	nedokonalá {001}, {010}	7	3,22
Výskyty	Kontaktně metamorfované dolomitické vápence.						

1.1.10 Skupina pyroxenů

Pyroxeny: Mafické silikáty s řetězovou vazbou tetraedrů (mají jednoduché řetězce). Jsou bezvodé, tvořené izomorfní směsí řady složek; mezi nimi je nejdůležitější enstatitová $Mg_2Si_2O_6$, ferosilitová $Fe_2Si_2O_6$, diopsidová $CaMgSi_2O_6$, egirinová $NaFe^{3+}Si_2O_6$. V magmatických horninách jsou nejběžnější Ca-klinopyroxeny jako diopsid a augit (v gabroidech i bazaltoidech, dioritech, andezitech atd.), méně hojný je Ca-chudý klinopyroxen pigeonit, složením blízký ortopyroxenu (v tholeiitických bazaltech, andezitech), časté jsou i ortopyroxeny (tj. rombické Fe.Mg pyroxeny, bez Ca - např. v mnoha gabroidních horninách, v ultrabazických horninách, v některých typech bazaltů a andezitů atd.). Egirin se vyskytuje jen v horninách s nadbytkem alkálií, jako jsou např. fonolity, nefelinové syenity, alkalické trachyty a alkalické ryolity apod.

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohse	Spec. hm. $g\ cm^{-3}$
Monoklinické: augit Ferroaugit	$(Ca, Mg, Fe^{2+}, Ti, Al)_2 [(Si, Al)_2O_6]$	Černá, černohnědá, čemozelená	Augit: v čediči někdy jako automorfní vyrostlice až několik cm velké	Smolný	Dokonalá {110} - přibližně 90°	5,5 až 6	3,25 až 3,45
Výskyty	Augit: Intermediální a bazické plutonity (gabra, těšinity, lamprofyry), vulkanity (olivínové bazalty, andezity), pyroklastik						
diopsid	$CaMg[Si_2O_6]$	Různé odstíny zelené až zelenočerná	krátce sloupcovitý, Agregáty zrnité až celistvé	skelný	Dokonalá {110} - přibližně 90° odlúčnost {100}, {001}, {010}	6 až 7	3,3
Výskyty	Diopsid: Rozšířený pyroxen v magmatických horninách jako jsou syenity, alkalická gabra, těšinity, therality, lamprofyry, alkalické bazalty, pikrity, dunity a kimberlity, tvoří porfýrické vyrostlice v tholeiitických bazaltech a andezitech. Vyskytuje se v mramorech, ve vápenato silikátových rohovicích a také na hydrotermálních žilách (alpského typu). POZNÁMKA: Tvoří exsoluční lamely s ortopyroxeny.						
Egirín	$NaFe^{3+}[Si_2O_6]$	Sytě zelená, zelenomodrá, vzácně červenohnědá;	Sloupce, tvarově podobný amfibolu, polysyntetické dvojitění	skelný, smolný	dokonalá {110}, nedokonalá {100}	6	3,55-3,60
Výskyty	Vázaný na světlé Na-bohaté (alkalickoživcové) magmatické horniny, zejména na sodné syenity a trachyty, pantelirity, comendity, nefelinové syenity, ryolity, fonolity a nefelinové syenitové pegmatity.						
Rombický Enstatit	$(Mg,Fe)_2[Si_2O_6]$	zelenošedá, nahnědlá (bronzová)	Krátce sloupcovitý podle z, xenomorfní zrna.	skelný, perleťový	dobrá {110}, nedokonalá {010}	5-6	3,21
Výskyty	Ultrabazické horniny, lamprofyry, nority, charnockity, andezity, olivínové koule (lherzolity) v čedičích, hadce, pyroxenové rohovce. S přibývajícím Fe vzrůstají indexy lomu a specifická hmotnost, mění se Ch_m z (+) na (-). Ve starší nomenklatuře jsou minerály (pyroxeny) řady enstatit-ferrosilit označovány jako enstatit ($En_{88-100\%}$), bronzit (En_{70-88}) a hypersten ($En_{70-50\%}$).						

1.1.11 Skupina amfibolů

Amfiboly: Velmi komplikovaná skupina mafických silikátů s řetězovou vazbou tetraedrů. Složením jsou podobné pyroxenům, ale mají dvojitě řetězce a obsahují skupinu OH^- nebo Cl^- , F^- . Pro magmatické horniny jsou typickými zástupci amfibolů monoklinické amfiboly. Tyto jsou nejčastěji vápenaté (nejběžnější je hornblend čili obecný amfibol, tschermakit, nebo ferrotschermakit vyskytující se hlavně v granitoidech, syenitoidech, dioritoidech, gabroidech), méně často sodnovápenaté nebo alkalické (pouze v horninách s nadbytkem alkálií proti Al, tj. peralkalických). V ultrabazických horninách se pak můžeme setkat cumingtonitem a antofylitem. Ve vulkanitech se amfiboly vyskytují méně často než pyroxeny (vulkanity mají tendence k bezvodé minerální asociaci).

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohse	Spec. hm. g. cm ⁻³
Hornblend Mg- HORNBLEND Fe- HORNBLEND	(Na, K) ₀₋₁ Ca ₂ (Mg, Fe ²⁺ , Fe ³⁺ , Al) ₅ [(OH) ₂ Si _{6-7,5} Al _{2-0,5} O ₂₂] (Ca) ₂ (Mg, Fe ²⁺) ₄ Al[(OH) ₂ AlSi ₇ O ₂₂] (Ca) ₂ (Fe ²⁺ , Mg) ₄ Al[(OH) ₂ AlSi ₇ O ₂₂]	Černozelená, Hnědočerná, Černá, zelená	Sloupečkovitý nebo jehlicovitý, agregáty jehlicovité až paprscité	Skelný, Hedvábný	Dokonalá {110}	5	3,02 až 3,45
Výskyty	Hornblendy lze považovat za specifické minerály intermediálních plutonitů, vznikají také primárně při krystalizaci bazických a ultrabazických hornin, stejně tak jako v horninách kyselých a alkalických. Primární hornblend (obvykle magnezium hastingsit) se vyskytuje v alkalických bazaltech vápenatoalkalické série, ale nevyskytuje se běžně v oceánických tholeiitech, protože v nich je f_{H_2O} a f_O velmi nízká. V andezitických horninách je hornblend běžně doprovázen olivinem a lze říci, že amfibol vzniká i při vyšší teplotě reakcí mezi olivinem a andezitickou taveninou. V některých bazických vyvěřelých horninách, částečně v troktoleitech a olivinových gabrech, se hornblend vyskytuje jako součást symplektitových koron (kelyfitických lemů) mezi olivinem a plagioklasem. V typické koronární sekvenci tvoří hornblend se spinelem obvykle v symplektitu vnější zónu kontaktu blíže plagioklasu. Hornblend je jedním z nejběžnějších minerálů regionálně metamorfovaných bazických a ultrabazických hornin, který je stabilní v širokém rozpětí PT podmínek od zelených břidlic přes epidotové amfibolity a amfibolity, až do facie granulitové. Hornblend a plagioklas jsou hlavní a někdy jediné složky amfibolových břidlic, rul a amfibolitů, hornin, které tvoří část hornin amfibolitových facií v magmatických horninách, především v granodioritu, syenitu, dioritu a amfibolovci, z metamorfítů hlavně v amfibolitech a rulách, v klastických sedimentech jako těžký minerál						
Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrd. Mohse	Spec. hm. g. cm ⁻³
AKTINOLIT -FERRO- AKTINOLIT	Ca ₂ (Mg,Fe) ₅ [OH Si ₄ O ₁₁] ₂	světle zelená až sytě zelená; ve výbrusu světle zelený, nažloutlý	Dlouze jehličkovitý, vláknitý, stébelnatý, sloupcovitý, dvojčatné srůsty podle {100}, někdy i podle {001}, často „roztřepený“. Často vějířovité, sférolitické agregáty, vláknitý se označuje jako azbest	skelný	velmi dokonalá {110}	5,5-6	3,0- 3,3
Výskyty	Zelené břidlice, aktinolitové břidlice, mastkové břidlice, krupníky, sekundárně ve vyvěřelých horninách, součást uralitu. POZNÁMKA: Pro Mg-Fe sérii amfibolů s názvy tremolit, aktinolit a ferro-aktinolit jsou používány hranice: X=Mg/(Mg+Fe)= 1-0,9 (tremolit), 0,9-0,5 (aktinolit) a 0,5-0,0 (ferro-aktinolit)						
Tremolit	Ca ₂ Mg ₅ [OH Si ₄ O ₁₁] ₂	šedozeleň, nažloutlá, našedlá, bílá	Dlouze sloupcovitý, jehličkovitý, vláknitý.	skelný	dokonalá {010}	5,5-6	3,0- 3,3
Dolomitové mramory, Ca- bohaté skarny, metamorfované ultrabazické horniny, tremolit-mastkové, tremolit-karbonát-antigoritové břidlice. Charakteristický minerál nízkého metamorfického stupně.							
RIEBECKIT	Na ₂ Fe ₃ (Al,Fe) ₂ [(O,OH) Si ₄ O ₁₁] ₂	modrá, nafialovělá, až černá	Sloupcovitý podle z, vláknitý, jehličkovitý. Dvojčatění podle {100} – lamelování.	skelný	dokonalá {110} pod úhlem 124°, dobrá {010}, nedokonalá {001}	5	3,15- 3,50
Výskyty	Alkalické amfiboly: řada glaukofan-eckermanitová. Vyskytuje s především v alkalických plutonitech, ojediněle je v metamorfovaných horninách (např. některé alpské ruly). Tvoří zemité agregáty. Vlákňité agregáty mají hedvábný lesk. Jemně vláknitý (azbest) se používá v průmyslu a je známý pod názvy krokydolit, nebo modrý azbest.						

4.22 Minerály kvalifikátory

1.1.12 Slídy primární (biotit, muskovit) a sekundární (chlority, mastek)

Slídy: Silikáty s vrstevní vazbou tetraedrů (=fyllosilikáty), bohaté Al a alkáliemi (většinou K), s OH skupinou nebo F⁻, Cl⁻. Tmavé slídy jsou biotit (Fe-Mg), flogopit (Mg-slída), světlé hlavně muskovit (K, Al). Vyskytují se zejména v plutonitech, tmavé slídy jsou časté i ve vulkanitech. Nejrozšířenějším slídovým minerálem je biotit (v granitoidech, syenitoidech, dioritech, také v některých ryolitech i andezitech), magmatický muskovit se vyskytuje v některých granitech a pegmatitech, lithné slídy v některých pegmatitech (lepidolit) a silně diferenciovaných ("cínonosných") granitech (cinvaldit).

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Lesk	Tvrdość Mohse	Spec. hm.g.cm ⁻³
biotit (tmavá slída)	$K(Mg, Fe^{2+})_3[(OH, F)_2 (Al, Fe^{3+})Si_3O_{10}]$	Tmavohnědá až hnědočerná, čermozelená	Tabulky, lupínky podle (001), řezy kolmé na (001) bývají lištovité, často mají roztržené okraje.	Perleťový	výborná {001}	2,5-3	2,8-3,4
Výskyty	Velmi rozšířený minerál, v kyselých, intermediálních i bazických plutonitech i vulkanitech. Typický pro intermediální horniny vápenato-alkalické afinity a pro hybridizované horniny. Indexový minerál regionálně metamorfovaných pelitů (hojně v rulách), je přítomen v metamorfovaných bazických a ultrabazických horninách, v kontaktně metamorfovaných horninách, zvětráváním se snadno přeměňuje v zelený chlorit						
muskovit (světlá slída)	$KAl_2[(OH, F)_2 AlSi_3O_{10}]$	Stříbrně šedá, nažloutlá šedobílá	Tabulky, lupínky, šupinky podle (001), řezy kolmé k (001) jsou lištovité. Jemně šupinkatý se nazývá sericit.	Perleťový	velmi dokonalá {001}	2 až 2,5	2,78-2,88
Výskyty	Granity, aplity, pegmatity, metamorfované horniny (především fylity, svory, ruly), sedimenty. Sericit: v metamorfovaných horninách (způsobuje hedvábný lesk na plochách břidličnatosti např. fylity)						
chlorit	$Mg_y Fe_x Al_x [(OH)_8 Si_4 Al_x O_{10}]$	Většinou jsou čermozelené až šedozelelé, zelené, bílé, zeleno růžové, červené, hnědé;	Lupínky, šupinky, oolity, sférolity agregáty šupinkaté, vějířovité, práškovité, koncentricky uspořádané	perleťový až skelný	velmi dobrá {001}	2-2,5	2,60 až 3,00
Výskyty	Fe-rudy hydrotermálně sedimentární, Fe-rudy sedimentární, chloritové břidlice, alpská paragenese, často ve fylitech magnezity, maskové břidlice, mramory a krystalické dolomity, hadce, v magmatických horninách sekundárně jako produkty přeměny Mg-Fe minerálů. V „magmatických horninách vzniká nejčastěji přeměnou biotitu nebo v mandlích bazických vulkanických hornin						
mastek	$Mg[Si_4O_{10}](OH)_2$	bílá, žlutobílá až nahnědlá	listkový, agregáty šupinkaté, lupenité, ohebný, ne však pružný	velmi dokonalá	mastný, perleťový	1	2,58 až 8,83
Výskyty	V nížce metamorfovaných břidlicích (maskových a chloritových)						

1.1.13 Skupina granátů a turmalín

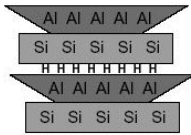
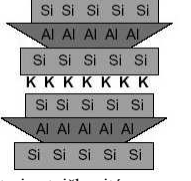
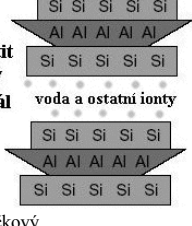
Granáty: Jako horninotvorné minerály se vyskytují granáty ve směsích řady krajních složek. Nejběžnější mají převahu almandinu $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, v peridotitech mohou být granáty s převahou pyropové složky $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$, v některých alkalických horninách jsou vápenaté granáty grossularového až melanitového (obsahuje Ti) složení, v granitických pegmatitech bývá spessartin $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$.

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Tvrdość Mohse	Lesk	Spec. hm.g. cm ³
granát	$\text{R}_3^{2+}\text{R}_2^{3+}[\text{SiO}_4]_3$	hnědočervená, červenofialová, medově hnědá (zelená)	izometrická zrna, často krystalově omezená (dvanáctistěn apod.)	neštěpný	6,5 až 7,5	skelný	3,58 až 3,86
VYSKYTY	V metamorfovaných horninách, zejména v eklogitu a granulitu, ve svorech a rulách (spíše v pararulách), amfibolitech, kontaktně metamorfovaných vápencích a jako akcesorický minerál v granitech a pegmatitech, v peridotitech						
turmalín	složitý alumosilikát s B, a kationty Fe, Na, Al, Mg, Li	černá (existují i různé zbarvené turmalíny)	sloupcovitý až jehlicovitý, krystaly podélně rýhované, agregáty radiálně paprscité	nedokonalá	7 až 7,5	skelný až smolný	3,15 až 3,25
VYSKYTY	V pegmatitech, aplitech a kyselých granitech, méně v regionálně metamorfovaných horninách (svory). Jako těžký minerál přítomen v klastických sedimentech						

4.23 Minerály sedimentárních hornin

4.23.1 Jílové minerály

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrdość Mohse	Spec. hm.g. cm ³
HLAVNÍ JÍLOVÉ MINERÁLY: kaolinit	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	bílá, často se žlutým a zelenavým zbarvením	velmi jemné až šupinkaté agregáty, rozlišitelné	matný	velmi dokonalá	2 až 2,5	2,61 až 2,68
illit	$\text{K}_{0,6}(\text{H}_3\text{O})_{0,4}$	šedobílá, zbarvení do žlutá, hnědá, nebo modra	elektronovým mikroskopem, makroskopicky zemitého vzhledu			1 až 2	2,60 až 2,90
montmorillonit	$\text{Al}_{1,3}\text{Mg}_{0,3}\text{Fe}^{2+}_{0,1}$	žlutá, hnědá, nebo modra					
smektity	$\text{Na}_{0,2}\text{Ca}_{0,1}\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_{10}$	bílá, světle zelená, bledě růžová				1 až 2	2,00 až 3,00
Výskyty	Kaolinit: v pelitech (ohnivzdorné jíly), v magmatitech a metamorfitech jako produkt alterace a zvětrávání alumosilikátů (hlavně živců) Illit: v pelitech jako nejčastější jílový minerál Montmorillonit: je hlavní součástí montmorillonitových jílu, bentonitu a některých půd, vzniká větráním především tufů, vyskytuje se s illitem jako produkt přeměn některých minerálů magmatických a metamorfovaných hornin						

Kaolinit 1:1 (Si:Al) minerál  dvojrvtvičkový (TO, TO)		jílový minerál - illit vrstvy: 2:1  trojvrvtvičkový (TOT, TOT)		Smektit jílový minerál  trojvrvtvičkový (TOT, TOT)			
glaukonit (jílový nerost)	$K(Mg, Fe^{+2})Fe^{+3}, Al$ $[Si_4O_{10}](OH)_2$	sytě zelená, modrozelená	nepravidelná, kulovitá agregáty mikrokrystalické	matný	ne dokonalá	2 až 2,5	2,20 až 2,90
VYSKYTY		V klastických sedimentech mořského původu (hlavně v pískovcích) a některých pelitech a vápencích					
serpentin (jílový nerost) antigorit chryzotil	$Mg_6[Si_4O_{10}](OH)_8$ za Mg bývá Fe, Mn, Ni (do 1%)	zelená, žlutě zelená až černě zelená	antigorit: mikrošupinkatý, makroskopicky celistvý chryzotil: vláknitý, agregáty vláknité	matný, hedvábný	dokonalá antigorit ne dokonalá chryzotil	3 až 4	2,50 až 2,60
VYSKYTY	Hlavní nerost serpentinitu (hadce), chryzotil často vyplňuje pukliny, jeho vlákna jsou postavena kolmo ke směru puklin (azbest)						

4.23.2 Skupina karbonátů

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Tvrdość Mohse	Lesk	Spec. hm. g. cm ⁻³
kalcit	$CaCO_3$ může obsahovat stopy Fe, Mg, Mn a Ba, Sr, Zn, Pb	bílá, žlutá, šedá červená až hnědá, vryp vždy bílý	izometrická zrna, agregáty tabulkovité a zrnité, vláknité nebo práškovité (křída)	velmi dokonalá	3	skelný nebo matný	2,60 až 2,80
Výskyty	Hlavní součást vápenců a krystalických vápenců (mramorů), ve slíne, jako pojivo v klastických sedimentech, v magmatitech jako produkt přeměny nebo jako výplň mandlovcových dutin						
dolomit	$CaMg(CO_3)_2$ může obsahovat příměs Fe a Mn	šedobílá, nažloutlá, hnědá až červeno- hnědá	izometrická zrna, agregáty zrnité až celistvé	velmi dokonalá	3,5 až 4	skelný	2,85
Výskyty	Po kalcitu je nejběžnějším horninotvorným karbonátem, hlavní součást dolomitů, přítomen bývá i ve vápencích, mramorech, chloritových a mastkových břidlicích						
aragonit (od kalcitu se liší krystalovou strukturou)	$Ca(CO_3)_2$ bývá příměs Sr, Fe, Mn, Zn a Pb (do 1%)	bílá, světle žlutá až okrová	sloupcovitý, agregáty jehlicovité a vláknité, radiálně paprscité a krápníkovité	nedokonalá	3,5 až 4	skelný	2,95 až 3,20
Výskyty	Horniny vysrážené z pramenů obsahujících rozpuštěný $CaCO_3$ (travertin), v jílech, tvoří pevné schránky některých žijících i fosilních organismů						
magnezit	$MgCO_3$	bílá, žlutobílá až šedá	agregáty hrubě až středně zrnité nebo celistvé	velmi dokonalá	4 až 4,5	skelný až matný	2,90 až 3,10
Výskyty	Metasomatické žíly v metamorfitech nebo hlízy v některých serpentinitech						

4.24 Akcesorické minerály

Akcesorické minerály jsou přítomny v horninách ve velmi malém množství a obvykle v podobě velmi drobných krystalků. Nejběžnější akcesorické minerály jako jsou apatit, zirkon, ilmenit, magnetit, pyrit, pyrhotin apod. mohou být přítomny v horninách s velmi rozmanitým složením. Akcesorické minerály, které obsahují radioaktivní prvky např. zirkon, monazit a xenotim jsou využívané stanovení absolutního stáří hornin.

4.24.1 Skupina oxidů

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Lesk	Štěpnost	Tvrдость Mohse	Spec. hm.g. cm ⁻³
magnetit	Fe ²⁺ Fe ³⁺ ₂ O ₄	šedočerná	izometrická zrna, často oktaedrické krystaly, agregáty zrnité nebo celistvé	kovový	neštěpný	5,5 až 6	4,90 až 5,20
Výskyty	V metamorfitech a bazických magmatitech jako akcesorie, těžký nerost klastických sedimentů, důležitá Fe ruda						
hematit	Fe ₂ O ₃	ocelově šedá až černá nebo červenohnědá, vryp červenohnědý	izometrická zrna, agregáty šupinkaté a lupenité nebo zemitého vzhledu	kovový	neštěpný, lasturnatý lom	5,5 až 6	4,90 až 5,30
Výskyty	Bývá zarostlý v živcích a křemenu některých magmatických hornin v klastických sedimentech jako tmel, v metamorfitech vzniká dehydratací vodnatých Fe oxidů						
limonit	FeO(OH) _n H ₂ O jde o směs hydratovaných oxidů a hydroxidů Fe	rezavě hnědá až hnědočerná vryp totožný s barvou	zcela nepravidelné shluky nebo smouhy a povlaky, agregáty zrnité, krápníkové nebo zemité	matný až skelný	neštěpný	1 - 4	3,30 až 4,00
Výskyty	Jako druhotný nerost téměř ve všech druzích hornin, v sedimentech často v podobě rozptýleného pigmentu nebo jako tmel, v magmatitech a metamorfitech signalizuje navětrání horniny						

4.24.2 Skupina sulfidů

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Lesk	Tvrдость Mohse	Spec. hm.g. cm ⁻³
pyrit	FeS	světle žlutá, vryp zelenočerný	automorfni krystaly krychlového tvaru, agregáty zrnité, radiálně paprscité nebo tvoří povlaky	nedokonalá	kovový	6 až 6,5	5,00 až 5,20
Výskyty	Ve všech typech hornin jako akcesorický nerost, primární nebo jako impregnace v okolí rudních žil, ve fylitech, chloritových a maskových břidlicích, jako impregnace fosilií						
pyrhotin	FeS	bronzově žlutá, vryp šedočervený	tabulkovitý, sloupcovitý, agregáty zrnité až celistvé, někdy i lístkovité	nedokonalá	kovový	4	4,58 až 4,77
Výskyty	Akcesorický minerál méně hojný než pyrit, hlavně v bazických magmatitech (v gabru), v metamorfitech, zvláště v amfibolitu						
chalkopyrit	CuFe ₂	mosazně žlutá, pestře nabíhá, vryp žlutočerný	izometrická zrna, agregáty zrnité až celistvé	nedokonalá	kovový	3,5 až 4	4,00 až 4,30
Výskyty	Jako akcesorie v různých magmatických horninách, hlavně v gabrech, v některých sedimentech a metamorfovaných horninách na rudních žilách nebo v jejich okolí jako impregnace						

4.25 Minerály indexové

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Lesk	Tvrdost Mohse	Spec. hm.g. cm ⁻³
sillimanit	[6] [4] Al Al [O]SiO ₄	bílá až žlutošedá	vláknitý, jehlicovitý, agregáty stébelnaté až plstnaté	dokonalá	hedvábný	6 až 7,5	3,23 až 3,27
Výskyt	V biotiticko-sillimanitových pararulách (někdy tvoří hedvábně lesklé pecičky), méně v granulitech						
andalusit	[6] [5] Al Al [O]SiO ₄	šedorůžová až fialová	sloupcovitý až jehlicovitý, izometrický	nedokonalá	skelný	7,5	3,13 až 3,22
Výskyt	Ve svorech, v kontaktních břidlicích (chiastolitové) v pegmatitech až decimetrových rozměru						
kyanit (disten)	[6] Al ₂ [O]SiO ₄	modrá až šedomodrá	tabulkovitý, destičkovitý	velmi dokonalá	perleťový až skelný	4 a 7! ve dvou směrech	3,53 až 3,65
Výskyt	Hlavně ve svorech a některých granulitech, ojedinelé v eklogitu						
staurolit	2FeO AlOOH. 4Al ₂ O[SiO ₄]	červenohnědá až hnědočerná	sloupcovitý, srostlice ve tvaru kříže	dobrá	skelný	7 až 7,5	3,74 až 3,83
Výskyt	Typický minerál svorů, často spolu s granátem						
cordierit	(Mg,Fe) ₂ [Al ₄ Si ₅ O ₁₈]	modrofialová až zelenošedá	izometrický až krátce sloupečkovitý, agregáty zrnité	dobrá	skelný	7 až 7,5	2,53 až 2,59
Výskyt	V rulách, migmatitech, a kontaktních rohovicích						
grafit	C	šedá až šedočerná	celistvý, šupinkatý až tenké tabulkovitý	velmi dokonalá	kovový	1	2,09 až 2,23
Výskyt	V metamorfitech (krystalických vápencích, rulách, fvlitech a kvarcitech, na tuhových ložiskách						
epidot	(Ca ₂ Fe)(Al ₂)O [Si ₂ O ₇] [SiO ₄] (OH)	světle až tmavě zelená, černozeleňá	sloupečkovitý, agregáty zrnité až paprsčité	dokonalá	skelný	6 až 7	3,38 až 3,49
Výskyt	V amfibolitu, zelených břidlicích, sekundární v plutonitech (ažská žula, na puklinách granodioritu Brněnského masívu)						

4.26 Minerály evaporitů + hydrotermálních žil

Název	Chemické složení	Barva	Habitus	Štěpnost	Lesk	Tvrdost Mohse	Spec. hm.g. cm ⁻³
sádrovec	CaSO ₄ ·2H ₂ O	bezbarvý, bílá, žlutá, šedá, načervenalá	tabulkovitý, sloupcovitý, agregáty zrnité, vláknité a šupinkaté	velmi dokonalá	perleťový, hedvábný, skelný	1,5 až 2	2,20 až 2,40
Výskyt	Evapority, ve slínách, jílech, karbonátových sedimentech, v zóně zvětrávání např. Na puklinách jílovitých břidlic						
anhydrit	CaSO ₄	namodralá, šedá, bílá, bezbarvý	sloupcovitý nebo tabulkovitý, agregáty zrnité nebo vláknité	velmi dokonalá	perleťový, skelný	3 až 3,5	2,90 až 3,00
Výskyt	V evaporitech doprovází sádrovec						
halit (sůl kamenná)	NaCl	bezbarvý, bílá, šedá, namodralá	izometrická zrna, agregáty zrnité a vláknité	dokonalá	skelný	2	2,10 až 2,30
Výskyt	Zvláště v jílech a slínách, většinou spolu se sádrovcem, anhydritem a dolomitem tvoří ložiskové polohy						
baryt	BaSO ₄	bílá, šedá, načervenalá, namodralá	tlusté tabulkovitý, agregáty zrnité, lupenité, vzácné i vláknité	dokonalá	perleťový až mastný	3 až 3,5	4,30 až 4,70
Výskyt	Na hydrotermálních žilách s kalcitem, křemenem a sulfidy, ve slinu a jílu často jako konkrece nebo tmel klastických sedimentů						

Okruhy otázek:

Petrologie, petrografie, petrogenese
Skupiny hornin a vztahy mezi nimi
Definice horniny a její formulování
Metody výzkumu terénní
Metody výzkumu laboratorní
Základní principy tvorby názvů magmatických hornin
Minerály primární, sekundární akcesorické
Hlavní horninotvorné minerály světlé
Hlavní horninotvorné minerály
Sekundární horninotvorné minerály
Živce a jejich klasifikační význam
Tmavé minerály a jejich klasifikační význam

2 Kinetika stavby magmatických hornin

Základem bez kterého nemůžeme řešit genezi hornin jsou založeny na odpovědi na několik základních otázek:

jaký má hornina vztah ke svému okolí ?

z čeho je složena, jaké je její minerální či chemické složení?

jak jsou její složky uspořádány?

Tato kapitola nám poskytne odpověď na třetí otázku.

Pod pojmem stavba horniny jsou zahrnuty nespojitě vlastnosti hornin. Mezi dvěma možnými pohledy na stavby magmatických hornin tj. mezi mikrostrukturou (texturou) a strukturou existuje kvalitativní rozdíl. Mikrostruktury a struktury lze odvodit z principu kinetiky krystalizace magmatu. V principu popisují orientaci součástí v prostoru, který zaujímá určitá hornina a současně charakterizují způsob jeho vyplnění¹⁶. Stavby samy o sobě obsahují množství petrologických informací vztahujících se k časové závislosti mezi pohybem (kinetikou) magmatické horniny a přechodem mezi magmatickým stádiem a finální, pevnou horninou, takže dokládají vývoj jak neuzpevněné, tak tuhnoucí až následně pevné stádium vzniku magmatické horniny. Přehled opakujícího se pohybu, který se odráží ve stavbách hornin je znázorněn na obr. 6. Z obr.6 je zřejmé, že ke stejnému efektu (stavbě) pevné horniny můžeme dospět různými cestami. Ve vztahu hornina - její stavba jde především o záznam kinetiky realizované v průběhu zpevňování (tuhnutí) určitého magmatického systému. Vedle kinetiky se ve stavbě horniny mohou spodobnit i další faktory, jako je např. tlak vody uplatňující se v hloubce a dokládající vývoj hypersolvních a jim v protikladu subsolvních granitů hloubce. Rozdílnou kinetiku mají i kontrastní magmatická složení. Známý je rozdíl ve stavbě v případě

¹⁶ Ve starších česky psaných petrologických učebnicích je struktura nazývána texturou a textura strukturou. Protože převážná většina doporučených učebnic je v jazyce anglickém byla terminologie staveb magmatických hornin s nimi sjednocena.

Termín stavba, který měl nahradit oba pojmy a byl v minulých letech mnoha autory doporučován, se v petrologii magmatických hornin nevžil a je obvykle používán jako pojem nadřazený, jako souhrnné označení struktur a mikrostruktur.

vysoce viskózního kyselého (ryolitického) a velmi nízcě viskózního bazického (bazaltového) magmatu.

Význam kinetiky je snad nejvíce patrný ve vývoji staveb v tom případě, kdy srovnáváme stavby jednoho typu tuhajícího magmatu. Například jedno a totéž naprosto identické granitické (ryolitické) magma může utuhnout jako fluidální heteromorfní stavba: faneritická, porfyricko faneritická, afanitická, porfyricko afanitická, sklovitá, vitrofyrická, pumovitá nebo pyroklastická. Tak, jak jak výše uvedené stavby dokládají pohyb, mohou být na příkladu granitického (ryolitického) magmatu vyvozeny i další diametrálně odlišné stavby.

Stavby nejen překvapivě shodným způsobem dokládají kinetiku vzniku horniny, ale v konečném termodynamickém stádiu vývoje daného systému zachycují i velmi proměnlivé minerální složení.

Některé pohyby zaznamenané ve stavbách magmatických hornin jsou relativně srozumitelné, jiné vyžadují speciální objasnění. Například pro vznik sklovitých staveb musí být splněn základní předpoklad tj. podchlazení taveniny.

Pro detailnější členění staveb magmatických hornin byly zavedeny dva základní pojmy: struktura a textura (mikrostruktura).

Strukturou se zpravidla rozumí prostorové uspořádání součástek.

Mikrostruktury (textury) magmatických hornin můžeme rozčlenit do několika skupin podle zvolených znaků:

způsobu krystalizace (stupně krystaličnosti);

absolutní a relativní velikosti součástek;

podle tvaru součástek, vývoje krystalů a jejich omezení (automorfie - omezení součástek, změny tvaru před ukončením procesu tuhnutí, změny tvaru vyvolané i v pevné hornině apod.).

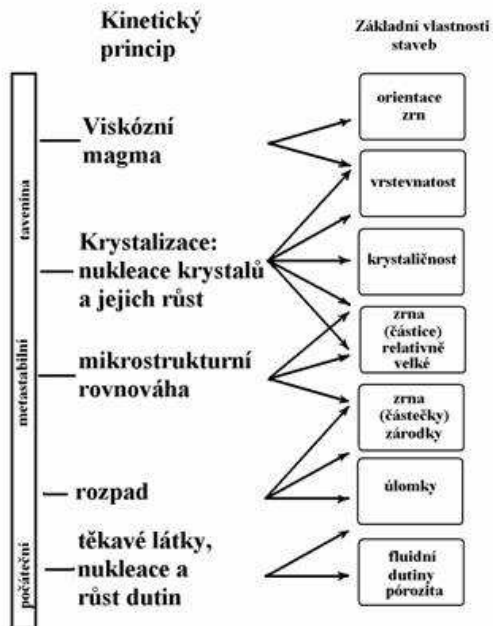
Odráží tedy vzájemné vztahy mezi jednotlivými horninovými složkami.

Každou strukturu a mikrostrukturu lze slovně popsat, doložit nákresem nebo fotografií. Není však přehnané tvrzení, že každý horninový vzorek se v detailu liší od vzorku druhého.

Ideálním stavem by bylo deskriptivní pojetí struktur a mikrostruktur, tak, aby jejich obsah nebyl zatížen geneticky a terminologie byla přijatelná pro všechny tři vymezené skupiny hornin. K dosažení daného stavu je ještě daleko, ale i nyní existují deskriptivně pojaté stavby, kdy názvy lze použít bez rozdílu zda jde o horninu magmatickou, metamorfovanou nebo sedimentární. Příkladem mohou být názvy paralelní, všesměrné apod. Na druhou stranu však existuje celá škála názvů speciálních, které lze použít vždy pouze pro danou skupinu hornin. Například optická struktura (mikrostruktura) charakterizující některé bazalty a gabra nemůže v žádném případě najít uplatnění ve skupině sedimentárních hornin.

Proto jsou v následujícím textu uvedeny struktury a mikrostruktury hornin magmatických.

Vztahy mezi významnými kinetickými směry a výsledkem základních atributů staveb je doložen nákresem obr. 1.



Obr. 23 Vztahy mezi kinetikou a vlastnostmi staveb podle Besta a Christiansena (2001).

V následujícím textu je rozvinutá řada uvedených zákonitostí uspořádaná v souladu s uvedenými kinetickými směry.

1) krystalizační kinetika podle krystaličnost a velikost zrna:

- sklovité
- vitrofyrická
- perlitová
- sferolitická (devitrifikace skla)
- afanitické
- afanitická
- kryptokrystalická
- felsitická
- lištovitá
- intergranulární (mezi krystalovými zrny afanitická základní hmota)
- intersertální (sklo mezi krystaly)
- faneritické
- rovnoměrně (stejněměrně) zrnitá
- nestejněměrně zrnitá
- sériová
- pegmatitová
- porfyrické
- vitrofyrická
- kumulofyrická
- ofitická a poikilitická

2) krystalizační kinetika podle krystalového tvaru (omezení krystalů)

- automorfni (euhedrální, idiomorfni)

hypautomorfní (subhedrální, hypidiomorfní)

xenomorfní (anhedrální, alotriomorfní)

kostrovité

dendritické

zpeřené

sférolitické

sklovité (taveninové) inkluze

hypautomorfně zrnitá

koronitová - reliktní (kelyfitická)

3) **Krystalizační kinetika podle zrnové nehomogenity**

normálně zonální

oscilačně zonální

reakční lemy (kelyfitické lemy)

rapakivi

opacitové lemy (vlivem snížení tlaku)

exsoluce

4) **Mikrostrukturní rovnovážné projevy podle sekundárních modifikací zrnových rozhraní**

grafická (písmenková, pegmatitová)

granofyrická

myrmekitová

5) **Neexplozivní odmišení těkavých složek – dutiny (póry) dokládající existenci těkavých fluid**

vesikulární

pumovitá

škvárovitá

amygdaloidní (mandlovcovitá)

pěnovitá

miarolitická

tahové

litofyzy (kamenné bubliny)

6) **Úlomkovité – vulkanoklastické stavby**

Pyroklastické (vitroklastické)

Autoklastické

7) **Zpevněné vulkanoklastické**

a) Stavené a směsné

Eutaxitické

Reomorfické

b) krystalizace devitrifikací a vodní fází

felsické

sférolitické

8) **Krystalizační kinetika podle stupně tropie - anizotropní stavby**

Foliace

Lineace

Magmatická vrstevnatost

Magmatická laminace

Trachytická

Šlírovitá

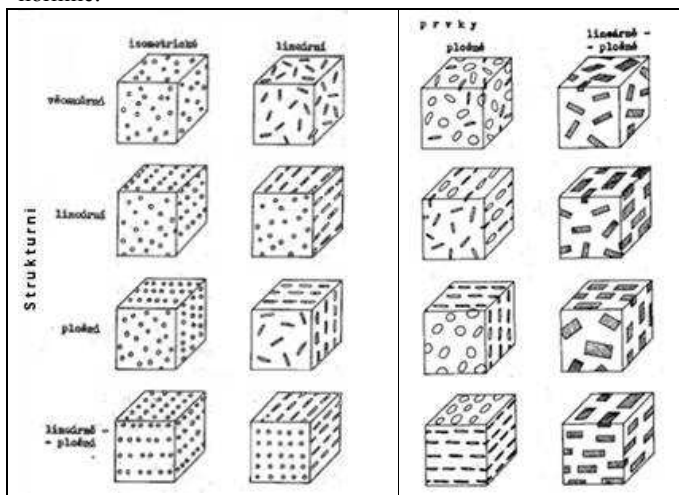
Proudovitá

Mafické uzavřeniny (inkluze, enklávy)

PŮVODNÍ NÁVRH (OBR.7)

Struktury anizotropní – rozdělení podle prostorové orientace složek

Dembova klasifikace (1954) uspořádání izometrických a anizometrických strukturálních prvků v hornině:

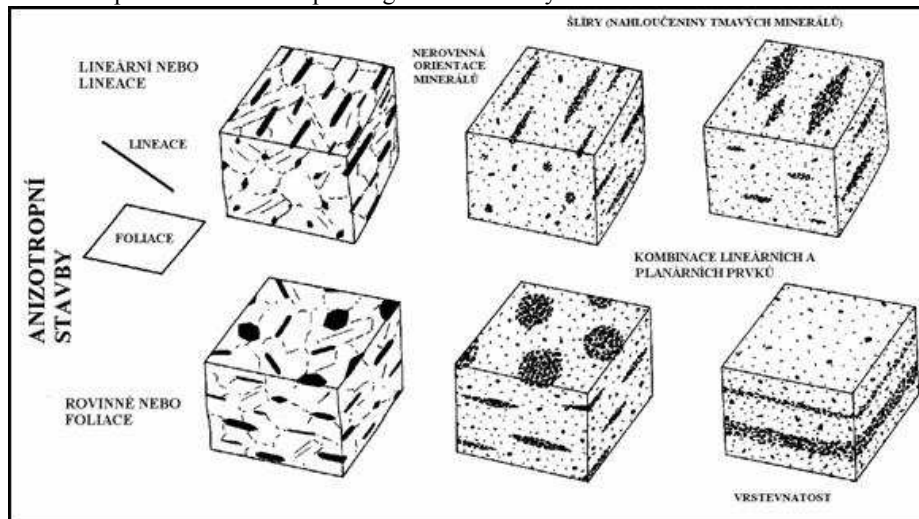


Obr. 24 Klasifikace anizotropních staveb podle Demla (1954).

KONEČNÁ ÚPRAVA PRO MAGMATITY

Best a Christiansen (2001) Dembovu klasifikaci zjednodušili (viz obr. 8), zahrnují mezi stavební prvky i nehomogenity přítomné v magmatických horninách.

Obr. 25 Upravená klasifikace pro magmatické horniny.



Z prostorové orientace součástek vychází i struktura fluidální (proudovitá), trachytická, orbikulární (kulovitá) a šlirovitá (šmouhovitá). Spadá sem i speciální skupina nověji

definovaných staveb jako jsou struktury vrstevnaté a laminární (magmatické vrstevnatost a laminace).

Stavby magmatických hornin

Rozdíl mezi plutonickou a vulkanickou horninou světlou na základě velikosti zrna



plutonit: biotit muskovitový granit



vulkanit: ryolit

Rozdíl mezi plutonickou a vulkanickou horninou tmavou na základě velikosti zrna



gabro



bazalt

plutonit Orbikulární (kulovité)



diorit

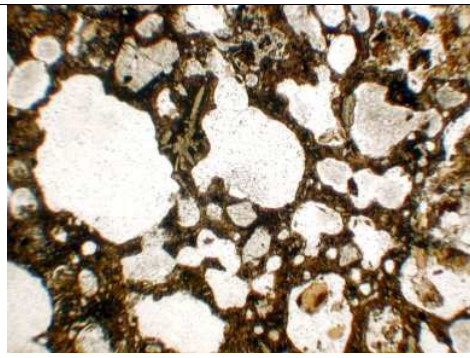


diorit

Typické struktury vulkanitů jsou struktury pórovité



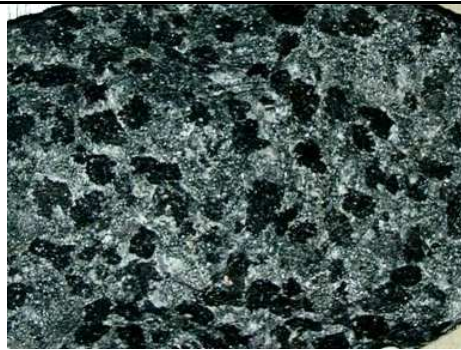
Pórovité: makroskopický vzhled



Pórovité: mikroskopický

Plutonity

Typické jsou všesměrně zrnité struktury



Leukokratní hornina (granit)	Melanokratní hornina (gabbro)
------------------------------	-------------------------------

Termín masivní (kompaktní) struktura je méně vhodný stejně za nevhodný termín pro označení struktury plutonické horniny je název celistvá



lineárně paralelní
protažení porfyrických vyrostlic např. syenit

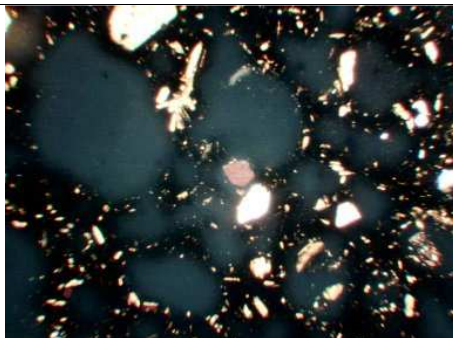


Netypická je pro plutonity struktura smouhovitá

Vulkanity



Typické struktury fluidální



Pórovité s odrůdami – pěnovitá, zde póry převažují nad horninovou hmotou



amygdaloidní (mandlovcová) - póry sekundárně vyplněn	Celistvá - sklovitá
--	---------------------

vesikulární

- póry jsou kulovité - láva tuhla v klidu

- póry oválné, lineárně uspořádané - láva se pohybovala



bobová (bazalty)



Kulovitá (andezit – viz výše)

Mikrostavby magmatických hornin

Mikrostavba magmatické horniny je podmíněna:

Stupněm krystaličnosti

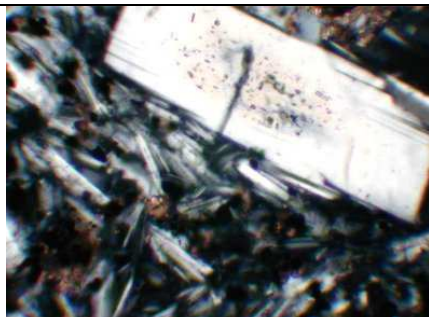
holokrystalické - horniny jsou plně vykrytalované, (horniny plutonické)

hemikrystalické - vedle krystalů je zastoupeno i sklo (horniny vulkanické)

hyalinní (sklovité, vitrofyrická)



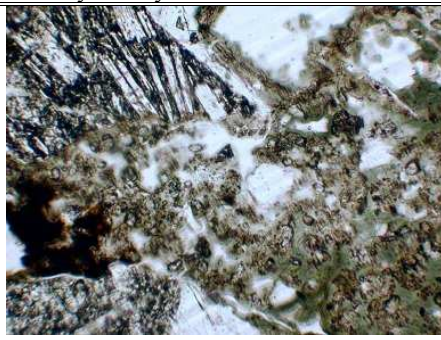
holokrystalický granit



hemikrystalický andezit



hyalinní mikrostruktura smolku – makro vzorek



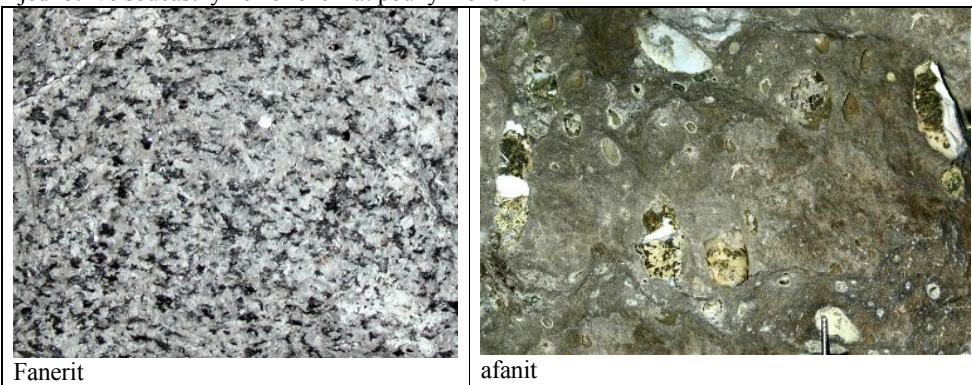
hyalinní –mikrostruktura PPL

--	--

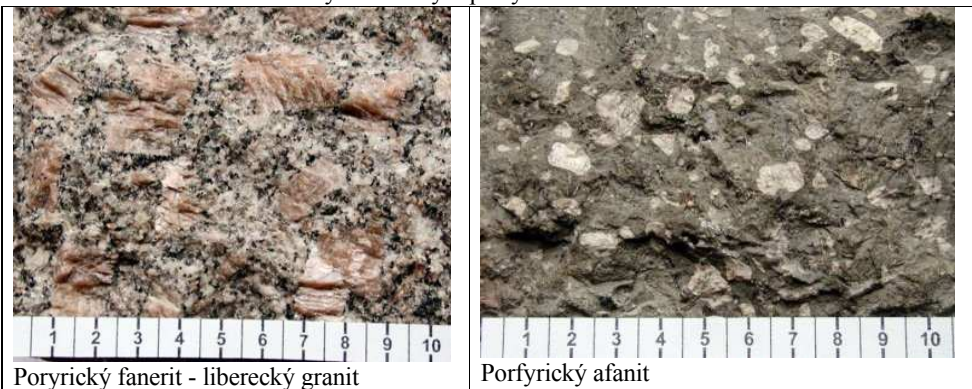
**velikostí součástí - absolutní a relativní
tvarem součástí
krystalografickým vývojem
stupněm automorfie (omezením součástí)
změnami tvaru před ukončením procesu tuhnutí
změnami tvaru vyvolanými v pevné hornině**

Podle absolutní velikosti zrna:
 struktury faneritické:
 jemnozrná (fine-grained) - velikost minerálů je menší než 1 mm
 středně zrnitá (medium-grained) - velikost minerálů se pohybuje od 1 do 5mm
 hrubě zrnitá (coarse-grained) - velikost se pohybuje od 5 mm do 3 cm
 velmi hrubě zrnitá (very coarse-grained) - velikost nad 3 cm

struktura afanitická (celistvá):
 jednotlivé součástky nelze rozeznat pouhým okem.



Faneritické i afanitické struktury mohou být i porfyrické

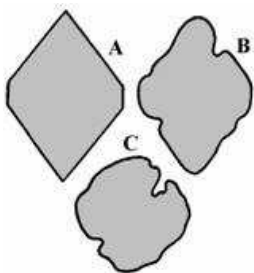


Všechny plutonické horniny jsou holokrystalické, vulkanické horniny mohou být hemikrystalické a sklovité.

Podle relativní velikosti zrna:
 stejnoměrně zrnité
 nestejnoměrně zrnité (porfyrické)

tab. 2 Vývoj názvosloví charakterizující omezení minerálů

Dokonale omezený -A	Částečně omezený - B	Neomezený vlastními plochami - C	
Automorfní	hypautomorfní	xenomorfní	Autor terminologie Rohrbach 1886
idiomorfní	hypidiomorfní	allotromorfní	Rosenbusch 1887
euhedrální	subhedrální	anhedrální	Cross, Iddings, Pirsson, Washington 1906



Pokud je v geologii dodržován princip priority, pak by měla být preferována terminologie Rohrbachova

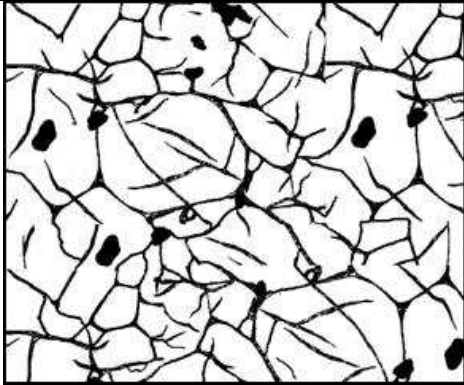
Názvy mikrostruktur jsou vytvořeny předponou pan- ; pouze v případě hypautomorfně zrnité struktury není tato předpona používána:

U plutonitů se vyskytují mikrostruktury:

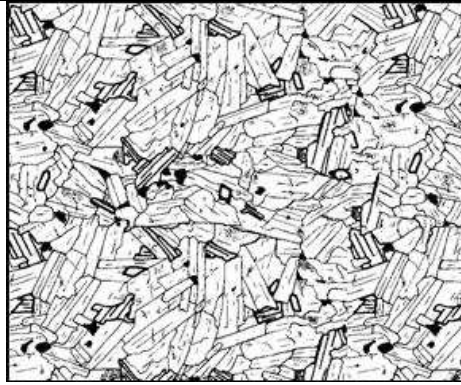
Panautomorfně zrnitá

hypautomorfně zrnitá – JSOU NEJČASTĚJŠÍ

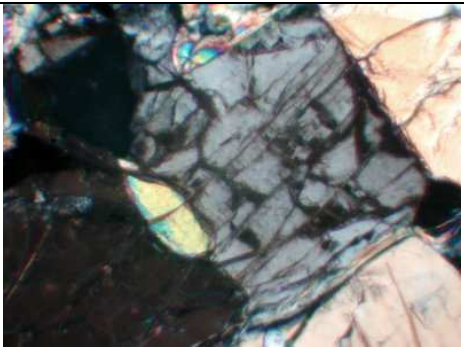
panxenomorfně zrnitá



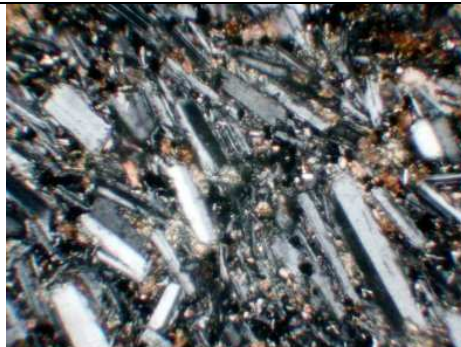
Panautomorfně zrnitá mikrostruktura dunitu.



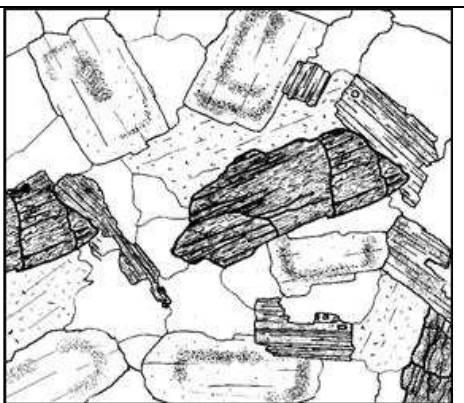
Hypautomorfně zrnité prismatická – převažují tabulkovité průřezy živců



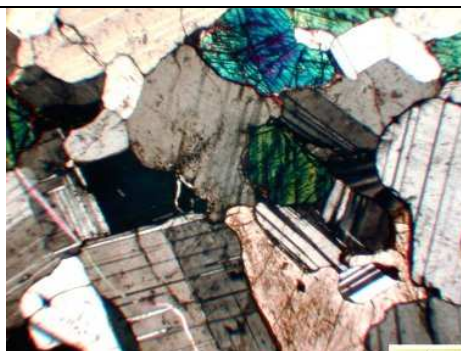
Panautomorfně zrnitá



Hypautomorfně prismaticky zrnitá



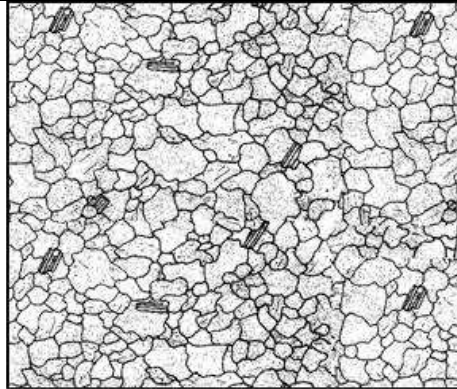
granitická (tmavé minerály jsou lépe omezené než minerály světlé,



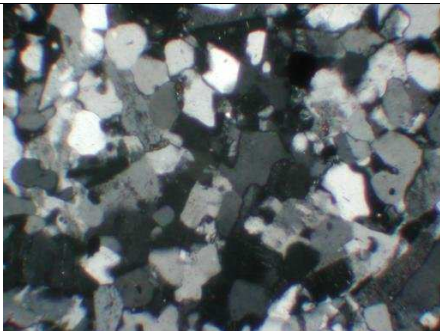
hypautomorfně zrnitá (obecné označení – bez specifikace)



gabrově zrnitá – světlé minerály (plagioklasy mají vyšší stupeň automorfie než minerály tmavé (olivín, pyroxeny, amfiboly)



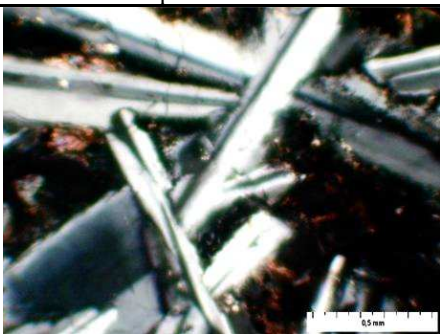
panxenomorfně zrnitá (minerály ne mají vlastní krystalové omezení)



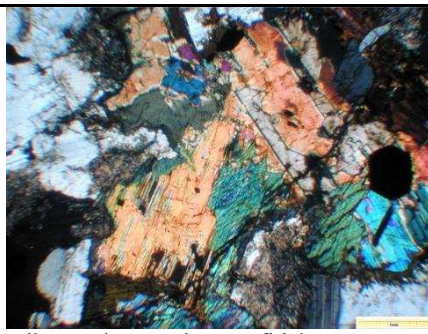
Mikrostruktura panxenomorfně zrnitá



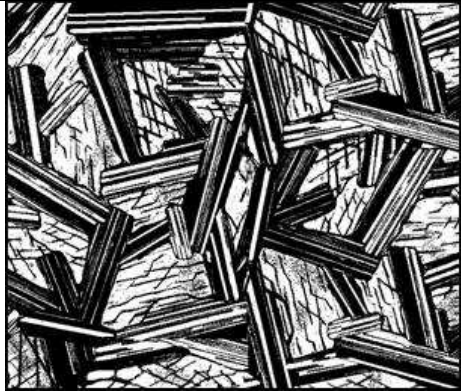
Mikrostruktura gabrově zrnitá



mikrostruktura ofitická



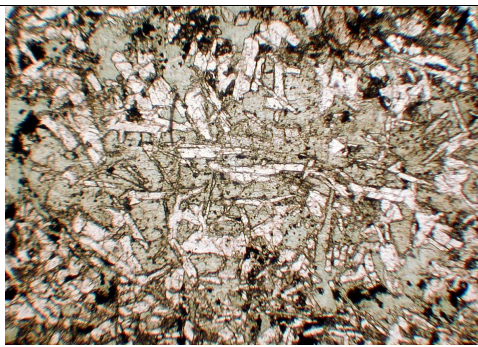
mikrostruktura gabrově ofitická



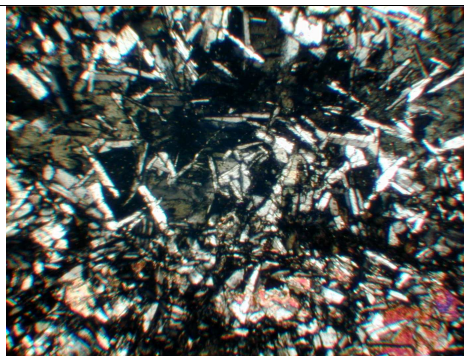
ofitická, automorfní až hypautomorfní tabulkovité plagioklasy jsou v hornině geometricky uspořádané, prostory mezi nimi jsou vyplněné jedním zrnem tmavého minerálu (amfibolu nebo pyroxenu)



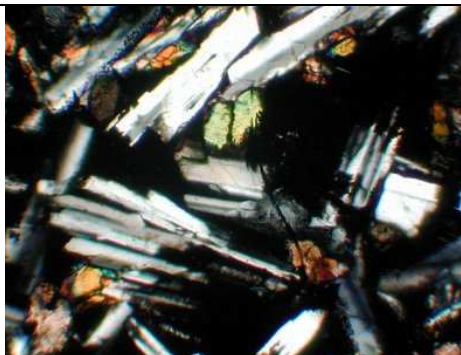
gabrově ofitická (plagioklasy tlustě tabulkovité, prostory mezi nimi vyplněné pyroxeny a rudními zrnky – ilmenit)



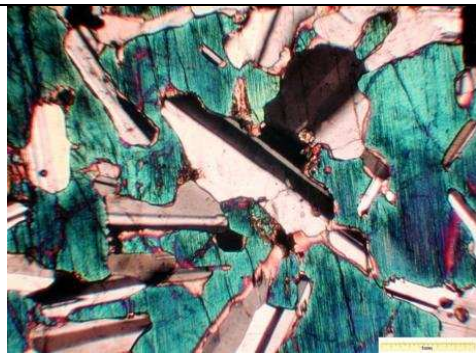
Ofitická foto v PPL



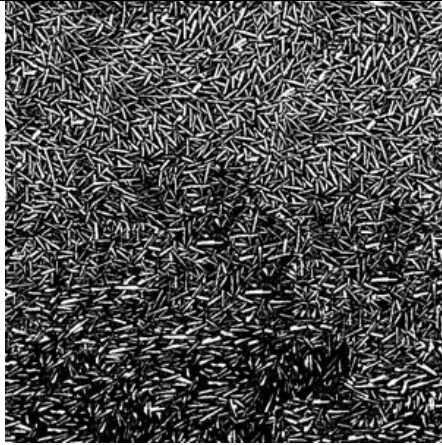
Ofitická foto v XPL



hyaloofitická (intersertální) – automorfně až hypautomorfně omezené lištovité plagioklasy jsou uzavřeny ve skle,



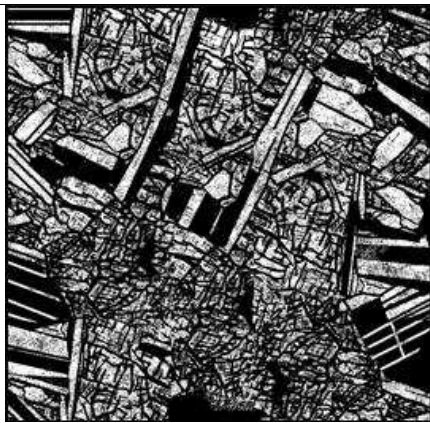
poikiloofitická – automorfní až hypautomorfně omezené lištovité plagioklasy jsou uzavřány velkými jedinci pyroxenů



Hyaloofitická

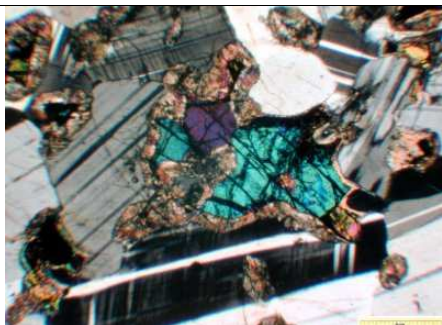


Poikiloofitická



granuloofitická

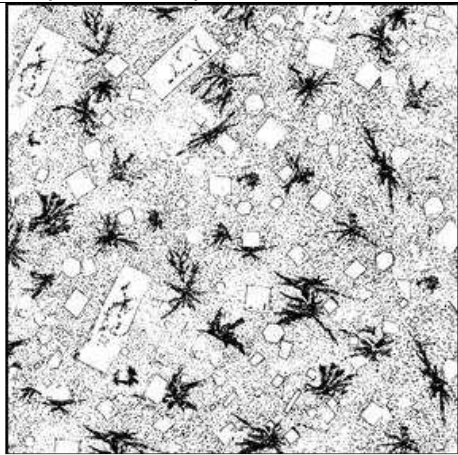
granuloofitická prostory mezi geometricky uspořádanými, automorfní až hypautomorfně omezenými, lištovitými plagioklasy jsou vyplněny několika zrnky tmavých minerálů



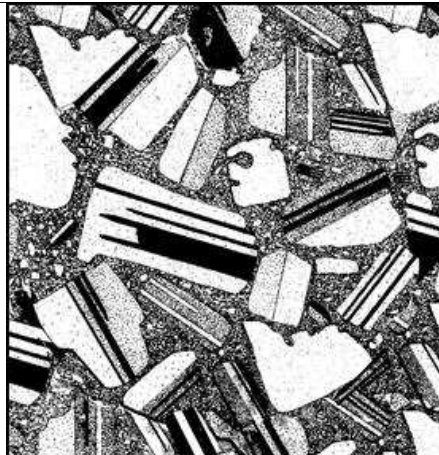
Tvorba názvu:

Porfyrická s mikro – (strukturou základní hmoty). Název vytvoříme spojením s výše uvedenými strukturami stejnoměrně zrnitými

Porfyrické struktury:



Porfyrická - obecně : V holokrystalické základní hmotě jsou rozmístěné porfyrické vyrostlice automorfní omezených minerálů



Nevadická – Kvantitativní zastoupení porfyrických vyrostlic je vyšší než podíl základní hmoty

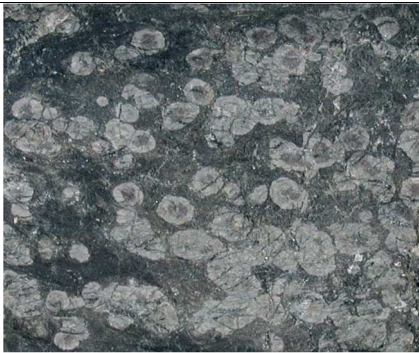


Porfyrická s hypautomorfně zrnitou základní hmotou

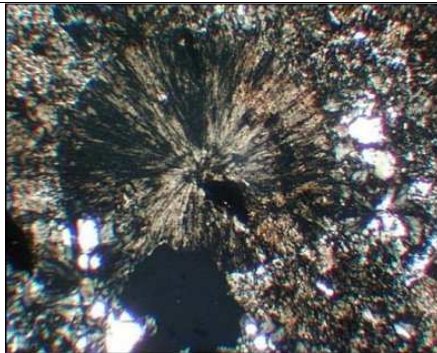


Porfyrická s hemikrystalickou základní hmotou

Speciální struktury:



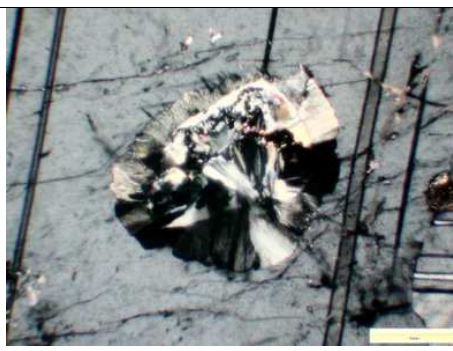
Sférolitická – ve struktuře jsou přítomny sférolitické útvary minerálů (makroskopicky nápadné okrouhlé útvary) – neplést si s amygdaloidní)



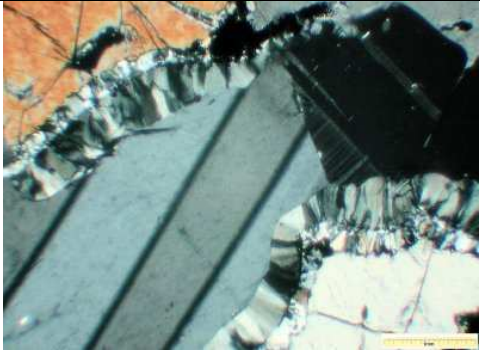
Sférolity živců



Kelyfytická – koronitová (kelyfické lemy) kolem granátu jsou tvořené zónami jehličkovitého amfibolu.



Zcela pseudomorfovaný granát



kelyfické lemy kolem olivínu jsou tvořené dvěma zónami jehličkovitého amfibolu, které vznikají všude, kde se stýká olivín s plagioklas.



kelyfická - PPL



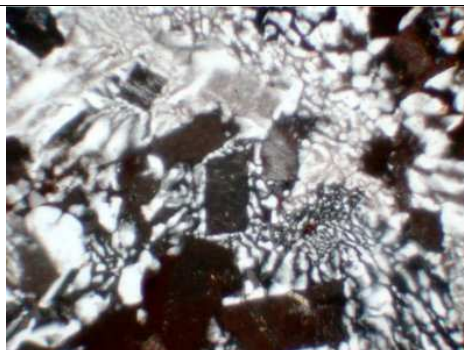
symplektitová je charakterizována vzájemným prorůstáním dvou minerálů (křemen – plagioklas = myrmekit).



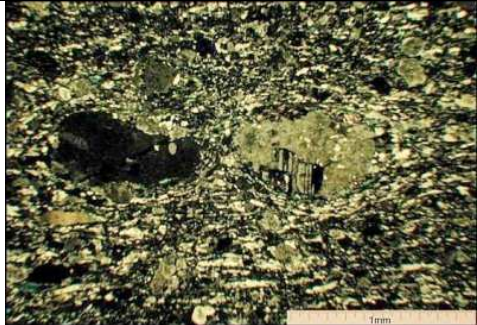
makro snímek - grafická (písmenkovaná, pegmatitová) prorůstání alkalických živců s křemenem



mikro snímek - grafická (písmenkovaná, pegmatitová) prorůstání alkalických živců s křemenem, XPL



grafická



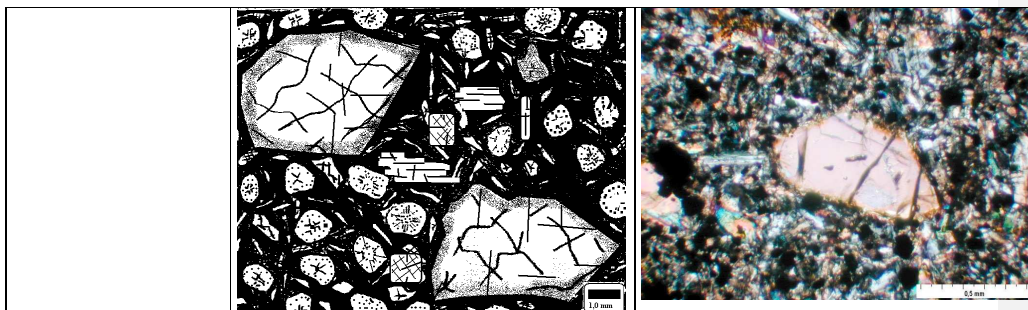
kataklastické (reliktní struktury) např. mylonity. Větší porfyroklaďy žívců a křemene jsou obklopeny jejich drtí.



Reliktní – uralitizované gabro - Ransko

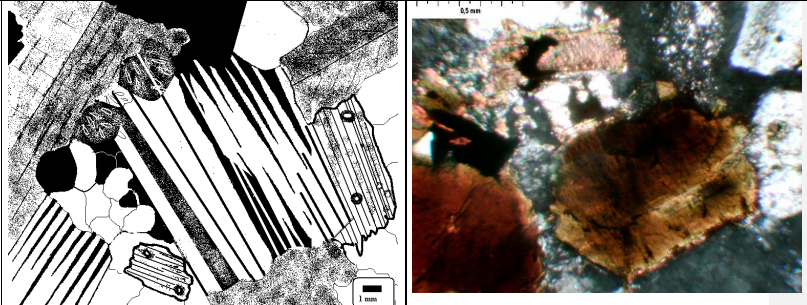
Petrografická charakteristika hornin – protokol -vulkanická hornina

Označení vzorku:	L-48-81-D
Číslo výbrusu:	106 C
Skupina:	Magmatická hornina
Geotyp:	Vulkanit
Klasifikace:	Alkalický bazalt
Makroskopická charakteristika:	Černošedá hornina, s makroskopicky nápadnými, krátce sloupečkovitými, žlutozelenými olivíny a černými augity.
Barva:	černošedá
Zrnitost:	Neuvádí se
Porosita:	není
Struktura:	kompaktní
Mikrostruktura:	porfyrická
Modální složení směsi:	Pyroxen, olivín, flogopit, plagioklas, chlorit, minerály serpentinové skupiny, leucit, magnetit, pyrit
Mikroskopický rozbor:	<p>Porfyrické vyrostlice:</p> <p>Porfyrické vyrostlice tvoří olivín a pyroxen. Olivín je ve výbrusových preparátech bezbarvý, špatně štěpný až neštěpný, podél štěpnosti je zatlačován minerály serpentinové skupiny – chlority a v řadě případů lze pozorovat vznik žlutohnědého, zřetelně pleochroického flogopitu. V některých případech lze v produktech přeměny olivínu identifikovat mastek. Krystaly dosahují velikosti až 2 mm.</p> <p>Pyroxeny tvoří automorfně až hypautomorfně omezené porfyrické vyrostlice. Na řadě z nich je patrná magmatická koroze. Porfyrické vyrostlice pyroxenů jsou poikilitické. Mezi poikilitickými uzavřeními lze identifikovat plagioklasy, rudní zrnka a vzácně devitifikované sklo. V některých případech je na porfyrických vyrostlicích patrné dvojčatění, často bývají zonální a v některých případech obrůstají krystaly olivínu. Velikosti do 1 mm.</p> <p>Základní hmota:</p> <p>V základní hmotě není zastoupen olivín a základní hmota je složena z krátce sloupečkovitých, polysynteticky zdvojitých, často zonálních pyroxenů, které mají světle hnědé zbarvení a v některých případech patrný vývoj přesýpacích hodin. Vedle pyroxenů jsou v základní hmotě rozpoznatelná drobné, automorfně omezené krystaly leucitů. Plagioklasy základní hmoty jsou krátce tabulkovité až dlouze lištovité, polysynteticky zdvojitěné, téměř bez produktů přeměn. Ve větších jedincích bývají uzavírány automorfně omezené krystaly pyroxenu, velmi často jsou obklopeny analcím. V sekundárně vyplněných mandličkách se objevují: albit, analcim a sloupcovité zeolity. Z rudních minerálů můžeme identifikovat magnetit a pyrit.</p> <p>V základní hmotě a primárním pórovém systému jsou přítomny krystaly analcimu. Na analcimu je patrné parketování a výborná štěpnost. V některých pórech je spolu s analcím zastoupen vějířkovitý zeolit, v jiných lze identifikovat čiré, polysynteticky zdvojitěné albity.</p>
Poznámka:	V porovnání se vzorkem 106a a 106d je v daném vzorku více vláskovitých zeolitů a chloritu, méně je zastoupen leucit. Vedle vláskovitých zeolitů jsou přítomny i tabulkovité zeolity, které by mohly odpovídat desminu.



Plutonická hornina – protokol

Označení vzorku:	L-48-81-D
Číslo výbrusu:	DB 48 - hrubá
Skupina:	Magmatická hornina
Geotyp:	Plutonit
Klasifikace:	Granit
Makroskopická charakteristika:	Hornina na makrovzorku nestejně zbarvená, světlejší a tmavší partie, ovlivněné obsahy oxidhydroxidů Fe
Barva:	Růžová až nafialovělá
Zrnitost:	Hrubě zrnitý fanerit
Porosita:	Není
Struktura:	Všesměrná
Mikrostruktura:	hypautomorfně zrnitá
Modální složení směsi:	Křemen, alkalické živce, plagioklasy, amfiboly, allanit, apatit, rudní zrnka, biotit, titanit, zirkon
Mikroskopický rozbor:	<p>Křemen tvoří xenomorfně omezené krystaly, které jsou vmezené mezi alkalické živce a plagioklasy. Na některých zrnech křemene je patrné undulózní zhášení. V některých místech jsou patrné náznaky písmenkového prorůstání alkalického živce a křemene. Velikost zrn dosahuje maximálně 5 mm.</p> <p>Alkalické živce jsou hypautomorfně omezené, dosahují velikosti 0,8 cm. Bývají perthitické, místy disynteticky zdvojitěné. Mikroperthity jsou smouhovité až žilkovité v některých případech naduřují a je u nich patrné polysyntetické lamelování. Alkalické živce jsou přeměněné. V produktech přeměně lze identifikovat jílové minerály.</p> <p>Plagioklasy tvoří hypautomorfně omezené krystaly o velikosti do 5 mm. Jednotlivé krystaly plagioklasu bývají polysynteticky zdvojitěné. Lamely jsou jemné i mocnější, často vykličují. Často se objevují kolmicové srůsty a zonální stavba. Pouze vzácně bývají intenzivněji přeměněné. V produktech přeměně lze identifikovat jílové minerály a šupinky sericitu. Zonální plagioklasy mají ráz krystalů plněných (v centrálních částech jsou přeměněné, okraje zcela čiré). Na některých zrnech lze pozorovat oscilační zonálnost, kdy se střídají zóny přeměněné se zónami čirými</p> <p>Zelené amfiboly tvoří xenomorfně omezené krystaly s nápadnou štěpností a slabým zeleným pleochroismem (ve směru Z je barva žlutozelená, ve směru X zelená). Amfiboly mají tendenci k vývinu sloupcovitých krystalů. Velikost krystalů nepřesahuje 1 mm. Amfiboly jsou zatlačovány rezavě hnědým biotitem a uzavírají drobná rudní zrnka. Vedle rudních zrn je v nich uzavírán</p>

	<p>apatit a titanit.</p> <p>Biotit má tendenci k automorfnímu omezení, je protkán jemnou sítí sagenitu, uzavírá apatit, titanit, allanit a drobná rudní zrnka. Není chloritizovaný. Jeho příčné průřezy jsou intenzivně pleochroické (ve směru X je rezavě hnědá, ve směru Y,Z světle hnědá). V biotitu nejsou vyvinuty pleochroické dvůrky kolem akcesorických minerálů.</p> <p>Nejhojnějším akcesorickým minerálem je titanit. Titanit má světle hnědou barvu, je slabě pleochroický, obvykle nepravidelně zrnitý. Nebývá přeměněný.</p> <p>Apatity tvoří krátce sloupcovité krystaly v biotitech a amfibolech, dlouze sloupcovité v plagioklasech. Apatity jsou bez uzavření a v tmavých minerálech nejsou lemované pleochroickými dvůrkami.</p> <p>Krystaly allanitu mají tendenci k automorfnímu omezení, jsou výrazně pleochroické (v hnědých odstínech). Ani allanit nevytváří v biotitu pleochroické dvůrky.</p> <p>Krystaly zirkonu jsou nápadné svým krátce sloupečkovitým tvarem a výrazným vystupujícím reliéfem včetně středního dvojlomu. Obvykle se vyskytují v místech akumulace rudních zrn. Zonální krystaly jsou vzácné a rovněž zirkon není lemován pleochroickými dvůrkami.</p>
Poznámka:	

Okruhy otázek:

Základní strukturální rozdíly mezi strukturami vulkanických a plutonických hornin

Stejně zrnité mikrostruktury

Porfyrické struktury

Základní struktury vulkanitů

Základní struktury plutonitů

definice struktury a typy struktur

definice mikrostruktury a přehled mikrostruktur

Vztah struktura - geneze horniny

klasifikace mikrostruktur na základě absolutní velikosti zrna

klasifikace mikrostruktur na základě relativní velikosti zrna - porfyrická vyrostlice - základní hmota

3 Obecné základy týkající se magmatu

4.27 Ochlazování

Magma nekrytalizuje náhle, ke krystalizaci dochází v průběhu teplotního intervalu přibližně 100-600°C, běžněji 100-200°C. Rychlost ochlazování závisí na hloubce velikosti magmatického krbu, krystalizujících fázích atd.

Magma se ochlazuje exotermicky, uvolňuje teplo do hostitelských hornin nebo do atmosféry.

Magma je otevřený systém, který dovoluje přesun materiálu, rozpuštění plynů a fluid ve svém prostředí.

Ochlazování je ovlivňováno okolním prostředím.

4.28 Výstup a umístění magmat v kůře

Vystupující magma nesmí během svého výstupu k povrchu ztratit základní předpoklad k výstupu - tj. hustotní kontrast s okolím, to znamená, že nesmí plně vykrytalovat. Proto podle Fyfeho, Browna (1972), Fyfeho (1973), Halla (1987) úspěšně vystupující velká tělesa nebo skupiny těles, která zvýší geotermický gradient v kůře, ulehčují výstup dalších, často menších těles, které v předeřhřátém a pružném prostředí mohou vystupovat mnohem rychleji.

Jak dokládá **Chyba! Nenalezen zdroj odkazů.** jsou rozdílné formy výstupu felzických a mafických intruzí:

Tab. 4 Příklady výstupu mafických a felsických intruzí podle Halla (1987)

felsické intruze	mafické intruze
magmatický stoping (stoped stock) zóna tavení kotlovitý pokles (cauldron subsidence)	Paralelně uložené vrstvy
prstencové žíly (ring dykes)	kuželovité vrstvy
zvoncovitý pokles (pokles, sklenice) Bell-jar plutony	trubky, nálevky, komíny
střední (centrální) komplexy	nálevkovité (komínovité, trubkovité) žíly
diapirovy plutonismus	prstencové žíly a prstencové komplexy

4.28.1 Magmatický stoping.

Na předeřhřátí prostředí a vymezení výstupové cesty se podílejí i bazické horniny, které často tvoří předvoj granitoidního magmatismu. Příklady granitů různých hloubkových úrovní jsou doloženy v obr.

4.28.2 Kotlovitý (zvoncovitý) pokles.

Tepelným účinkem magmatického tělesa dochází k rozlámání stropu (nadložních hornin) kontrastních sérií, které pozvolna klesají do magmatu a tak uvolňují prostor pro další výstup magmatu. Ve svém důsledku však xenolity postupně znemožňují výstup magmatu, dochází k „zahlcení“ magmatu. Současně s tím při magmatickém stopingu probíhá *asimilace xenolitů*. Protože, xenolity a magma se liší nejen chemicky, ale i teplotně dochází k tepelně-chemické kontaminaci magmatu. Stopping nalézá své uplatnění i v jiných způsobech výstupu magmatu.

4.28.3 Zóna tavení.

Po umístění a částečném utuštění magmatického tělesa dojde ke kotlovitému poklesu jeho stropu (nadloží: extrémní případ stopingu). Do uvolněného prostoru intruduje další porce

magmatu. Erozi pak bývá často odhalena zonálnost plutonického tělesa, jehož mechanismus je však odlišný od diapirismu.

4.28.4 Diapirismus.

Intruze může vystupovat prostřednictvím zóny tavení nad vrcholovou částí. Tato zóna vzniká důsledkem přenosu tepla prouděním od spodních částí k vrcholovým. U vrcholu má magmatické těleso nejnižší teplotu. Proces tohoto výstupu je tím účinnější čím je nižší viskozita magmatu a menší teplotní rozdíl mezi magmatem a okolními horninami. Jde o určitý přechodný způsob výstupu mezi diapirismem a stopingem

Je pomalý výstup jednoho tělesa za druhým podél vertikály, kde magmatické útvary nabývají postupně kulovitých tvarů. Podle Marsha (1982) nejlépe probíhá v předhřátém prostředí s viskozitou menší než 10^{-16} - 10^{-17} poise. Diapirismem vznikají často zonální plutony s výraznou kontaktní aureolou. Podle Batemana (1984) mohou diapiricky vystupovat pouze magmatická tělesa s vysokým obsahem krystalů a částečně roztavenou aureolou. Tyto podmínky nalezneme v zóně parciálního tavení. Ukazuje se, že granitoidní masívy vysokých úrovní kůry, překonaly většinu ze své výstupové cesty v podobě taveniny s nízkým obsahem krystalů, přičemž taveniny vystupovaly podél zlomů prostřednictvím žil. Vytvoření dutiny - předpokládá se, že magmatu předchází únik plynné fáze, která může vyluhovat např. sedimentární karbonáty, a postupně se uvolňuje prostor pro výstup magmatu. Teorie byla předkládána na příkladu himalajských leukogranitů.

4.29 Teplota magmatu

Extrudující magma = vulkanit, je umístěno do atmosférických podmínek, není ovlivňováno tlakem. Složení magmatu ovlivňuje teplota krystalizace. U bazaltických hornin byla pozorována teplota v rozpětí pohybujícím se od 900 do 1500°C, častější je rozpětí mezi 1000-1200°C.

Intrudující magma = plutonická hornina, je umístěna v hloubce uvnitř kůry, její krystalizace je ovlivňována tlakem a teplotou. T. Přičemž s rostoucím tlakem teplota krystalizace klesá. Granitické horniny krystalizují přibližně při teplotě 600°C.

Rychlost výstupu a ochlazování

Toto je relativně závislé na struktuře a fyzikální charakteristice magmatického tělesa tj. na velikosti tvaru, viskozitě, složení atd.

Výstup – na vrchní hranici je usuzováno podle kimberlitu, kde stoupání v plášti je odvozeno 40 km/hod.

- spodní hranice je několik cm/1000 let.

Rychlost výstupu a ochlazování pro vyhasínající materiál extrudující na povrch to plutonických těles. Střední až velký batolit o objemu 10.000 km³ potřebuje pro úplné ochlazení až 10 milionů let.

4.30 Historické klasifikační systémy

Několik aspektů historicky používaných je v následujícím textu průběžně představeno. Zohledněna je jejich úloha v historickém vývoji klasifikací vyvřelých hornin.

4.30.1 Barevná stupnice

Felsické horniny jsou světle zbarvené, obsahují světlé minerály (tj. qtz, živce, foidy) které jsou sami o sobě světlé a mají nízkou specifickou hmotnost, podílí se na světlém zbarvení hornin

Mafické horniny jsou syté až tmavě zbarvené, výsledkem obsahu mafických (tmavých) minerálů (pyroxeny, amfiboly, olivín, biotit). Tyto minerály jsou příčinou šedého zeleného hnědého nebo černého zbarvení těchto hornin

Ultramafické versus ultrabazické

Máme na mysli kyselé nebo bazické, to znamená řadu křemík (či oxid křemičitý) obsahující.

Kyselé (acidní) > 66 hm.% SiO₂ : Granity ~ 72 hm.% SiO₂, granodiority ~ 68 hm.% SiO₂

Intermediální (neutrální) - 52 až 66 hm.% SiO₂ : Andezit 57 hm.% SiO₂

Bazické - 45 až 52 hm.% SiO₂ : Bazalty mají rozpětí od 48 do 50 hm.%

Ultrabazické - < 45 hm.% SiO₂ : Peridotity 41 až 42 hm.% SiO₂

4.30.2 Saturační pojetí (teorie nasycování)

Používá se pro posouzení SiO₂ a Al₂O₃ které jsou dvěma nejdůležitějšími složkami vyvřelých hornin

3.1.1.1 Saturace SiO₂

Předkládané minerály vyvřelých hornin jsou rozdělovány do dvou skupin:

Ty, které jsou **kompatibilní** s křemenem nebo primárními SiO₂ minerály (tridymit, cristobalit).

Tyto minerály jsou ve vztahu k Si nasycené, např. živce, pyroxeny.

Ty které se nevyskytují s primárním křemenem – **nekompatibilní**. To jsou nenasycené minerály, např. Mg-bohatý olivín, nefelin.

Nekompatibilní fáze

Při magmatické krystalizaci mohou některé minerály s volným křemíkem vést ke vzniku minerálů křemíkem bohatého. A jejich protikladem jsou minerály ukazující nízké nasycení (podsycení) (pokud jde o SiO₂). Tyto minerály nejsou stabilní a nemohou existovat s volným křemíkem (obecně v podobě křemene). Ukázkou nasycení SiO₂ jsou následující reakce:



křemen + nefelin \rightleftharpoons albit



křemen + kalsilit \rightleftharpoons ortoklas



křemen + kalsilit \rightleftharpoons leucit



křemen + Mg-bohatý olivín \rightleftharpoons enstatit

Shand (1927) předložil následující seznam minerálů, rozdělených na základě nasycení Si na nasycené a/nebo nenasycené, tj. ty které existují primárně v asociaci s volným křemenem (+Q) a ty které se nevyskytují v asociaci s primárním křemenem (-Q).

Nasycené minerály (+Q) **Nenasycené minerály (-Q)**

Všechny živce

leucit

všechny pyroxeny

nefelin

všechny amfiboly

sodalit

slídy

kankrinit

fayalit (Fe-bohatý olivín)

analcim

spessartin Mn₃Al₂(SiO₄)₃

forsterit (Mg-bohatý olivín)

almandin Fe₃Al₂(SiO₄)₃

melanit (Ti-granát)

titanit

andradit - Ca₃(Fe,Ti)₂(SiO₄)₃

zirkon

pyrop - Mg₃Al₂(SiO₄)₃

topaz

perovskit

magnetit

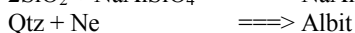
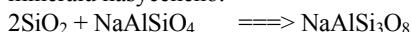
melilit

ilmenit
apatit

korund
kalcit

Nenasycené a nasycené minerály mohou existovat v rámci magmatických hornin, ale křemen, tridymit a cristobalit jsou stabilní pouze v asociaci nasycených minerálů. Za příklad Q + ne je nemožná minerální asociace ve vyvřelých horninách, zatímco Q + olv (Mg - bohatý) (viz reakce výše), s výjimkou Q + olv (Fe- bohatý) je s Qtz stabilní.

Výskyt křemene a nenasyceného minerálu je případ reakce mezi dvěma minerály za vzniku minerálu nasyceného.



Klasifikace hornin podle nasycení Si

Présycené horniny – obsahující primární křemen (či jinou modifikaci SiO_2)

Nasycené horniny - bez křemene a současně bez nenasycených minerálů

Nenasycené horniny – obsahující nenasycené minerály

3.1.1.2 Saturace alumiem - Al_2O_3 nasycení

Nezávisle na Si nasycení, nasycení alumiem je založeno na poměru 1:1=alkálie:aluminium v živcích a zástupcích živců. Jakýkoliv přebytek nebo nedostatek v aluminu v horninách se odráží v jejich minerálním složení. Podle syčení alumiem se vyčleňují čtyři třídy Al nasycených/nenasycených hornin:

Peraluminiové - $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$

Mezi normativními minerály se objevuje korund

V horninách jsou přítomny minerály: muskovit, topaz, turmalín, spessartin-almandin, korund, andalusit a sillimanit.

Metaluminiové - $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} + \text{CaO})$ ale $\text{Al}_2\text{O}_3 > (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

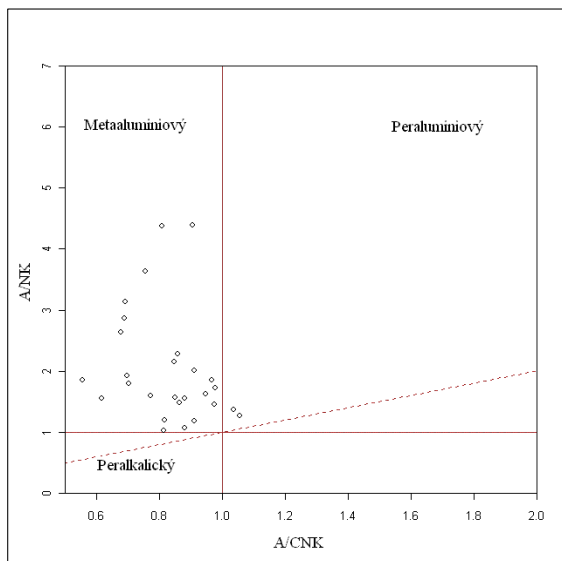
V normě horniny se objevuje anortit

Typické jsou Al-bohaté minerály, např. biotit, hornblend.

Subaluminiové - $\text{Al}_2\text{O}_3 = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Nízký obsah normativního anortitu

Živce a zástupci živců, pouze minerály s podstatným podílem Al_2O_3 .



Peralkalické - $\text{Al}_2\text{O}_3 < (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

V normě se objevuje egirin, sodné a vzácněji draselné silikáty.

Alkalické ferrohořečnaté minerály jsou běžné, tj. egirin, riebeckit, richerit.

Tyto čtyři podskupiny hornin, nezávisle na nasycení křemíkem, založené na molekulárních poměrech Al_2O_3 , Na_2O , K_2O a CaO jsou aplikované převážně na litologii granitů.

4.31 IUGS klasifikace

Je založena na modálním minerálním složení (**MODE** – nejvýstižnější znázornění distribuce pomocí minerálů vyjádřené v objemových procentech).

Dva typy analýzy jsou používány pro vyvěřelé horniny:

Modální analýzy – stanovení reálného minerálního složení,

Normativní analýzy – vyžadující chemickou analýzu a přepočítání na normativní (standardní minerální buňky).

4.31.1 Modální analýza

Stanovení modálního složení hornin (kvantitativně mineralogická analýza – modální analýza)

Zjištění procentuálního obsahu (kvantitativního zastoupení) minerálů v jemnozrnných až submikroskopicky zrnitých horninách je stálým mineralogickým problémem popisné (systematické, klasifikační) petrografie. Pro klasifikační zařazení a nomenklaturu magmatických (a většiny metamorfovaných hornin) je nutné poznání kvantitativního minerálního složení. Minerální složení má pak zásadní význam i pro řešení genetických otázek magmatických a metamorfovaných hornin i hypergenních procesů. Kvantitativně minerální složení současně určuje i základní fyzikálně chemické veličiny, potřebné pro vyhodnocení komerční hodnoty určité horniny či jejích fází.

Informace o minerálním složení hornin můžeme získat:

- Planimetrickou analýzou na rovinném stolku mikroskopu z výbrusových preparátů hornin (planimetrie výbrusů);
- vypočtením normativního složení z chemické analýzy horniny;
- použitím RTG práškových záznamů - vyhodnocením integrovaných intenzit píků (Klug, Alexander 1974);
- nejnověji se používá celkový záznam strukturních parametrů všech přítomných fází s použitím modelů pro záznamy a profily pozadí. Tato metoda se podle svého navrhovatele označuje jako Rietvaldova metoda (Rietvald 1967, 1969).

Každá z výše uvedených metod má svoje přednosti i nedostatky.

Ø Planimetrické (optické) zjišťování modu horniny je stále nejpoužívanějším způsobem stanovení kvantitativního zastoupení minerálů v hornině.

Tato metoda byla souběžně použita i pro určení minerálního složení hornin, které byly následovně analyzovány dalšími metodami. To znamená, že nám poskytuje určité „interní“ standardy minerálního složení horniny.

Nevýhodou této metody je:

- Nemůže být použita pro horniny jemnozrnné, velmi jemnozrnné až sklovité (v nichž zrnitost je pod 10 nm);
- nelze ji využít pro horniny vysoce hydrotermálně či hypergenně alterované (chloritizované, karbonatizované, argilitizované);
- metoda je nevýhodná i pro velmi velkozrnné horniny, nebo horniny nehomogenního složení. K uvedenému přistupují i objektivní faktory výběru vzorku pro stanovení modu tímto způsobem;
- v některých případech se minerály horniny těžko (nejednotně) opticky identifikují. A spolu s tím může někdy docházet k nesprávnému, respektive zdlouhavému, určení minerálních fází (např. albit v perthitickém K-živci, křemen v myrmekitu apod.);
- nepřesnosti vznikají i v souvislosti s převáděním údajů, získaných měřením veličin v ploše na objemová %;

- další možnou nevýhodou optických metod je jejich poměrně velká časová náročnost. Ta se zvyšuje se stoupající nehomogenitou horniny, kdy musíme provádět planimetrické analýzy na několika výbrusových preparátech.

Závěrem této problematiky je třeba říci, že optické modální analýzy se provádějí obvykle třemi způsoby:

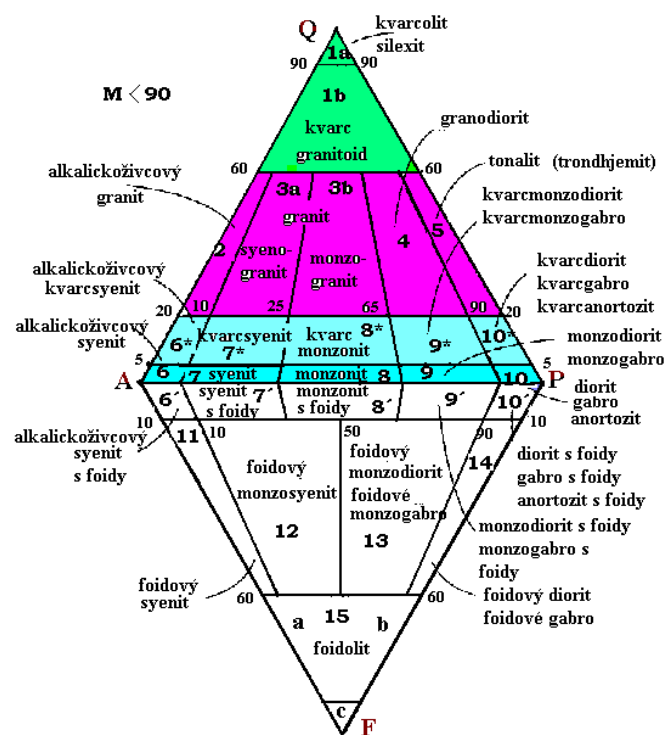
- ☞ Šroubovým integračním stolcem firmy Leitz, kdy se výbrus plynule posouvá jedním ze 6-8 šroubů, přičemž každým analyzujeme jeden minerál případně skupinu minerálů (např. akcesorické);
- ☞ bodovým integračním stolcem (např. ELTINOR nebo Glagolev), kde stlačením tlačítek, přiřazeným jednotlivým minerálům, posouváme výbrus poskokem jedním směrem (délku skoku můžeme regulovat podle zrnitosti horniny);
- ☞ nebo pomocí křížového stolku, upevněného na otočném stolku polarizačním mikroskopu, v kombinaci s hrubší mřížkou vsazenou do okuláru. Opticky identifikované minerály v jednotlivých polích mřížky vyhodnocujeme na PC s použitím speciálního programu, který je naprogramován tak, že sám určuje dostatečný počet bodů potřebných pro dosažení optimálního výsledku.

V prvních dvou případech se zaznamenává minerál (nebo jeho část), který se nachází ve středu nitkového kříže zorného pole mikroskopu. Pro horniny, v nichž je přítomný kyselý plagioklas, K-živce a křemen je mnohdy výhodné, před optickým stanovením modálního (kvantitativního) složení, provést barvení kritických minerálů (po odstranění krycího sklíčka výbrusu). Před vlastním měřením je vhodné:

- ☞ Vybrat plochu výbrusu, kde nejsou trhliny (resp. lokální nehomogenity složení);
- ☞ vybrané pole výbrusu ohraničit do formy geometrického tvaru (čtverec, obdélník);
- ☞ problematické je stanovení minerálního složení v porfyrických varietách;
- ☞ stanovení kvantitativního minerálního složení provést na co největší ploše (jeden nebo více výbrusů podle zrnitosti horniny).

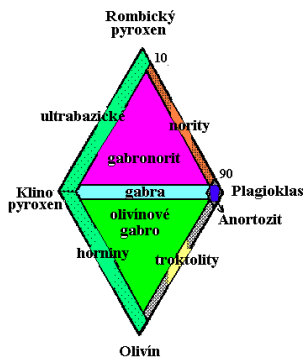
KONEČNOU PODOBOU ANALYZOVANÝCH DAT JE GRAFICKÉ ZOBRAZENÍ.

Klasifikace je znázorněná pomocí polí jednotlivých magmatických hornin. Je založena na základě klasifikačních minerálů což jsou **Q** (křemen), **A** (alkalické živce), **P** (plagioklasy) a **F**

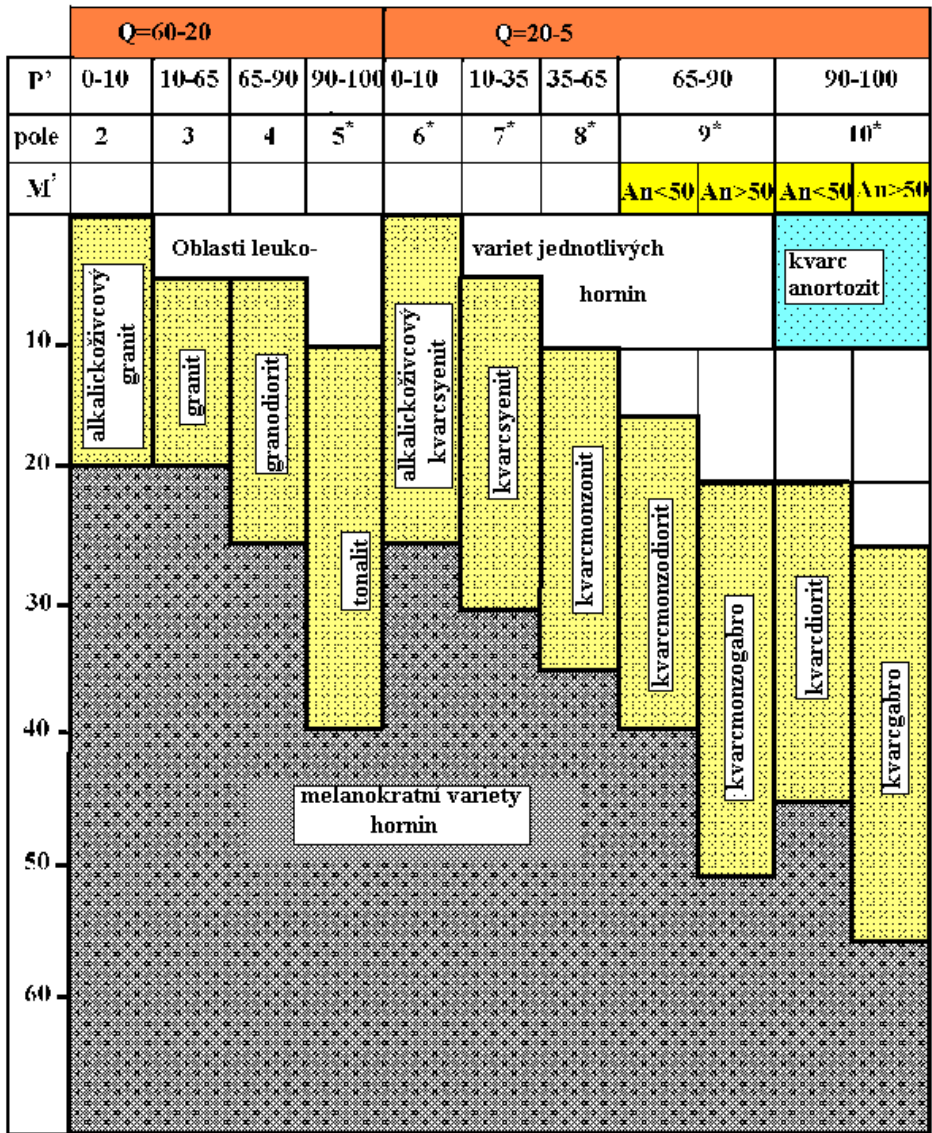


(foidy tj. nefelin, leucit atd.). Jednotlivé podskupiny jsou závislé na typu a procentuálním zastoupení tmavých horninotvorných minerálů. Předloženy byly dva základní systémy: Plutonické horniny – široce užívaná, universální aplikace

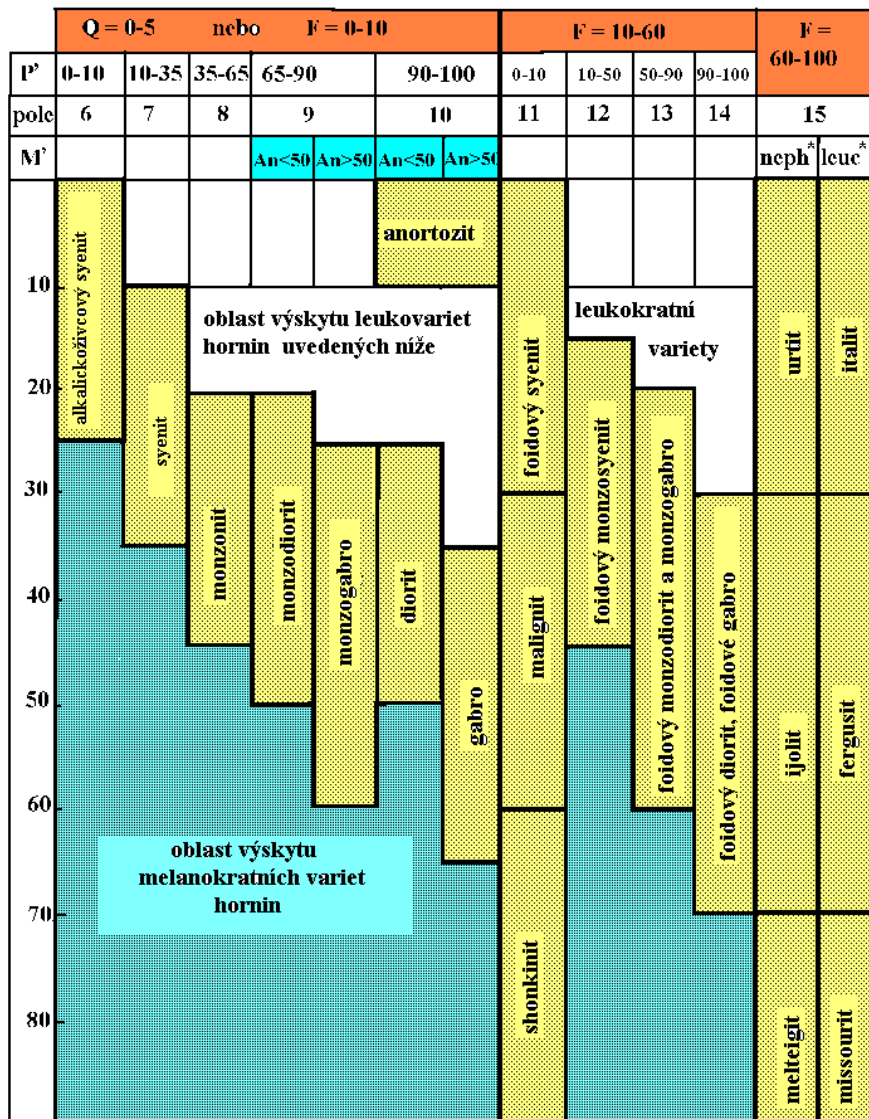
Obr. 3 QAPF_ zdvojený trojúhelníkový diagram pro plutonické horniny



Obr. 4 Zdvojený trojúhelníkový pro gabroidní horniny
 Vulkanické horniny – doporučená klasifikace není tak populární.



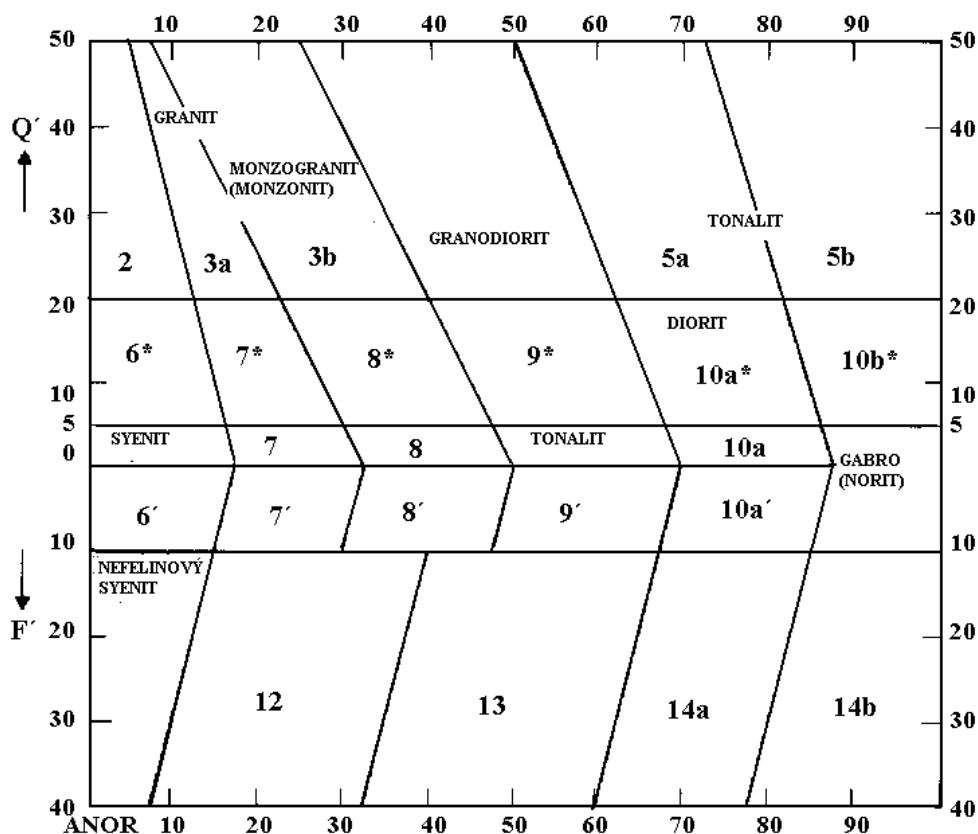
Obr. 5 Schéma uplatnění čísla tmavosti v plutonických horninách nasycených SiO₂.



Obr. 6 Schéma uplatnění čísla tmavosti v horninách s nedostatkem SiO₂.

4.31.2 Norma horniny

Normativní minerální složení - analýzy – vyžadující chemickou analýzu a přepočet na normativní (standardní minerální buňky) – norma horniny (viz dále).



Obr. 7 Jedna z variant uplatnění normativních minerálů pro klasifikace magmatických hornin

4.32 Chemické složení magmatických hornin

Chemické složení hornin se zjišťuje rozbohem rozpráškované horniny nejčastěji tzv. mokrou cestou.

Pro potřeby stanovení chemických analýz byly horninové vzorky podrceny, následně mlety v planetovém mlýnku a finálně rozetřeny v automatické achátové misce. V horninách jsou analyzovány oxidy hlavních prvků (SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO). Jednotlivé oxidy zastoupené v horninách se stanovují následujícími postupy: SiO_2 vážkově, TiO_2 fotometricky s H_2O_2 , P_2O_5 fotometricky s molybdenem a vanadičnanem amonným, Fe_2O_3 z difference celkového Fe (fotometricky s kyselinou sulfosalicylovou) po odečtení Fe^{2+} , Al_2O_3 , CaO a MgO komplexometrickou titrací s Chelatonem 3, FeO titračně

dvojchromanem draselným, MnO atomovou absorbní spektrofotometrií, CO₂ absorbně, H₂O-sušením při 110°C, H₂O⁺ Penfildovou metodou. Pomocí plamenové fotometrie bylo stanoveno K₂O a Na₂O.

Tyto běžné chemické analýzy geologických materiálů jsou obvykle doplňovány speciálními rozbory:

X-ray Fluorescence Spectroscopy (XRF) určující jak hlavní tak stopové prvky;

Atomic Absorption Spectrometry (AAS) určující jak hlavní tak stopové prvky

Speciální technologické vybavení je nezbytné pro stanovení těchto prvků.

Složení vyvřelých hornin závisí na:

Složení výchozího materiálu;

Hloubce tavení;

Tektonickém prostředí v místě krystalizace; tj riftingu nebo subdukce

Sekundárních přeměnách

4.32.1 Analýzy prvků pro petrogenetické studie

Základní jsou tři skupiny prvků analyzovaných ve vyvřelých horninách:

Hlavní prvky (horninotvorné prvky, horninotvorné oxidy) které tvoří třináct hlavních oxidů, jejichž obsah je uváděn ve hmotnostních 5%.

Tab. 3 Hlavní prvky nebo oxidy

OXID	Hranice v normálních vyvřelých horninách
SiO ₂	35 - 80 hm. %
Al ₂ O ₃	8 - 22 hm.%
TiO ₂ , Fe ₂ O ₃ (ferri), FeO (ferro), MnO, MgO, CaO	4 - 30 + hm.%
Na ₂ O	1.5 - 8 + hm.%
K ₂ O	0.5 - 8 + hm.%
H ₂ O ^{+/-}	Proměnlivé
P ₂ O ₅	< 0.15 hm.%
CO ₂	Proměnlivé

Protože tyto jsou uváděny v procentech měla by být v ideálním případě celková suma 100%, častěji jsou však akceptovány sumy v rozpětí od 98.5 do 101 hm. %.

V tab. 1 Jsou uvedeny nejběžnější analýzy vybraných magmatických hornin.

Podružné nebo stopové prvky

Hodnoty pro tyto prvky jsou uváděny v rozpětí ppm a pouze zřídka je jejich obsah v hm. %.

Zahrnují prvky:

Li, Be, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ga

Rb, Sr, Y, Zr, Nb

Ba, Pb

plus F, Cl, S.

Teoreticky mohou být tyto prvky analyzovány, ale nejsou zahrnovány do celkového složení tj.: Basalt - analyzované může být Cr, Ni, Cu, ne však Li, Be, Ba. V analýze nejsou tyto prvky zjistitelné.

Granitové pegmatity obsahující slídu lepidolit, analýze zahrnuje Li, Be a Ba ne však Cr, Ni, Cu.

Prvky vzácných zemin - Rare Earth Elements (REE nebo lantanidy od atomového čísla 57 do 71), jsou uváděny v ppm nebo mg/g. Prvky REE jsou důležité pro petrogenetické studie, protože skupina REE je koherentní.

Vždycky se uvádějí v horninovém celku, nebo jako dílčí analýzy minerálů podle kvalitního rozboru. Nejsou zahrnovány do celkové sumy 100% hlavních oxidů.

4.32.2 Normativní analýzy (stanovení normativního složení) – norma horniny

Výpočet normativního složení horniny se provádí přepočtem složení chemického, stanoveného vhodným (libovolným) analytickým postupem. Pro magmatické horniny byl tento postup schválený jako oficiální metoda doporučené klasifikace a nomenklatury (Le Maitre 1982).

Základní možnou nevýhodou normativního přepočtu je, že norma složení nepostihuje rovnoměrně všechny základní znaky minerálního složení známých typů vyvřelých hornin. Nejužívanější a nejrozšířenější formou přepočtu chemického složení vyvřelých hornin na normativní minerály představuje CIPW norma (název podle autorů: Cross, Iddings, Pirsson, Washington 1903).

Normativní složení bychom mohli označit i jako „hmotnostní normu“, která nám umožní odlišení od tzv. „molekulární normy“, kterou navrhl Niggli (1936). I tomto případě se chemické složení nejprve přepočte na základní molekuly a z nich se pak sestavují molekuly různých minerálů (ať již jde o minerály hornin magmatických nebo metamorfovaných). Tak je možno vypočítat molekulární normu i pro různé metamorfní podmínky (tzv. „epinorma“, „mesonorma“ a „katanorma“, Barth 1959). Pro samotné magmatické horniny, např. granitoidy představuje výsledek přepočtu pomocí mesonormy (Le Maitre 1982) lepší přiblížení k reálnému složení než CIPW norma. Avšak v daném případě lze klasifikaci horniny provést bez velkých nesnází i bez výpočtu mesonormy.

Normativní nebo mesonormativní přepočty mají určité nedostatky.

Vypočítané normativní minerály se uvažují v ideálním (stechiometrickém) složení, které je v modálních silikátových fázích (minerálech) často od ideálního výrazně odlišné. Řada normativních minerálů představuje uměle vytvořené fáze (např. Na-metasilikát, K- metasilikát). Pod anhydro- podmínkou krystalizace magmatu se skrývají i hydroxyl-minerály (amfiboly, biotit).

Ferrohořečnaté minerály jsou prosté, bez Al_2O_3 .

Fe/Mg poměr pro ferrohořečnaté minerály je předpokládán vždy stejný.

I přesto že určité minerály jsou inkompatibilní, nefelin a/nebo olivín, se např. mohou objevit v normě vedle křemene.

Závěrem je třeba uvést, že zcela nevýrazné rozdíly v chemickém složení často mohou vést k tomu, že v normě horniny dospějeme k nekompatibilnímu složení, a to i v případě modálně velmi blízkých hornin.

VÝSTUPEM JE CIPW TABULKA VYPOČTENÝCH NORMATIVNÍCH MINERÁLŮ

4.32.3 Variační diagramy -Variace složení

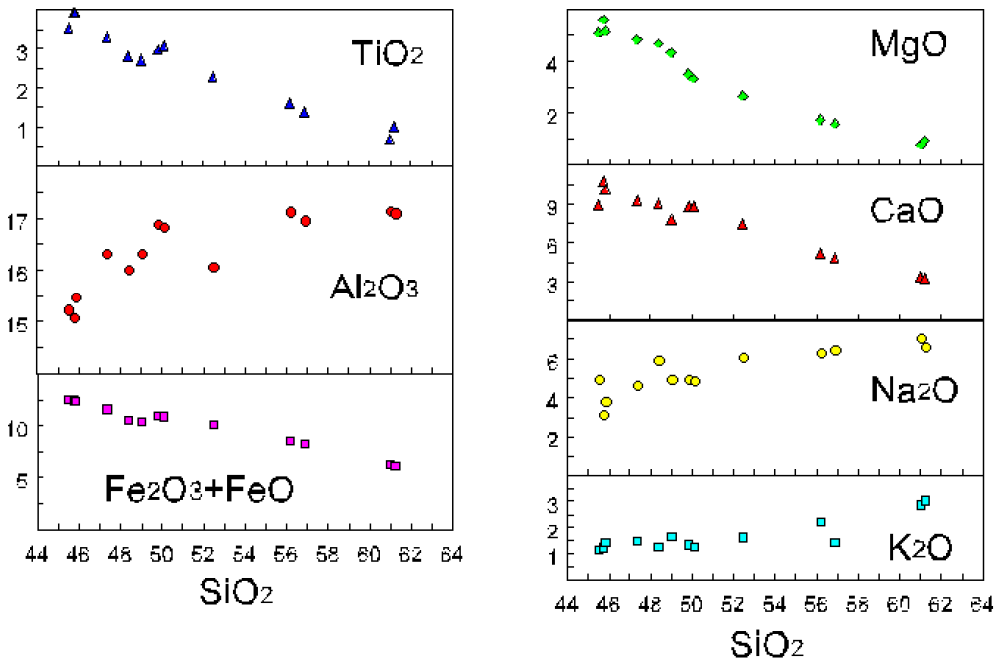
Představují objektivní deskriptivní průzkumný program zvýrazňující informace o chemických variacích v magmatických a jsou často ukazatelem změny oxidů v průběhu krystalizace. Představují vhodné a snadné pochopení sumy analytických dat pomocí jednoduchých grafických prostředků.

3.1.13 Harkerovy diagramy

Metoda je známa pod názvem variační diagramy nebo pod jménem autora jako Harkerovy diagramy. Byla předložena v r. 1909 a je založena na principu binárních x-y diagramů, ukazujících závislost analyzovaných oxidů na měnícím se obsahu SiO_2 .

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO_2	45.51	45.74	45.93	47.36	48.37	49.00	49.82	50.06	52.45	55.17	55.87	61.01	61.22
TiO_2	3.52	3.33	3.92	3.30	2.82	2.73	2.38	3.05	2.29	1.51	1.40	0.69	1.03
Al_2O_3	15.24	15.08	15.47	16.32	16.01	16.33	15.90	16.83	15.08	17.19	18.58	17.14	17.1
Fe_2O_3	3.84	4.06	3.25	4.64	5.51	2.20	1.79	1.71	5.51	3.23	4.13	5.09	2.03
FeO	8.84	8.96	5.02	6.85	5.04	8.12	9.14	9.14	4.60	5.32	4.18	1.21	4.06
MnO	0.22	0.20	0.20	0.20	0.22	0.22	0.23	0.24	0.26	0.22	0.24	0.22	0.20
MgO	5.07	5.58	5.14	4.82	4.67	4.31	3.50	3.31	2.57	1.73	1.57	0.76	0.92
CaO	9.97	10.72	10.11	9.30	9.04	7.77	6.84	5.84	7.49	5.20	4.83	3.33	3.28
Na_2O	4.95	3.17	3.81	4.83	5.97	4.59	4.33	4.55	5.11	5.33	6.47	7.07	8.51
K_2O	1.19	1.23	1.46	1.45	1.29	1.09	1.35	1.26	1.64	2.22	1.43	2.67	3.05
H_2O^+	0.97	1.15	0.98	0.86	0.89	1.29	0.23	0.28	0.38	0.52	0.46	0.24	0.21
H_2O^-	0	0	0	0	0.65	0	0.25	0.33	0.51	0.32	0.45	0.35	0.32
P_2O_5	0.85	0.58	0.74	0.83		0.89							
Total	98.91	96.8	98.34	100.57	100.00	100.15	100.00	100.00	100.00	100.00	99.03	100.00	100.00

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
CaO	6	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Na_2O	5	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12



Obr. 8 Příklad Harkerových diagramů. V předložené tabulce jsou shrnuta data pro suitu vulkanických hornin vystupujících v oblasti Rudého moře. Výsledky jsou uvedeny v sloupcích 1-13, v pořadí podle zvyšujícího se obsahu SiO₂ - je zřejmé, že současný obsah SiO₂ se pohybuje mezi 45,5 - 61,22 hm. % .

S použitím oxidu křemičitého jsou patrné níže uvedené trendy:

TiO₂, FeO, MgO a CaO jeví pokles;

K₂O a Na₂O se zvyšují;

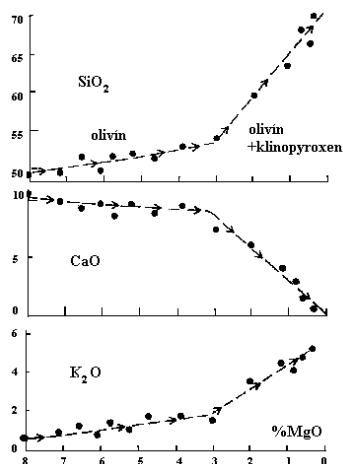
Al₂O₃ nevykazuje jednoznačně interpretovatelnou změnu. .

Pro předkládanou horninovou sekvenci je grafů zřejmé že, 1) klesá CaO a 2) stoupá Na₂O v ukazovaném příkladu. SiO₂ je obecně bráno jen proto že z uvedených oxidů je kvantitativně nejvíce zastoupené a vyvřelé horniny vykazují široký rozptyl ve svém složení. Uvedená grafická prezentace je s úspěchem používána pro rozsáhlá množství analytických dat, je užitečná pro odhalení zákonitých vztahů uvnitř hodnocených magmatických siut i pro rozřídění analyzovaných vzorků do skupin.

Negenetická možnost propojení dovoluje usuzovat z Harkerových diagramů např. , že nejnižší obsah SiO₂ prezentovaný v diagramu reprezentuje originál nebo první liquidus, v dané skupině hodnocených vzorků, pro všechny ostatní případy jde o kapalinu (taveninu) odvozenou.

4.32.4 Znaky frakcionace

U vzorků se znaky frakcionace byly vyvinuty i postupy pro odhalení genetických závislostí mezi analyzovanými horninami v dané horninové suitě (řadě). Tyto se pokouší na základě výsledků chemických analýz pro jednotlivé magmatické suity vyvodit korektní evoluční typy. Tyto znaky jsou zdánlivé a řídí se určitými pravidly.



3.1.1.4 MgO index

Je používán pro bazaltické horniny. Jde v základě o odlišný typ Harkerova diferenciačního diagramu: na osu x jsou vynášeny obsahy MgO. I v tomto případě jde o sérii komagmatických vulkanických hornin, která je ovlivněna frakční krystalizací olivínu a monoklinického pyroxenu (Wilson 1989). Pozitivní korelace zde vykazují Na₂O, K₂O, a P₂O₅ Ukazatelem obohacení uvedenými oxidy je existující liquidus postupující v sérii. Negativní korelaci pozorujeme pro CaO.

Obr. 9 Význam MgO indexu pro frakční krystalizaci vulkanické siuty.

3.1.1.5 Poměr Mg-Fe

Je rovněž používán pro bazaltické horniny. Tento se vztahuje k poměru Mg:Fe a bývá vyjadřován pomocí tří vztahů:

MgO/MgO+FeO (ferro-)

MgO/MgO+FeO+Fe₂O₃ (ferri-)

Mg/Mg+Fe (vyjadřuje atomární nebo kationové poměry).

3.1.1.6 Normativní poměr Ab/Ab+An

Základem jsou hodnoty Na₂O a CaO. Pozitivní výsledky poskytuje pouze pro horniny v nichž krystalizuje plagioklas, neefektivní je v případě mafických minerálních formací. Nejčastěji je používán v případě granitoidních hornin.

4.32.5 Index tuhnutí (Kuno, 1959)

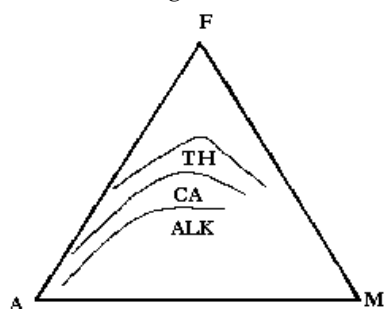
$SI = 100 \text{ MgO} / (\text{MgO} + \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$

Pro bazaltické horniny je poměr Mg/Fe relativní - v důsledku nízkého obsahu alkálií. Zatímco postupující frakční krystalizace produkuje zbytkové taveniny (ROZTOKY) postupně se obohacující alkáliemi tedy obsah Na₂O a K₂O kompenzuje Mg-Fe index. Pro mafické horniny je SI vysoký, pro felsické naopak nízký.

4.32.6 Diferenciační index (Thornton- Tuttleho index, 1960)

Za klasický můžeme dnes již považovat diferenciační index (syn. Larsenův index) zavedený Larsenem (1938, 1956), který je používán na sledování změn chemismu vulkanických produktů a prostoru a času. Můžeme se setkat se třemi jeho formami: $Di_L = 1/3 \text{ SiO}_2 + \text{K}_2\text{O} - (\text{CaO} + \text{MgO} + \text{FeO})$ $Di_L = 1/3 (\text{Si} + \text{K}) - (\text{Ca} + \text{Mg})$. $Di_{TT} = \text{Qtz} + \text{Ort} + \text{Alb} + \text{Nep} + \text{Lec} + \text{Kms}$ (CIPW norma)¹⁷. Dolní index u Di udává ve smyslu kterých autorů byl vypočten (L - Larsenův, TT - Thornton, Tuttle 1960), alternativním diagramem Di_{TT} je vyjádření poměru $(\text{Qtz} + \text{Ort} + \text{Alb})$ k ostatním petrochemickým veličinám.

Základem jsou **normativní minerály** vypočtené z chemických analýz. Pro mafické horniny je používán odlišný typ indexu, ve tvaru - Thornton-Tuttleho index : $Di = \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 / \text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MgO}$.



F = FeO (+Fe₂O₃)

M = MgO

Vynášejí se údaje buď v molekulových nebo hmotnostních procentech.

CNK - především pro felsické horniny (granitoidní):

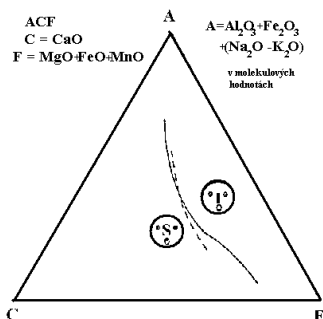
4.32.7 Trojúhelníkové variační diagramy

Tyto diagramy názorně ukazují variace hornin pomocí tří chemických parametrů. Nejčastěji se používají následující dva:

Obr. 10 AFM diagram nejčastě používaný pro bazaltoidní horniny

AFM – Především pro mafické horniny
A = Na₂O + K₂O

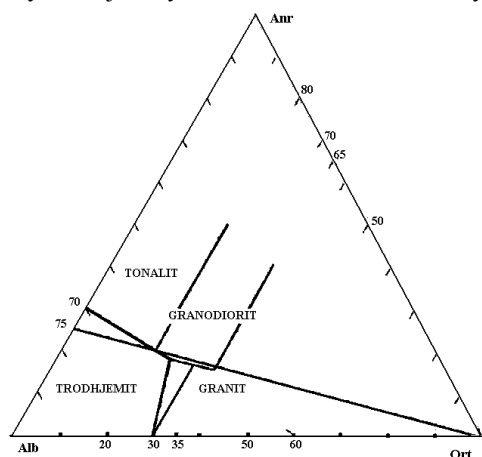
¹⁷ Dolní index u Di udává ve smyslu kterých autorů byl vypočten (L - Larsenův, TT - Thornton, Tuttle 1960), alternativním diagramem Di_{TT} je vyjádření poměru $(\text{Qtz} + \text{Ort} + \text{Alb})$ k ostatním petrochemickým veličinám.



Obr. 11 Diagram CNK a jeho uplatnění v typologii granitických magmat.

Vrcholy diagramu odpovídají: $\text{Na}_2\text{O} - \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$, nebo zdrojem pro vyhotovení odpovídajícího trojúhelníkového diagramu mohou být i normativní minerály Alb, Anr a Ort (viz obr.11).

Používají se buď molekulové nebo hmotnostní hodnoty v uvedeném pořadí. Data jsou vynášena buď v hmotnostních % oxidů nebo atomárních procentech kationů. Nevýhodou je že tyto uvedené absolutní hodnoty analýzy jsou skutečně nesnadno určitelné.



Obr. 12 Diagram CNK s aplikací normativní ch minerálů albitu, anortitu a ortoklasu na příkladu granitodních hornin

4 Magmatické procesy

Termínem **magmatický proces** označujeme **soubor pochodů**, které vedou ke vzniku magmatických hornin.

Magmatický proces zahrnuje:

- vznik** magmatu natavením nebo roztavením pevných hornin,
- výstup** do svrchních částí zemské kůry (případně až na zemský povrch),
- diferenciaci a krystalizaci.**

Magma je přírodní, zpravidla silikátová tavenina.

Základní složky magmatu jsou:

SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , CaO , MgO , Na_2O a K_2O ; \pm voda

Uvedené složky jsou základem většiny minerálů magmatických (vyvřelých) hornin.

Existují i magmata odlišného chemického složení (např. karbonátové či sulfidické taveniny).

V určitém množství je v magmatu přítomna plynná fáze - jde především o H₂O, CO₂, HCl, HF, H₂S, H₂, CO, SO₂, SO₃ a N₂ (tyto látky jsou zčásti absorbovány v kapalné fázi, zčásti jsou v ní vázány chemicky).

Magma může obsahovat do cca 10 % pevné fáze - jde buď o minerály, které se vytvořily v průběhu počáteční krystalizace magmatu, nebo jde o pevnou fázi, která je reliktem (zbytkem) původní horniny, jejímž částečným roztavením magma vzniklo.

4.33 Typy magmat.

Geologové se dosud neshodli na tom, kolik existuje základních výchozích magmat, jejichž dalším vývojem vznikají magmatické taveniny různého složení. Jak již bylo uvedeno, jsou magmata zpravidla silikátové taveniny. Podle chemického složení lze v zásadě rozlišit čtyři základní typy magmat: **bazické** magma (často označované jako **bazaltové** magma), **kyselé** magma (**granitové** magma), dále i magma **intermediárního** složení (andezitové magma) a **ultrabazické** (pikritové) magma.

Primární bazaltové magma vzniká částečným natavením pyrolitu, tj. hypotetické horniny tvořící svrchní plášť (pyrolit je složen z [pyroxenu](#) a [olivínu](#) v poměru 1 : 3). Experimentální výzkumy ukazují, že tavením pyrolitu za vysokého tlaku se zhruba 1/3 objemu pyrolitu změní v bazické magma a zbývající zhruba 2/3 objemu se přemění na zbytkový peridotit s čočkami eklogitu. K vytavování bazických magmat z pyrolitu dochází ve svrchním plášti v hloubkách 100 až 250 km při teplotě 1300 - 1500 °C a tlaku 3 až 6 GPa.

Bazické magma má relativně nízkou specifickou hmotnost (ve srovnání s peridotity a eklogity), proto dochází k výstupu bazaltových magmat do zemské kůry a ve svrchním plášti se kumulují zbytkové peridotity a eklogity. Takto vytvořené bazické magma se často označuje jako **juvenilní bazické magma**.

K výstupu primárních bazaltových magmat dochází podél riftových zón (např. na středooceánských hřbetech či kontinentálních riftech).

Původně se předpokládalo, že **kyselé magma vzniká diferenciací primárního bazického** magmatu. Tento způsob vzniku kyselých magmat je sice možný, avšak jen v omezeném rozsahu (pro úplnost je nutno dodat, že podle výsledků některých experimentů se kyselá magmata takto tvořit nemohou). V současné době je **geneze kyselých magmat** převážně **vysvětlována anatexí** (tj. natavením) korového materiálu tvořeného staršími sedimentárními, metamorfovanými nebo magmatickými horninami;

Při anatexi dochází ke vzniku taveniny granitoidního složení. Takto vytvořené magma se označuje jako **anatektické granitové magma**. K anatexi dochází v zemské kůře v hloubkách zpravidla **5 až 20 km** a při teplotách **600 až 800 °C**.

Existence následujících typů primárních magmat už není tak jednoznačná.

Primární **ultrabazické** magma se tvoří ve svrchním plášti při procesech, které jsou **dosud nejasné**. Některá ultrabazická magmata však zcela nepochybně **vznikla odštěpením od juvenilních bazických magmat**, a proto je nelze považovat za primární.

Pokud jde o magma **intermediárního složení**, bylo experimentálně prokázáno, že toto magma může **vznikat za velmi vysokých teplot vytavováním** z hornin **svrchního pláště**. Magmata intermediárního složení se také mohou formovat z bazických magmat během **diferenčních procesů** probíhajících v zemské kůře.

Většina intermediárních magmat však patrně vzniká **přetavením hornin zemské kůry**.

4.34 Krystalizace magmatu

Otázka jak probíhá krystalizace magmatu je velmi široká:

- rozmanité složení magmatu
- různé podmínky krystalizace

Otázky postupu krystalizace se začaly řešit až po rozvoji výzkumných metod pomocí polarizačního mikroskopu:

První pravidlo pro postup krystalizace plutonických hornin vyslovil Rosenbusch (1882): Podle něho s postupující krystalizací klesá bazicita horniny: stoupá kyselost.

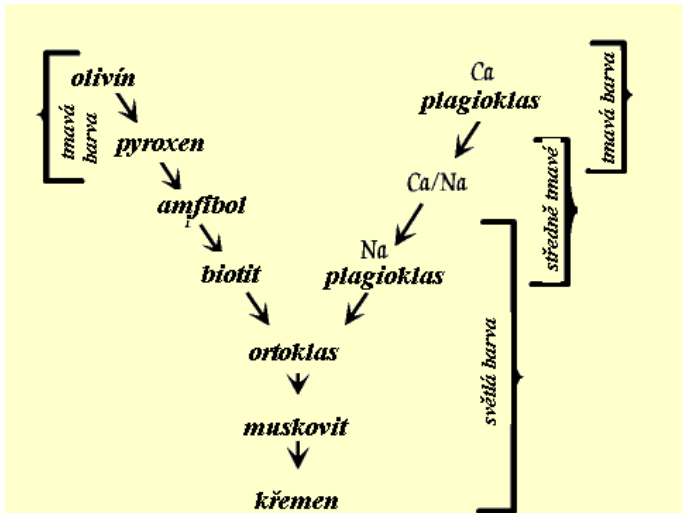
Jako první vznikají rudní minerály, po nich akcesorické a posledním produktem krystalizace je křemen.

V rámci silikátů jako hlavních minerálních složek magmatických hornin krystalizují nejprve tmavé minerály, a to ortosilikáty (silikáty s nezávislými tetraedry SiO_2) po nich následují inosilikáty (s řetězovou stavbou tetraedrů (bezvodé pyroxeny, po nich s OH amfiboly) a teprve poté silikáty světlé v pořadí od nejbazičtějšších k nejkyselějším (plagioklasy An bohatší po plagioklasy An chudé). Protože ne ve všech případech platí výše uvedená konstatování byla Zirkelem (1893) sestavena kritéria postupu krystalizace minerálů z magmatu:

KRYSTALIZAČNÍ POSLOUPNOST V MAGMATICKÝCH HORNINÁCH - SUKCESE

1	Minerál starší má vyšší stupeň automorfie než minerál mladší. Minerály, které jsou korodované jsou vždy starší
2	Minerál, který se svým tvarem přizpůsobuje minerálu jinému je vždy mladší
3	Host (minerál uzavíraný) je starší než hostitel (minerál uzavírající)
4	Vzájemné xenomorfní omezení, případně prorůstání minerálů jsou znaky současné krystalizace
5	Porfyrické vyrostlice jsou vždy starší než základní hmota
6	Xenomorfnní minerál porušující automorfnní omezení jiného minerálu je vždy minerál mladší
7	Minerál kolem kterého se shlukují jiné minerály (je krystalizačním centrem) je vždy starší než minerály, které na něj nasedají
8	Reakční lemy, které vznikají na styku dvou minerálů jsou mladší než minerály z nichž vznikají.
9	Opacitové lemy vznikají v prvních stádiích krystalizace
10	Minerál, který stmeluje rozpraskané krystaly, nebo vyplňuje trhliny je vždy mladší
11	V ideálním případě probíhá krystalizace podle Bowenova krystalizačního schématu

Poznámka: Výše uvedená kritéria platí pouze v těch případech, kdy horniny nebyl ovlivněny metasomatickými procesy. Jsou proto dobře použitelné pro vulkanity. U plutonitů je třeba brát zřetel na procesy metasomatické, které probíhají zejména v konečném (postmagmatickém) stádiu vývoje horniny. V tomto případě uvedená kritéria ztrácí na svém významu.



Obr. 13 Bowenovo krystalizační schéma

K řešení otázek krystalizační posloupnosti významnou měrou přispěly experimentální práce s umělými taveninami: Zde se nejvýznamněji uplatnila tzv. Bowenova škola. Bowen a jeho žáci prokázali, že v některých bazických horninách vzniká plagioklas před augitem, prokázali, že se uplatňuje krystalizace podle kontinuálního a diskontinuálního reakčního schématu, bylo prokázáno, že forsterit je v soustavě diopsid – forsterit – SiO_2 zčásti nebo úplně rozpouštěn a místo něho vzniká pyroxen tj. minerál s odlišnou strukturou. Bylo prokázáno, že složení plagioklasů se s probíhající krystalizací mění, ale typ struktury zůstává zachován. A tak byl rozlišen průběh krystalizace kontinuální (stejná krystalová struktura a diskontinuální – různý typ krystalové struktury).

Závěry těchto experimentálních prací byly potvrzeny i mikroskopickým výzkumem. Ve výbrusových preparátech často pozorujeme, že neúplně rozpuštěný olivín je obklopen pyroxenem, jindy je pyroxen obklopen amfibolem apod. Na podkladě těchto prací pak bylo sestaveno reakční schéma pro běžné horniny (nyní horniny vápenato-alkalické řady), které vešlo do petrologické literatury pod názvem Bowenovo reakční schéma.

4.34.1 Magmatická diferenciacie

Chemické variace v horninových řadách

Chemická variabilita magmatických hornin odráží tektonogenetické podmínky jejich tvorby.

Mezi procesy vzniku magmat patří:

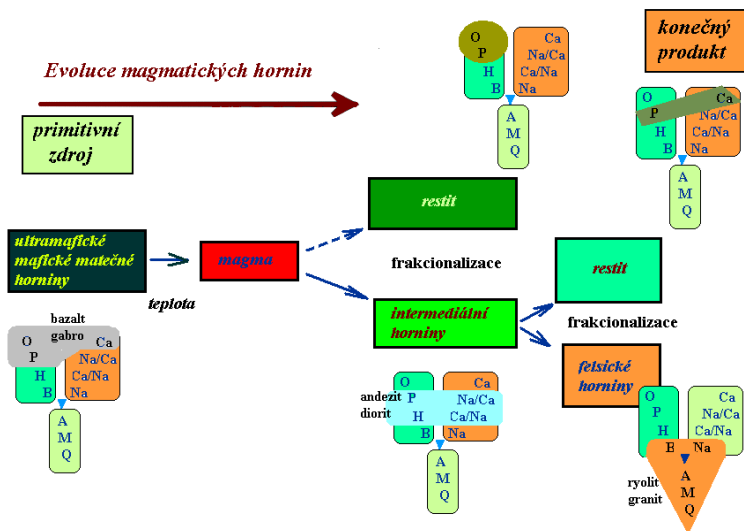
Možnost vzniku magmatické taveniny z rozdílných zdrojů.

Různý stupeň parciálního tavení z jediného zdroje.

Frakční krystalizace

Míšení dvou nebo více magmat

Asimilace/kontaminace magmat horninami kůry



Obr. 14 Evoluce magmatických hornin během výstupu ze svrchního pláště k povrchovým partiím zemské kůry.

Primární magma prochází během svého výstupu svrchním pláštěm a zemskou kůrou významnými změnami, jejichž

výsledkem je vznik mnoha látkově odlišných magmatických hornin. Tyto změny souvisí s velkým komplexem složitých fyzikálně chemických procesů, které se souhrnně označují jako diferenciaci magmatu. K základním diferenciačním procesům patří likvace, frakční krystalizace, gravitační diferenciaci, filtrační diferenciaci, oddělení plynné fáze a asimilace.

Reakční schéma uvedené v obr. 12 ukazuje, že ve vyvřelých horninách vápenato - alkalické řady krystalizuje olivín zpravidla před pyroxeny, pyroxeny před amfiboly, amfiboly před biotity atd. Tzn. že minerál mladší může vznikat i za stálých reakcí mezi starším minerálem a okolním magmatem přímo jako obruba, nebo, že minerál postavený ve schématu výše může být v dalším průběhu krystalizace rozpuštěn a materiál (tavenina) z něho vzniklá může být použita ke krystalizaci minerálu položeného níže. Minerály jsou uváděny v množném čísle proto, aby byla naznačena jejich chemická variabilita (na rozdíl od křemene, jehož složení je stálé). Musíme se však zmínit o tom, že v rámci jednotlivých minerálů tmavých jde o více či méně výrazné kontinuální série. To dokládá např. zonální stavba, která je velmi častá u augitů bazaltových hornin.

Bowenovo schéma však nelze v žádném případě chápat jako precedens pro všechny vápenato-alkalické horniny. Celý proces krystalizace se může omezit jen na určitou část. Např. v olivínových gabrech může být z minerálů diskontinuální série vyvinut pouze olivín a pyroxen a ze světlých jen bytownit. Naproti tomu u granodioritů může diskontinuální série začít ojedinělými pyroxeny a pokračovat po reakcích magmatu s nimi krystalizací amfibolu a biotitů. Závažné je rovněž to, že v posledních členech diskontinuální řady reakčního schématu vystupují minerály s OH skupinami a F. Zdá se proto, že tyto minerály se začínají tvořit až při určité koncentraci těkavých komponent.

Diskontinuální a kontinuální linie se spolu sbíhají. Další minerály připojené k oběma větvím tvoří reakční linie.

Celá diskontinuální série spočívá na neustálých změnách krystalové struktury, od nezávislých tetraedrů u olivínu až po vrstevní vazbu tetraedrů u biotitu. Stejným směrem klesá teplota. Při vyšší teplotě jsou stabilnější minerály s nezávislými tetraedry (olivín), pyroxeny, amfiboly a biotit při teplotách postupně nižších. Za teplotních a tlakových podmínek v nichž krystalizuje olivín, je pyroxen nestabilní a proto nemůže vznikat. V sérii kontinuální jsou zastoupeny minerály s prostorovou vazbou tetraedrů : do mřížek těchto minerálů se nehodí kationy Fe a

Mg, ale významně se uplatňuje Ca a Na, podružně K. Vznik prostorové vazby si vynucují i hojně přítomné ionty Al, které sice mohou být zčásti vázány v šestičetné koordinaci v jednodlonných pyroxenech a amfibolech, většinou však vstupují do čtyřčetné koordinace v prostorové vazbě živců a samozřejmě do vrstevní vazby slíd.

Vznik prostorové vazby je vysvětlován různými způsoby jako je např. energetický koeficient E_k – který představuje množství energie, kterou iont uvolňuje při svém vstupu do mřížky.

Aktivační energie migrace iontu E = energie potřebná k přesunu iontu z pozice původní koordinace do pozice koordinace jiné. Čím je hodnota E vyšší tím je stabilita iontu v dané mřížce vyšší. Další je vysvětlení na základě energie krystalové mřížky = energie kterou je třeba vyvinout aby grammolekula látky byla rozdužena na ionty: např.

- olivín $4,2 \cdot 10^3$,
- pyroxen $4,1 \cdot 10^3$
- amfibol $3,8 \cdot 10^3$
- biotit $3,0 \cdot 10^3$
- živce $2,4 \cdot 10^3$
- křemen $2,6 \cdot 10^3$.

Je tedy zřejmé, že krystalizace postupuje směrem s poklesem energie krystalové mřížky.

Další názor tvrdí, že minerály krystalizují z magmatu v tom pořadí v jakém klesají jejich body tání.

Všechny tyto otázky se pokouší řešit geochemie a jsou předmětem jejího studia.

Většinou můžeme říci, že krystalizace jednotlivých minerálů se v určitém čase i částečně překrývají, jak můžeme pozorovat v některých horninách (granodiority, syenity, diority). Minerály mají určitý sblížený krystalizační interval (při mikroskopickém studiu pozorujeme poikilitické uzavírání).

krystalizace intratelurická	krystalizace po efuzi	hydrotermální
	olivín 13%	
	magnetit 1%	
augit 16%		
		plagioklas 63%
		serpentin
		chlorit
		kalcit
		zeolit

4.1.1.1 Průběh krystalizace bazaltu

V případě výlevných hornin se obvykle rozlišuje intratelurická krystalizace (probíhající uvnitř zemské kůry) a krystalizace po efuzi (výlevu).

V intratelurické fázi se vytvořily vedle apatitu a magnetitu větší krystaly olivínu, amfibol a biotit první generace a jádra větších krystalů augitu. Po efuzi jejímž vlivem se značně změnily fyzikální podmínky, nebyly v rovnováze dříve vykrystalované minerály s magmatem a reagovaly s ním. Tím dochází k silné korozi olivínu, amfiboly a biotit jsou nahrazeny směsí nových minerálů (augitu a magnetitu). Po jejich vzniku začaly krystalizovat plagioklasy. V okamžiku, kdy se na povrchu lávy vytvořila pevná kůra, nemohly těkavé složky unikát, nastalo druhé období kdy po odejmutí určitého podílu Ca a Na, dochází ke krystalizaci mladšího amfibolu a biotitu. Celý vývoj horniny pak může být ukončen hydrotermálním stadiem vznikem zeolitů v dutinách.

Bowenovo reakční schéma nelze aplikovat na horniny, obsahující alkalické amfiboly a alkalické pyroxeny.

Vznik určitých minerálů v určitých stádiích vývoje magmatického horniny je různými autory různě zařazován. Často se rozeznává stádium:

endomagmatické
apliticko-pegmatitické
pneumatolytické
hydrotermální.

Podle **Niggliho** lze těmito stádii charakterizovat vývoj magmatické horniny od taveniny až po pevnou horninu

Častěji se však rozeznává rozdělení navržené **Rankamou, Sahamou (1950)**:

Raně magmatické (vznik dunitu, vznik likvidně magmatických ložisek, tedy koncentrace oxidických a sulfidických minerálů: pyrhotin, ilmenit, magnetit, chromit)

hlavní magmatické (vznik gaber, dioritů, granodioritů, granitů apod.)

pozdně magmatické (vznik pegmatitů, pneumatolytických a hydrotermálních ložisek)

Přímo na magmatické horniny lze aplikovat **Shandovo (1944)** rozdělení, podle kterého lze ve vývoji magmatických hornin bezpečně rozpoznat 4 stádia: dvě magmatické a dvě hydrotermální:

I. magmatické stádium (M_1) : krystalizace bezvodých silikátů (olivínu, pyroxenů) a krystalizace jiných bezvodých minerálů (ilmenit, magnetit, chromit, apatit apod.)

II. magmatické stádium (M_2): krystalizace minerálů s OH skupinou v nichž podíl H_2O nepřevyšuje 5% (amfibol, biotit)

Výše teplotní hydrotermální stádium (H_1): vznik nových minerálů v již pevné hornině, a to na úkor minerálů bezvodých (např. uralitizace pyroxenů): Aby toto stádium vývoje magmatické horniny mohlo proběhnout musí v hornině po magmatickém stádiu zůstat v pórech přiměřený podíl zbytkové kapaliny (hlavně vody). Pokud jsou zbytkové hydrotermální roztoky přítomny v podružném nebo nedostatečném množství, zůstanou bezvodé minerály v hornině uchovány. To znamená, že hydrotermální stadia nezanechávají v hornině žádné stopy

Níže teplotní hydrotermální stádium (H_2): Je závěrečné stadium ve vývoji vyvřelé horniny, v němž mohou dříve vytvořené tmavé minerály být nahrazována produkty s vysokým podílem H_2O a karbonáty. V tomto stádiu vznikají chlority, minerály serpentínové skupiny, zeolity a jílové minerály. Je zřejmé, že jde částečně i o produkty, vznikající v procesu zvětrávání horniny (jílové minerály, karbonáty).

Uvedená čtyři stádia se týkají vývoje horniny bez zásahů vnějších vlivů, ať jde o změnu PT podmínek nebo o zásah přivedených hydrotermálních roztoků z okolí (např. u rudních žil). Pokud jde o uvedená hydrotermální stádia vývoje magmatické horniny jde prostě o přeměny vyvolané z „vlastních zdrojů“, proto se někdy tyto procesy označují jako autometamorfované.

Závěrem lze říci, že všechny horniny nemusí projít všemi čtyřmi stádii vývoje a když jimi projdou nemusí tato stádia zanechat viditelné stopy.

Např. některá gabra obsahují vedle diallagu (M_1) také primární amfibol (M_2), dále uralit (H_2) vzniklý na úkor diallagu, určitý podíl chloritu (H_2) a v souvislosti s tím i saussuritizované plagioklasy.

Do hydrotermálních stádií patří ve vyvřelých horninách i procesy albitizace (H_2) z vlastních zdrojů, kelyfické obruby na styku plagioklasu a olivínu apod.

4.34.2 Procesy diferenciacce magmatu

Tím byl podán stručný přehled o krystalizační posloupnosti. Podívejme se nyní na procesy diferenciacce magmatu:

- diferenciacce likvací,
- plyným přenosem
- projevy difuze a diferenciacce
- krystalizační diferenciacce
- asimilace, syntexe a kontaminace

Diferenciacce zahrnuje skupiny procesů, které probíhají v magmatických tělesech a jejichž výsledkem je vznik dvou nebo více magmat, nebo hornin, z jedno homogenního primárního magmatu (zdroje).

4.1.1.2 Diferenciacce likvací (Liquidní imiscibilita):

Předpokládá se, že se realizuje před začátkem krystalizace minerálních fází. Liquidní imiscibilita (štěpení magmatu) je tvorba dvou separovaných magmat z původně homogenního primárního magmatu. Oddělení dvou rozdílných tavenin umožňují změny fyzikálních vlastností během chladnutí. Obvykle jde o dvě vzájemně se nemísitelné kapaliny (taveniny).

Při separaci (oddělování) magmat jedno poklesá pod druhé obdobně jako se ve směsi oleje a octa v salátovém nálevu oddělují tyto dvě složky. Experimentálně bylo prokázáno, že složité silikátové taveniny obsahující CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃ a K₂O jsou schopny likvace v případě, že dosahují dostatek těkavých složek (jmenovitě fluoru). I přesto, že v posledních letech byly předloženy důkazy, dokládající štěpení magmatu, dat podporujících názor, že tento proces je hlavním procesem při modifikaci magmatu je stále velmi málo. Liquidní imiscibilita může mít lokální význam např. při vývoji exotických magmat jako jsou např. karbonátová nebo lamrofyrová magmata (Treiman, Essene 1985).

Tento proces byl prokázán v úseku metalurgie, kdy se odmísí lehčí tavenina budoucí strusky od těžší taveniny kovů nebo sulfidů.

K oddělení sulfidické taveniny od silikátové dochází při ochlazení magmatu zhruba na teplotu 1500 °C. Oddělující se sulfidická tavenina se shlukuje do kapek, které vlivem vyšší specifické hmotnosti klesají do spodních částí magmatického tělesa (jde o gravitační diferenciacce), kde se mohou koncentrovat a tak nakonec vytvořit akumulace vtrošeninových až masivních sulfidických rud - rudní ložiska tohoto typu se označují jako likvační ložiska. Je pochopitelné, že teplota oddělení sulfidické a silikátové taveniny závisí na složení magmatu (k oddělení obou tavenin může dojít při teplotách značně nižších než uvedených 1500 °C, avšak rozhodně vyšších než je teplota krystalizace horninotvorných silikátů za silikátové taveniny). Utuhnutí sulfidické taveniny probíhá až při poměrně nízkých teplotách (200 až 600 °C); hlavními produkty krystalizace sulfidické taveniny jsou sulfidy Fe, Cu, Co a Ni (především [pyrhotin](#), [chalkopyrit](#) a [pentlandit](#)). Mohlo by jít i o rozdělení magmatu na dvě rozdílné silikátové taveniny. Z hlediska vývoje magmatu má likvace zpravidla jen nepatrný význam (v poslední době je její existence často zpochybňována). Faktické důkazy pro krystalizaci likvací nejsou takové, aby mohla hrát významnou petrogenetickou roli.

4.1.1.3 Diferenciacce plyným přenosem:

Transport fluidy je proces, při kterém se fluidní fáze obohacuje o určité prvky např. Na, K. Tato se „vyvaňuje“ (těká) v raném stadiu z magmatu a obohacuje pozdě krystalizační fáze (tento

proces v laboratorních podmínkách demonstrovali Sakuyama a Kushiro 1979). I zde se ukázalo že transport fluidy je rovněž málo významný při modifikaci magmat.

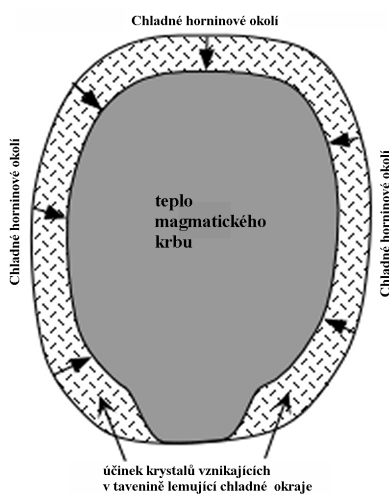
Uplatňuje se především při vzniku tzv. pegmatitových magmat (roztoků). Předpokládá se, že hromaděním těkavých složek ve svrchních částech magmatických těles dochází k postupnému nahromadění potřebných komponent, které jsou postupně doplňovány z dolních partií o další a další porce. Obdobně jako u pegmatitů, lze i ve velkých magmatických tělesech předpokládat, že při značných rozdílech tlaku ve spodních a svrchních částech stoupají vzhůru uvolněné bubliny a při svém výstupu reagují s okolním magmatem. Některé látky tak přenesou do svrchních částí, o jiné jsou cestou postupně ochuzeny, takže mají v závěru mohou mít zcela jiné složení než na počátku výstupu. Hypotéza ukazuje vliv těkavých látek při selektivním transportu látek ze spodních do svrchních partií. Zdá se však, že ani diferenciace plynným přenosem nemůže být příliš účinná. Určitá diferenciace plynným přenosem však může probíhat nejen před krystalizací, ale i během krystalizace.

Ze studia sopečných plynů a plynokapalných uzavření v minerálech a z výsledků experimentů je zřejmé, že v plynném skupenství může migrovat poměrně velké množství prvků a sloučenin, které jsou za daných podmínek těkavé. K hlavním těkavým složkám magmatu patří především H_2O . Výzkum kondenzovaných vysokoteplotních vulkanických plynů (o teplotě 500 až 800 °C) ukázal, že tyto plyny obsahují vedle H_2O zejména HCl, HF, SO_2 , SO_3 , H_2S , CO_2 , CO, N_2 , ale i sulfidy, fluoridy, chloridy ...; ve vysokoteplotních kondenzátech byly zjištěny prakticky všechny hlavní horninotvorné prvky jako Si, Al, Na, K, Mg, Fe, Ca atd.

Rozpustnost vody a dalších těkavých složek v magmatu roste s rostoucím tlakem. Protože při výstupu magmatu z hloubky do vyšších partií zemského pláště a zejména do zemské kůry se postupně snižuje tlak, dojde v určitém bodě výstupu k tomu, že magma původně nenasycené těkavými složkami je jimi právě nasyceno. Další pokles tlaku bude provázen uvolňováním těkavých složek z taveniny - v magmatické tavenině se budou tvořit bubliny plynů, které budou zvolna stoupat vzhůru taveninou. Toto oddělování plynné fáze od magmatu se nazývá var magmatu.

Únik těkavých složek je významným diferenciačním procesem, neboť těkavé složky zásadně ovlivňují průběh krystalizace a mají vliv na posloupnost vylučování jednotlivých minerálů z magmatické taveniny. Těkavé složky ovlivňují především rychlost růstu krystalů. Partie magmatických těles, které utuhly z magmatu s vyšším obsahem těkavých látek, jsou zpravidla hrubozrnnější ve srovnání s partiemi vzniklými utužením magmatu relativně chudého na těkavé složky. Těkavé složky ovlivňují nejen rychlost krystalizace (a následně velikost nerostných individuí), ale také celý průběh krystalizace magmatické taveniny.

4.1.1.4 Difuze a diferenciace



Migrace prvků vyvolaná změnou teploty - Soretův efekt

Difúze je migrace chemických prvků magmatem vlivem tlakových diferencí, změn teploty a chemického stavu. Podle Soretova pravidla je koncentrace v různých místech běžných roztoků závislá na teplotě. Hildreth (1979,1981) prokázal, že magmatické krby bohaté Si se stávají zonálními, jen díky kombinaci difúze a tepelného proudění. To znamená, že při ochlazování jen od okrajů musí docházet k difuzi rozpuštěných látek a nakonec k nerovnoměrné koncentraci. Při diferenciaci

magmatu difundují směrem k ochlazujícím se okrajům látky nejhůře rozpustné.

Obr. 15 Diferenciace magmatu vlivem tepelného proudění – zjednodušený model.

Tak byly např. vysvětlovány tmavé minerály, vyskytující se na okrajích zón ve smíšených žilách nebo masívech. Bylo však experimentálně prokázáno, že vliv Soretova pravidla je při značné viskozitě běžných magmat velmi malý, a že jej nelze počítat mezi významné petrogenetické faktory. Ze stejného důvodu nemají velký význam před začátkem krystalizace konvekční proudy. I přes omezený význam se Soretovo pravidlo nejlépe hodí k vysvětlení bazičtějších okrajových partií se řídí tepelným spádem, počátečním složením a koncentrací, celkovou výší teploty a rozměry a tvarem tělesa. Aplikace na jednotlivé žily je však velmi obtížná, protože některé žily jsou in situ diferencovány a u jiných nelze pozorovat diferenciaci žádnou. I přesto, že existují teoretické, chemické a mineralogické důkazy podporující existenci těchto procesů v magmatu je význam difúze při produkci diferenciátů ve větším měřítku diskutabilní, a to proto, že většina dat používaných k podpoře různých difúzních modelů, stejně tak dobře podporuje i jiné modely.

4.1.1.5 Krystalizační diferenciace

Nejsnadněji může diferenciace probíhat v magmatu krystalizujícím. V podstatě jde o to, aby se vznikající pevné fáze nějakým způsobem oddělily od zbytkové taveniny, aby z původního magmatu mohla vzniknout magmata dílčí, s odlišným složením.

Předpokládá se, že vznikající krystaly mohou být od taveniny odděleny především vlivem gravitace - gravitační diferenciace. Vedle toho existuje teorie o tom, že zbytková tavenina může být ze „sítě“ krystalů vymačkána vhodně působícím tlakem. Předpokládá se, že k oddělení pevných fází a fáze kapalné dochází buď v gravitačním nebo tektonickém poli.

Příklady gravitační diferenciace jsou známé z ložních žil nebo lakolitů. K neznámějším patří Skaergaardská intruze, kde lze směrem od podloží k nadložním vrstvám vysledovat pokles bazicity. Ve spodních částech jsou ultrabazické horniny, nad nimi spočívají bazické a povrchové partie jsou kyselé.

Možnost gravitační diferenciace byla prokázána i experimentálně. V druhém případě, je tavenina oddělena od krystalů tlakem. Jde o proces, který si můžeme přirovnat k vyždímání houby nasáklé vodou. Obvykle bývá uváděna pod názvem „filtrační diferenciace“. I zde se však předpokládá, že uplatnění filtrační diferenciace v přírodních podmínkách je značně omezené.

V souvislosti s tím však v žádném případě není podceňován vliv tlaku během horotvorných procesů. Bez jeho uplatnění by bylo velmi obtížné vysvětlovat oddělení různých diferenciátů např. ve středočeském plutonu. Lze tedy říci, že celkový průběh diferenciace závisí do značné míry na celkové tektonické stavbě území.

4.1.1.6 Frakční krystalizace

Frakční krystalizace (někdy též označovaná jako krystalizační diferenciace) má zásadní význam při diferenciaci magmatu. V průběhu frakční krystalizace dochází k vylučování minerálů z magmatické taveniny v určitém pořadí, které je dáno zákony fázových rovnováh. Vyloučením určitého minerálu z taveniny se mění její chemické složení, což znamená, že později vyloučené minerály budou vznikat z taveniny odlišného složení a že tedy budou mít jiné chemické složení než dříve vykrystalované minerály.

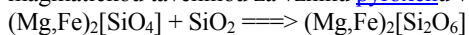
Při ochlazení magmatu na přibližně 1500 °C může dojít nejen k likvacii, ale i ke krystalizaci prvních minerálů ze silikátové taveniny. Toto vývojové stadium magmatu, při němž krystalizují

první minerály, se označuje jako počáteční krystalizace. V závislosti na složení magmatu vznikají během počáteční krystalizace nejčastěji oxidické rudní minerály ([chromit](#), [magnetit](#)), zirkon nebo titanit. Produkty počáteční krystalizace mohou vytvářet akumulace, které se označují jako protomagmatická, raně magmatická či segregáční ložiska (jde např. o ložiska [chromitu](#) nebo [magnetitu](#)).

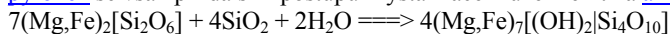
V závěru počáteční krystalizace (při teplotě 1000 až 1200 °C, příp. v závislosti na podmínkách i při teplotách nižších) začínají krystalizovat první horninotvorné minerály (silikáty) a začíná tak stádium hlavní krystalizace.

Horninotvorné minerály z magmatické taveniny krystalizují v určitém pořadí. V učebnicích geologie bývá postup krystalizace magmatu znázorňován schématem, které se podle svého autora nazývá Bowenovo reakční schéma (viz výše).

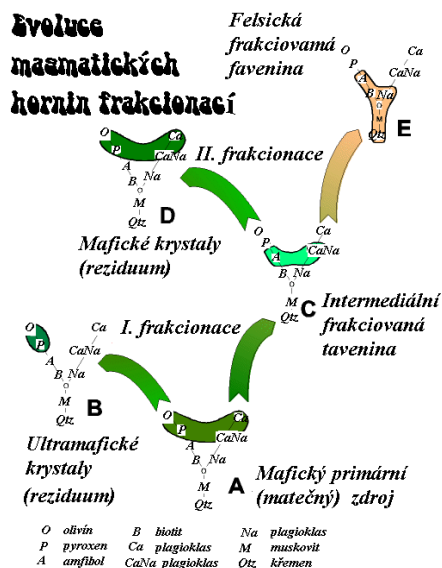
Toto schéma je složeno ze dvou reakčních sérií. Levá strana schématu představuje tzv. diskontinuální sérii, pro kterou je charakteristické to, že minerály této série ([olivín](#), [pyroxeny](#), [amfiboly](#), [biotit](#)) mají zcela odlišný typ krystalové struktury. Pravá strana schématu představuje tzv. kontinuální sérii, která je tvořena fyzikálně i chemicky blízkými minerály (členy [plagioklasové](#) řady). Obě série se spojují a schéma je zakončeno trojicí minerálů (K-živcem, [muskovitem](#) a [křemenem](#)), které však netvoří reakční sérii. Termínem reakční série v tomto schématu vyjadřujeme skutečnost, že minerál ležící v určité reakční sérii výše (tj. krystalizující u taveniny dříve) může při dalším postupu krystalizace reagovat s taveninou a může být nahrazen minerálem ležícím v této sérii níže. Např. [olivín](#) (tj. nejdříve vznikající minerál diskontinuální série) se při dalším průběhu krystalizace stává nestabilním a reaguje s magmatickou taveninou za vzniku [pyroxenu](#) v souladu s rovnicí



[pyroxen](#) se však při dalším postupu krystalizace může měnit na [amfibol](#) reakcí



O reakcích probíhajících mezi taveninou a minerály kontinuální série již byla zmínka v předchozí části.



Bowenovo reakční schéma nemá obecnou platnost. Pouze velmi zjednodušeně vyjadřuje postup krystalizace jednoho typu magmatické taveniny za určitých podmínek. V žádném případě však nelze toto schéma chápat tak, že by krystalizace výchozího ultrabazického magmatu (začínající olivínem) mohla být zakončena vznikem křemene. K ukončení hlavní krystalizace dochází v závislosti na mnoha faktorech obvykle v teplotním intervalu 1000 až 600°C.

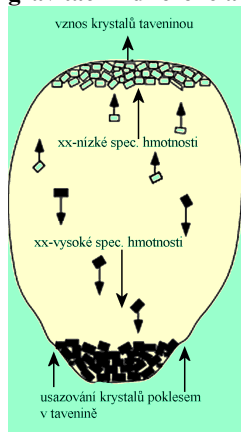
Nejsnadněji může diferenciací probíhat v magmatu krystalizujícím. V podstatě jde o to, aby se vznikající pevné fáze nějakým způsobem oddělily od zbytkové taveniny, aby z původního magmatu mohla vzniknout magmata dílčí, s odlišným složením.

Obr. 16 Evoluce magmatických hornin frakční krystalizací primárního bazického (rodičovského magmatu).

Frakční krystalizace je proces separace krystalů z taveniny v magmatickém krbu. Konvekční krystalizace probíhá v magmatech která proudí. Krystaly vznikají na dně, na stěnách nebo v kupoli magmatického kru (Rice 1981). Proudění magmatu je způsobeno teplem v magmatickém krbu, přenáší se rozdílné fyzikální vlastnosti v magmatu. Při diferenciaci magmatu prouděním může docházet i k jinému jevu. Pokud proud magmatu vystupuje přes trhlinu mohou se tvořit se krystaly hromadit ve středu vertikálního nebo horizontálního prostoru spolu s magmatem, jako výsledek fenoménu nazývaného jako zrnový tlakový rozptyl (grain - dispersive pressure - Komar 1976, Bebien a Cagny 1979). Kongelační krystalizace je proces kdy krystalizace na stěnách nebo dně magmatického krbu vede k postupné koncentraci magmatu o určité prvky směrem k vrcholu nebo středu magmatického krbu (Hughes 1982). Pevná fáze, která je produktem krystalizace taveniny, se od magmatické taveniny může oddělit dvěma různými procesy označovanými jako **gravitační diferenciaci** a **filtrační diferenciaci**. Předpokládá se, že k oddělení pevných fází a fáze kapalné dochází buď v gravitačním nebo tektonickém poli.

4.1.1.7 Gravitační diferenciaci

Nejčastěji se předpokládá se, že vznikající krystaly mohou být od taveniny odděleny vlivem gravitace - **gravitační diferenciaci**. Při gravitační diferenciaci

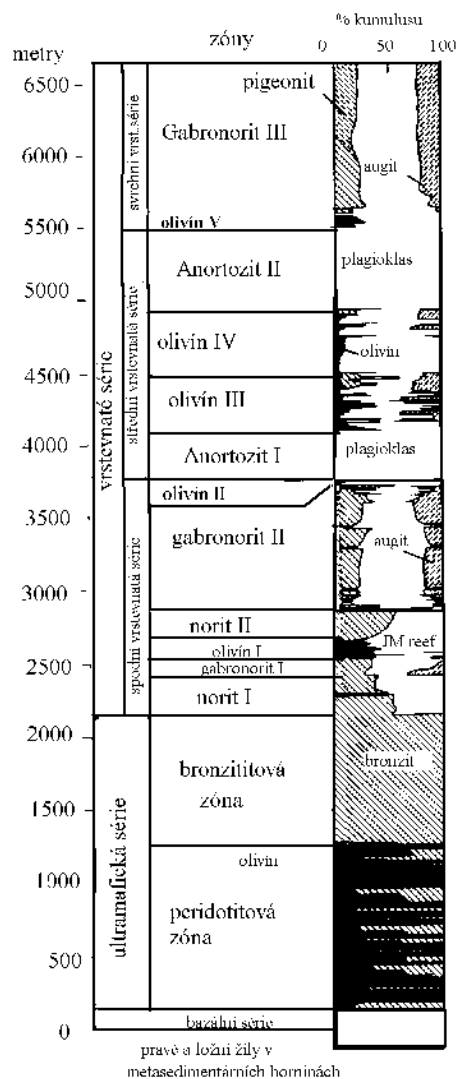


minerály s vyšší specifickou hmotností než okolní tavenina (obvykle jde o tmavé minerály jako např. **olivín**, **pyroxeny** a **amfiboly**) klesají ke dnu (např. magmatického

krbu), zatímco minerály s menší specifickou hmotností (obvykle světlé minerály) se hromadí v horních částech magmatického tělesa.

Obr. 17 Gravitační diferenciaci.

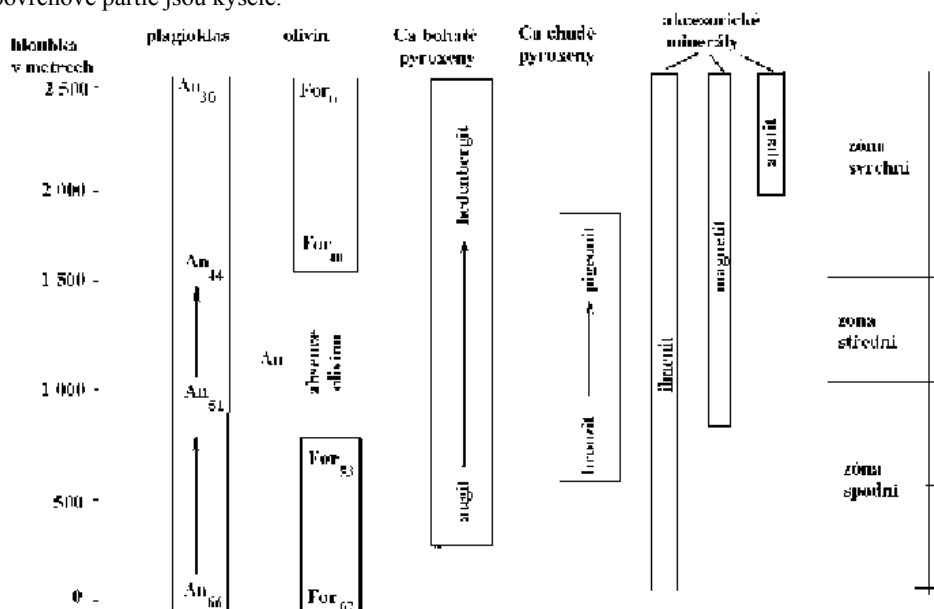
Vedle toho existuje teorie o tom, že zbytková tavenina může být ze „sítě“ krystalů vymačkána vhodně působícím tlakem. Jde o proces, který si můžeme přirovnat k vyždímání houby nasáklé vodou. Obvykle bývá uváděna pod názvem „**filtrační diferenciaci**“.



Filtrační diferenciaci je vyvolána orientovaným tlakem (stressem), který způsobuje oddělení taveniny od vykrystalizovaných minerálů jejím vytlačněním. V případě filtrační gravitace je tavenina oddělena od krystalů tlakem. I zde se však předpokládá, že uplatnění filtrační diferenciaci v přírodních podmínkách je značně omezené.

V souvislosti s tím však v žádném případě není podceňován vliv tlaku během horotvorných procesů. Bez jeho uplatnění by bylo velmi obtížné vysvětlovat oddělení různých diferenciatů např. ve středočeském plutonu. Lze tedy říci, že celkový průběh diferenciaci závisí do značné míry na celkové tektonické stavbě území.

Příklady **gravitační diferenciaci** jsou známy z ložních žil nebo lakolitů. K nejznámějším patří Skaergaardská intruze, kde lze směrem od podloží k nadložním vrstvám vysledovat pokles bazicity. Ve spodních částech jsou ultrabazické horniny, nad nimi spočívají bazické a povrchové partie jsou kyselé.



Obr. 18 Schéma krystalizace na příkladu Skaergaardské intruze.

Možnost gravitační diferenciaci byla prokázána i experimentálně.

Posloupnost vzniku minerálů v průběhu ochlazování a krystalizace magmatické taveniny (lávy) lze dokumentovat na dvou následujících příkladech: - Studium láv sopky Kilauea (Havajské ostrovy) a z nich vznikajících tholeiitických bazaltů ukázalo, že jejich krystalizace probíhá v teplotním intervalu zhruba od 1200 do 990 °C. Při teplotě kolem 1200 °C vznikají z ochlazující se lávy první minerály - chromit a olivín. Při 1185 °C začíná krystalizace klinopyroxenu; od 1175 °C probíhá současně krystalizace klinopyroxenu a plagioklasu, k nimž při 1070 °C přistupují oxidické rudní minerály Fe a Ti (ilmenit a magnetit); při poklesu teploty na 1030 °C k asociaci krystalizujících minerálů přistupuje apatit. Při teplotě 990 °C dochází k úplnému utužení taveniny.

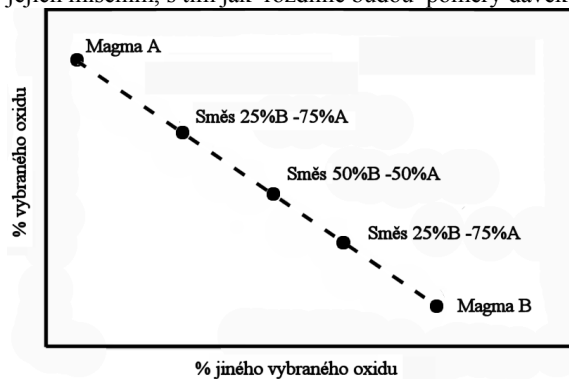
Z uvedeného příkladu je mj. zřejmé, že počátek krystalizace tří hlavních minerálů tholeiitického bazaltu (tj. olivínu, klinopyroxenu a plagioklasu) leží v jen velmi úzkém teplotním intervalu zhruba od 1200 do 1175 °C.

Podle výsledků experimentálních prací má krystalizace bazické lávy (složením odpovídající bazaltu) při konstantním tlaku 500 MPa následující průběh:

Při ochlazení taveniny na 1120 °C začíná krystalizace [olivínu](#), při 1090 °C začíná krystalizace [pyroxenu](#). Při poklesu teploty na 965 °C dochází k chemickým reakcím mezi taveninou a oběma již vytvořenými minerály. Produktem těchto reakcí je [amfibol](#) (k úplnému nahrazení [olivínu](#) [amfibolem](#) ojde již při 965 °C, nahrazování [pyroxenu](#) [amfibolem](#) je ukončeno při 940 °C). Tvorba [amfibolu](#) nekončí spotřebováním posledního zbytku [pyroxenu](#), ale pokračuje jeho krystalizací z taveniny až do teploty 890 °C, při níž společně s [amfibolem](#) krystalizuje [titanit](#). Při ochlazení na 825 °C začíná krystalizace [plagioklasu](#); při 780 °C krystalizace [plagioklasu](#) končí, neboť při této teplotě dochází k utužení i posledních zbytků taveniny (780 °C = teplota solidu). Výsledkem celého popsaného procesu je nerostná asociace [amfibol](#)+[plagioklas](#)+[titanit](#).

4.1.1.8 Míšení magmat

Míšení magmat je v podstatě opakem jejich štěpení. Jde o proces při kterém se smísí dvě magmata různých složení a vytvoří jedno více či méně homogenní odvozené magma (derivát). Složení konečného magmatu je závislé na dílčích proporcích výchozích magmat, složení konečného magmatu leží mezi nimi. Tak např. andezitová a dacitová magmata jsou obvykle považovány za produkty vznikající míšením bazaltických a ryolitických rodičů, ale i jiné horninové typy jejichž magmata ležící mezi těmito dvěma koncovými členy mohou vznikat jejich míšením, s tím jak rozdílné budou poměry dávek obou výchozích magmat.



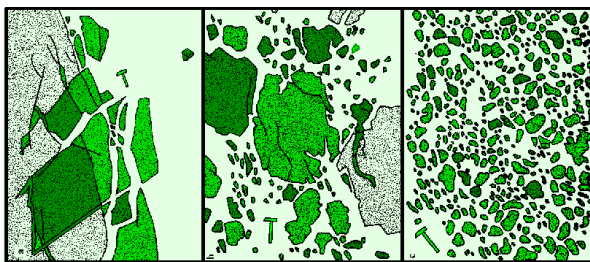
Obr. 19 Příklad míšení dvou magmat složení typu A a B.

V magmatech velmi rozdílného složení, je pravděpodobně tato diference hlavní překážkou, aby došlo k dokonalé homogenizaci mísících se magmat. I přesto toto konstatování neustále vzrůstá počet chemických, petrografických, experimentálních i teoretických důkazů podporujících názor, že míšení magmat je široce rozšířeným

ne-li zcela běžným procesem jejich modifikace.

4.1.1.9 Asimilace, syntexe a kontaminace

Výše uvedenými teoriemi diferenciacie nejsou názory na vznik rozmanitých magmatických hornin vyčerpány. Uplatňují se zde procesy další zejména asimilace. Asimilace je modifikace původního magmatu přijetím látek z okolí (zpravidla starších hornin). Asimilace je proces, při němž magma pohlcuje části okolních hornin a rozpouští je v sobě. Cizorodý materiál se stane nedílnou součástí magmatu. Tím se ovšem mění chemické složení magmatu - změna chemického složení magmatu asimilací se označuje jako kontaminace magmatu. takto



modifikované magma může normálně diferencovat a krystalizovat jako magma původní. Utužením

kontaminovaného magmatu se může vytvořit jiná nerostná asociace než utuhnutím původního nekontaminovaného magmatu. Např. asimilace jílových sedimentů granitovým magmatem způsobuje vznik granitů obsahujících minerály bohaté hliníkem (např. [andalusit](#) a [cordierit](#)).

Obr. 20 Příklad asimilace

Asimilace je tedy proces, který vede k přisvojení cizorodého materiálu, výsledek tohoto procesu se pak označuje jako kontamice (znečištění). Protože je obtížné stanovit do jaké míry byl cizorodý materiál přejat reakcí s magmatem a do jaké míry prostým roztavením, označuje se proces přijímání cizích látek souhrnně jako syntexe.

Rozlišují se:

syntexe xenolitů

syntexe hornin ze sousedství magmatického tělesa

syntexe materiálu z hlubších partií kůry zemské

Nejlépe rozpoznatelná je zpravidla syntexe xenolitů, a to zejména v takových případech, kdy je v hornině pozorovatelná ve všech stádiích : zachované, částečně a úplně magmatem „strávené“. Pokud jde o úlomky cizích magmatických hornin, řídí se jejich syntexe v podstatě postavením jejich minerálů v Bowenově reakčním schématu. V žádném případě, ať již uzavírá bazické magma kyselou horninu nebo naopak nejsou tyto v rovnováze s magmatem. Ve smyslu Bowenova reakčního schématu lze soudit, že asociace, které se dají zařadit do jeho dolní části vznikly pravděpodobně za nižších teplot, než asociace v části svrchní.

Obr. 21 Kontakt granitoidní horniny a kersantitu.

Z toho plyne, že granitový xenolit by měl být v bazaltovém magmatu roztaven nebo rozpuštěn. Protože však tento proces vyžaduje značnou tepelnou energii může k tomu dojít pouze v magmatu s dostatečně vysokou teplotou a pokud je na dostatek času na proběhnutí procesu. V případě, že bazaltové magma strhne xenolity teprve při výstupu na místo určení, proběhne syntexe jen částečně a nebo vůbec.. Ale odebráním tepelné energie potřebné k prohřátí úlomků se na hranicích xenolitů vyvolá krystalizace prvních minerálů z magmatu a tak se stává, že kolem takových xenolitů lze pozorovat lemy tvořené nejčastěji pyroxenem. Tyto lemy se tvoří nejen kolem granitových xenolitů ale např. i kolem xenolitů

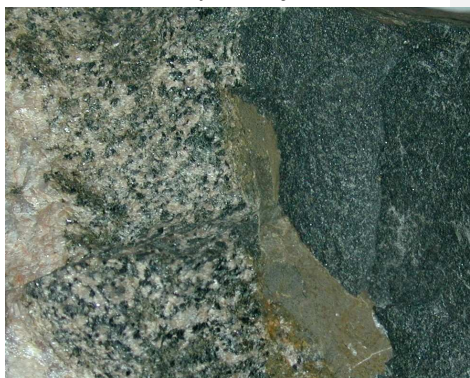


křemenných.



Obr. 22 Bazické xenolity v granitoidní hornině.

Pokud jde o opačný případ, kdy jsou bazické horniny uzavřeny v kyselém magmatu, reagují minerály takové horniny s magmatem obdobným způsobem jako minerály v reakčních sériích. Pyroxen je nahrazován



amfibolem, případně biotitem. I zde záleží ne teplotě magmatu, době trvání procesu a samozřejmě na přítomných těkavých složkách v magmatu, protože ty jsou potřebné pro tvorbu nově vznikajících minerálů. Složitější jsou pak procesy při nichž jsou magmatem přisvojovány xenolity hornin sedimentárních, zejména karbonátů a jílových.

Obr. 23 Granitoidní hornina „pohlčená“ bazaltem.

Magma vystupující kůrou z místa svého zrodu do místa krystalizace může asimilovat okolní horniny. Asimilovaný materiál mění (kontaminuje) chemické složení primárního magmatu, čímž vzniká „nová“ tavenina, která se po utužení často výrazně liší od originálního nekontaminovaného magmatu. Ze tří asimilačních procesů: tavení - reakce a rozpouštění, je pravděpodobně nejběžnějším procesem reakce.

Důkazem asimilačních procesů jsou xenolity cizorodých hornin v plutonických nebo vulkanických horninách.

Asimilace je termodynamický proces založený na následujícím principu:

teplo roztoku = teplo tavení = teplo míšení, kde

teplo roztoku je schopnost magmatu rozpustit okolní horninu – uzavřeninu (xenolit)

teplo tavení je tepelná kapacita pevné fáze + teplo krystalizace minerálů, které se procesu účastní

teplo míšení je teplo potřebné ke smíšení fází.

Za příklad asimilace si můžeme zvolit bazaltovou taveninu a granit - složený z křemene, živce (plagioklas a alkalický živec) a biotitu:

křemen, živec a biotit se roztaví

teplo potřebné k tavení pochází z tepla uvolňujícího se při krystalizaci olivínu a pyroxenu, nikoliv z tepla bazaltické taveniny

granitové uzavřeniny nebudou kompletně roztaveny (jde o částečné - parciální tavení) a výsledkem bude bazaltový andezit s uzavřeninami rozvlečeného, částečně stráveného (korodovaného) granitového materiálu.

V opačném procesu kdy granitové magma bude asimilovat bazalt, se bezvodé minerály v bazaltu (olivín, pyroxen a plagioklas) vlivem H₂O přemění ve slídy, amfiboly a epidot.

Teplo uvolňující se krystalizací křemene, živce a biotitu z granitové taveniny není tak vysoké, aby došlo k roztavení bazaltových uzavřenin. Výsledkem jsou pouze velmi malé změny ve složení původní granitické taveniny. Výsledkem takového procesu může být granit s xenolity hornin bohatých amfibolem.

Tab. 5 Základní přehled hlavních vlastností světlých až ultramafických hornin.

Deskriptivní označení	Felsická	Intermediální	Mafická	Ultramafická
Intruzivní				
(plutonit)	Granit	Diorit	Gabro	Peridotit
Extruzivní (vulkanit)	Ryolit	Andezit	Bazalt	Komatiit (velmi vzácný)
Průměrné složení	SiO ₂ - 72%	SiO ₂ - 58%	SiO ₂ - 50%	SiO ₂ - 45%
	Al ₂ O ₃ - 14%	Al ₂ O ₃ - 17%	Al ₂ O ₃ - 16%	Al ₂ O ₃ - 4%
	MgO - 1%	MgO - 3%	MgO - 7%	MgO - 31%
	FeO - 3%	FeO - 7%	FeO - 11%	FeO - 10%
ostatní	10% (K ₂ O, Na ₂ O)	15% (CaO, Na ₂ O)	16% (CaO a Na ₂ O)	10% (CaO)
Minerální složení	Křemen, alkalické živce,	Ca-Na plagioklasy,	Ca-plagioklasy Pyroxen,	Olivín, Pyroxen, Ca-plagioklasy

	kyselé plagioklasy Slidy, amfibol	Amfibol, ±pyroxen ± křemen	±Amfibol, ± Olivín	
Barva	Velmi světlá	Středně šedá až zelená	Tmavě šedá až černá	Velmi tmavě zelená až černá
Specifická hmotnost (g/cm ³)	2.7(nejnižší)	2.85	3.0	3.3(nejvyšší)
Umístění	Většina kontinentů	Většina magmatických (vulkanických) oblouků (kontinentální a ostrovních oblouků)	Oceánské hřbety, oceánské ostrovy a kontinentální platóbazalty	Plášť
Teplota tavení (°C)	600° - 800°C (nízká)	800°- 1000°C	1000°- 1250°C	Více než 1600°C (vysoká)
Obsah plynů	Vysoký	Střední	Nízký	nízký
Viskozita	Vysoká	Střední	Nízká	Velmi nízká
Průběh erupce	Velmi explozivní	Explozivní i efuzivní	Převážně efuzivní	Nebyl pozorován
Typický charakter terénu	Kontinentální řetězce, kaldery, kužely, lávové kupoly	Stratovulkány (smíšené vulkanické kužely)	Štitové vulkány (např. Havaj), zlomové a deskové proudy plató bazaltů (např. platóbazalty Columbia River).	

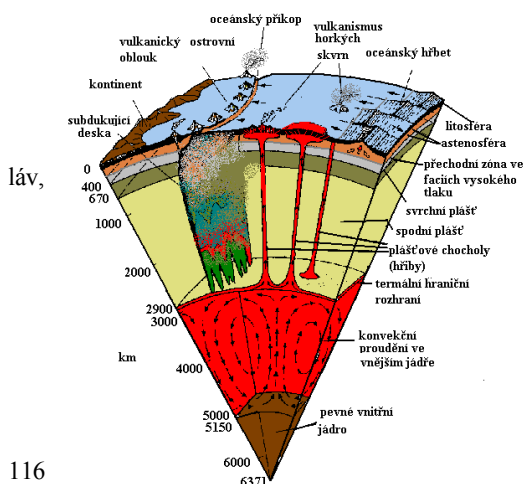
5 Magmatické procesy litosférických desek

4.35 Typy kůry a základní rozdíly mezi nimi

oceánská kůra: 70% zemského povrchu, 10-12km, monotónní složení (tholeitické bazalty), vyšší hustota-2,9, menší stáří.

Oblasti tvorby oceánské kůry: středooceánské hřbety, abysální plošiny, příkopy, kontinentální okraje (šelf + svah).

Složení: vrstva sedimentů, vrstva pillow vrstva gaber + bazaltové žíly, vrstva kumulátů. Chemické složení (průměr): SiO₂ 47-51%, vysoké obsahy MgO a CaO, málo litofilních prvků (Cs, Rb, K).
Druhy bazaltů: MORB, tholeitický bazalt ostrovních oblouků, vápenato-alkalický bazalt ostrovních oblouků, alkalické bazalty oceánských ostrovů.



kontinentální kůra: 39% zemského povrchu, 20-90km, nižší hustota-2,8, velké stáří.

Oblasti výskytu kontinentální kůry: štíty, platformy, pásemná pohoří. Složení: vrstva sedimentů (10-15km), vrstva bazických granulitů a bazaltů. Chemické složení (průměr): SiO₂ 58-63%, nízké obsahy MgO a CaO a více TiO₂, Al₂O₃, Na₂O a K₂O než oceánská kůra, vysoké obsahy litofilních prvků ve spodní části kontinentální kůry.

Obr. 24 Magmatické horniny – procesy – I

Teorie litosférických desek je založena na otevírání a uzavírání se oceánských bazénů (viz. Obr.24).

Na základě geotektonických podmínek lze magmatické taveniny zemské litosféry rozdělit do několika skupin podle režimu litosférických desek:

Magmata oceánské litosféry :

magmata oceánských riftů(středooceánských hřbetů) a oceánské dna

magmata horkých skvrn oceánských ostrovů

magmata ofiolitových sekvencí

Magmata okrajů kontinentů a magmata ostrovních oblouků :

tholeiitová série ostrovních oblouků

vápenato-alkalická série ostrovních oblouků

Magmatická aktivita v kontinentální kůře :

vznik magmat spojený s proniky pláště do kůry :

vulkanismus kontinentálních riftů

platóbazalty (trappová formace)

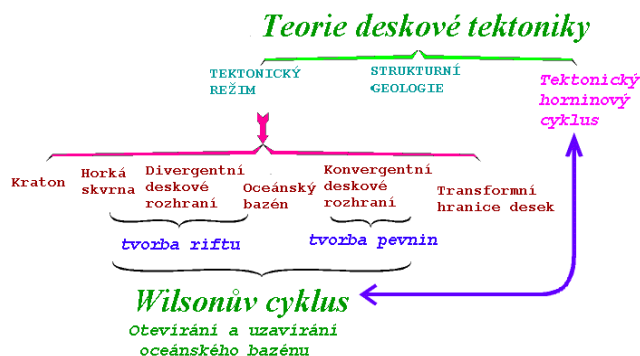
kimberlity

ultrabazická efuziva (komatiity, mejmečity)

Vznik magmat v kůře

formování granitových plutonů

anortozity (anortozitové „pulsy“)

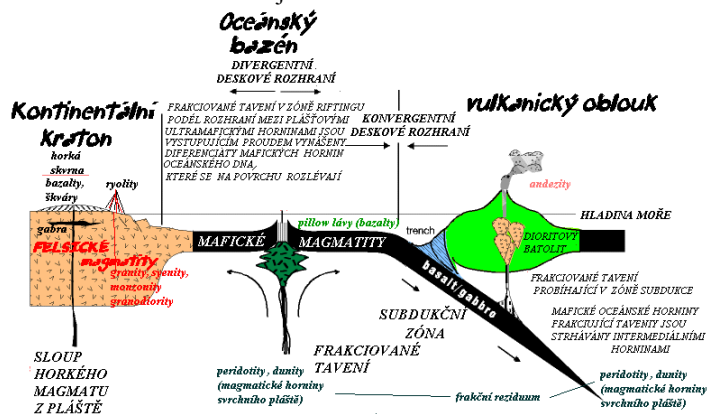


Obr. 25 Magmatické horniny – procesy II

4.35.1 Formace oceánské kůry

- středooceánské hřbety
- transformní zlomy
- subdukční zóny

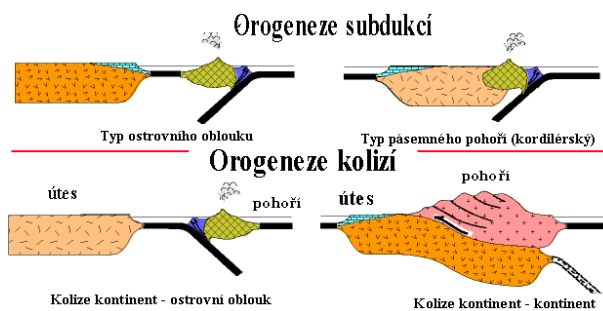
- ostrovní oblouky
- aktivní kontinentální okraje



Obr. 26 Tvorba litosféry – frakcionace litosférických desek

4.35.2 Formace kontinentální kůry

- štítové oblasti
- platformní oblasti
- pásemná pohoří



Obr. 27 Typy orogenezi

4.35.3 Kritéria tektogeneze a tektonické pozice granitoidů

Teorie litosférických desek a vztahu magmatismu ke globální tektonice přinesla snahy o nová geochemická členění magmatitů. Z četných návrhů na geochemicko-tektonickou klasifikaci granitoidních hornin je nejčastěji užíváno dělení vyvřelin na I a S typ granitů (Chappell-White 1974, tab. 2). K těmto základním typům jsou řazeny další M a A a indikační poměry prvků jsou různými autory upravovány.

Tab. 6 Charakteristické rysy I a S typu granitoidů (Chappell -White 1974)

I-typ	S-typ
-------	-------

Relativně vysoký obsah $\text{Na}_2\text{O} > 3,2\%$ ve felzických varietách klesá na $> 2,2\%$ v mafičtějších typech hornin, nízký poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$	Poměrně nízký obsah $\text{Na}_2\text{O} < 3,2\%$ v horninách $\text{K}_2\text{O} = 5\%$ klesá na $< 2,2\%$ v horninách s $\text{K}_2\text{O} = 2\%$, vysoký poměr $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$
Molární $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} < 1,5$	Molární $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 1,5$
CIPW: diopsid nebo korund $< 1\%$	CIPW: korund $> 1\%$
Široký kompoziční rozsah $\text{SiO}_2 = 53$ až 76% , vysoký obsah CaO v mafických typech, nízké obsahy Cr a Ni	Složení poměrně omezené na typy s vysokým obsahem $\text{SiO}_2 = 65$ až 74% , nízké obsahy Ca a Sr , vysoké obsahy Cr a Ni
Téměř lineární variační diagramy, pravidelné isochrony	Variační diagramy jsou nepravidelné, isochrony jsou tvořené značně rozptýlenými body
Typické minerály: amfibol, biotit, titanit, apatit uzavíraný v biotitu a amfibolu	Běžný je muskovit, biotit může být velmi hojný (až 35%), monazit, granát, cordierit, apatit ve tvaru izolovaných větších krystalů
Xenolity amfibolových hornin vyvrhelého vzhledu	Xenolity metasedimentů (vzácně i amfibolových hornin)
Často silná sekundární foliace	Textura masívní, nebo výrazná primární foliace
Ve složených batolitech, obvykle mladší plutony	V složitějších batolitech často starší plutony
$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,704-0,706$	$= > 0,708$
Ložiska W , Mo , Cu -porfýrových rud	Ložiska Sn spojené se značně prokřemenělými varietami
Celohorninový poměr $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ je vysoký	Celohorninový poměr $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ je nízký
Vysoká magnetická susceptibilita	Nízká magnetická susceptibilita

M - (mantle, plášťové)- předpokládá se, že vznikly diferenciací v nejsvrchnějším plášti. Vyskytují se v úzkých pásech podél subdukčních zón a zpravidla je pro ně typická nízká hodnota $\delta^{18}\text{O}$ (ukazující na primitivní bazaltové zdroje), nízký poměr $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a nízký obsah **Rb**.

I - (intruzivní) - vznikly remobilizací původního granitového materiálu na bázi kontinentální kůry. Nízká hodnota $\delta^{18}\text{O}$ a poměru $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (nižší než $0,707$) ukazuje na primárně vyvrhelý zdroj. Vystupují v blízkosti významných kůrových rozhraní a jsou s nimi spjata ložiska porfýrových rud **Cu** a **Mo** a skarnové rudy **W-Mo-Cu**. **S** - (sedimentární) - jsou nejčastější. Všechny jsou přesyceny hliníkem, mají nízký stupeň oxidace v důsledku redukčních procesů uhlíkem obsaženým v sedimentech. Proto neobsahují **magnetit**. V souvislosti s adsorpcí v jílech bývají obohaceny tranzitními prvky a $\delta^{18}\text{O}$ je nižší než 10 . Mají vysoký podíl $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ v důsledku koncentrace **Rb** v sedimentech. Jednoduché složení **REE**. Jsou s nimi spjata ložiska **Sn** (viz tab. 3)

Tab. 7 Typy granitů jejich charakter a geologické prostředí (Pitcher 1983a, b)

M-typ	I kordilierový-typ	I kaledonský -typ	S-typ	A-typ
-------	--------------------	-------------------	-------	-------

plagiogranit je podřízený gabru	Dominantní postavení má tonalit, ale existuje široké kompoziční spektrum: diorit až monzogranit, se širokým SiO ₂ rozsahem, asociace s gabrem	Granodiorit - granit v kontrastní asociaci s malými tělesy amfibolových dioritů a gaber	Granity s vysokým, ale úzkým rozsahem SiO ₂ . Leukokratní monzogranity převažují, ale lokálně jsou významné granitoidy s vysokým obsahem biotitu	Biotitický granit ve vývojové sérii s alkalickým granitem a syenitem. Velmi kontrastní acido-bazický vztah
Amfibol a biotit; pyroxen a magnetit	Amfibol a biotit; magnetit, titanit	Převládá biotit; ilmenit a magnetit	Muskovit a červený biotit; ilmenit, monazit, granát, cordierit	Zelený biotit. Alkalické amfiboly a pyroxeny, v alkalických typech astrofylit
K-živce intersticiální, mikrografický	K-živce intersticiální a xenomorfní, růžový v makrozorku	K-živce obvykle intersticiální a zatlačující, růžový v makrozorku, často bohatý na křemen	K-živce často jako megakrysty s dlouhou historií, makroskopicky bílý. Autometasomatické variety	Pertity
Bazické vyvřelé xenolity	Xenolity dioritové; mohou reprezentovat restitový materiál	Směšené xenolity převládají	Metasedimentární xenolity	Příbuzné xenolity, rovněž shluky bazického magmatu
Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O<1	Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O<1.05	Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O =1	Al ₂ O ₃ /CaO+Na ₂ O+K ₂ O>1,5	Často peralkalický, poměrně bohatý na fluor
Typické iniciální poměry $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,704$	$\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} < 0,706$	$\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} 0.705 - 0,709$	$\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$	Značný rozsah $\delta^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0,703-0,712
Drobné křemen-dioritové až gabrové složité plutony	Velké mnohonásobné, lineární batolity s řadou složitých cauldronů	Rozptýlené, izolované komplexy mnohonásobných plutonů a deskovitých těles	Mnohonásobné batolity, plutony a deskovitá tělesa menších objemů a běžnější diapirové než I-typy	Mnohonásobné, centrické, cauldronové komplexy poměrně malého objemu
Spjatý s vulkanismem ostrovních oblouků	Spojený s velkými objemy andezitů a dacitů	Někdy spojené s bazalt-andezitovými lávami typu "plateaux"	Může být spojený s lávami obsahujícími cordierit, ale za charakteristický rys je považována absence objemných vulkanických ekvivalentů	Spojený s kalderově-centrovanými alkalickými lávami

Krátkodobý, udržovaný plutonismus	Velmi dlouhotrvající, epizodický plutonismus	Krátkodobý, udržovaný plutonismus postkinematický	Udržovaný plutonismus středního trvání, syn- a postkinematický	Krátkodobý plutonismus
Oceánský ostrovní oblouk typu Fiji	Andynotypní okrajový kontinentální oblouk a některé ostrovní oblouky např. Nová Guinea	Kaledonský "post-closure" výzdvih	Hercynotypní kontinentální kolize a enkratonická střížná pásma	Postorogenní, nebo anorogenní pozice
Otevřené vrásky, poklesový typ metamorfismu	Vertikální pohyby, malé laterální zkrácení, poklesový typ metamorfismu	Ploché a strmé zlomy, retrogradní metamorfismus	Velké zkrácení, nízkotlaký metamorfismus v břidličných pásmech; částí Granite Series	Dómování, rifting
Porfyrová Cu-Au mineralizace	Porfyrová Cu-Mo mineralizace	Vzácně silně mineralizovaný	Sn a W-greisenová a žilná mineralizace	Kolumbit, kasiterit, fluorit

A - (anorogenní, aluminiové) - jsou to hypersolvní granity, felzitické až alkalické (s *egirínem*). Obsahují materiál granitických a metamorfních komplexů, nemají xenolity a vyskytují se nejčastěji v kontinentálních riftových zónách. Charakteristický pro ně je vysoký obsah **Ga** a **Ga/Al**, nízký obsah **Eu**. Mají vysoké obsahy **F** a **Cl**. Vznikají jako produkt krystalizace zbytkových roztoků frakcionační krystalizace. Jsou s nimi spojeny skarny **W-Sn-F**, **Mo-Bi**, **W-U-Th** žíly, greiseny **Sn**, skarnová a porfyrová ložiska **Sn**. První zařazení do této klasifikace provedli Cambel et. al.(1980) při petrogenetické korelaci granitoidů českého masívu a Západních Karpat a Klomínský et al. (1981) pro hlavní typy granitoidů českého masívu, Západních Karpat a Kavkazu na základě ukazatele, který je i v cizině nejběžnější, to jest vztahu alkálií a kalcia ku hliníku. **I/S** klasifikaci granitoidů Západních Karpat se zabývali Cambel a Petřík (1982), Cambel a Vilinovič (1989). Další dělení je vyjádřeno v mapě Pokorného a Jakeše (in Vacek et al. 1983), kteří ovšem klasifikují jednotlivé masívy jinak než autoři výše uvedení. A to tím způsobem, že předvariské typy řadí k typu **I** a variské k typu **S**. Toto dělení není zřejmě provedeno na základě výpočtu geochemických ukazatelů, ale na základě celkové charakteristiky a metalogenetické specializace těchto masívů (sepětí **Cu** a **Mo** s předvariskými a **Sn** s variskými granitoidy). Nejnověji Štemprok (1986) použil pro charakteristiku krušnohorských a západočeských granitoidních masívů poprvé komplexní ukazatele. Podle uvedených kritérií granitoidy brněnského plutonu představují horniny přechodné mezi **I/S** typy. Rozlišujícím kritériem nemůže být ani typ zrudnění, protože často spíše závisí na možnostech mobilizace rudných prvků v plášti těchto plutonů než na geochemické typologii granitoidních hornin.

Ishiharova (1977) klasifikace mesozoicko-tercierních granitoidů Japonska na *magnetitovou* a *ilmenitovou* sérii se oproti výrazně genetické **I/S** klasifikaci zdála zpočátku značně deskriptivní. Dnes je její genetický charakter nepopiratelný. Hlavní příčinou odlišných mineralogických a chemických charakteristik obou sérií (tab.20) je rozdílná fugacita kyslíku v čase evoluce granitoidních magmat. v nichž je disociovaná **H₂O** hlavním oxidačním činitelem pro magmata *magnetitové* série a přítomnost "kúrového" uhlíku je nejpodstatnějším redukčním činitelem pro magmata *ilmenitové* série. Podle Ishihary (1979,1981) se obě série liší jak hloubkou vzniku tak i způsobem umístění magmatu; ze zdroje pocházejícího z rozmezí

svrchního pláště-spodní kůry vystupuje magma **magnetitové** série, v tenzním prostředí, vyplňování puklin a zlomů, zatím co ze spodní kůry vystoupilo magma **ilmenitové** série v kompresním prostředí "stopingem" a zlomovým tavením. I přesto že bližší vztah k procesům subdukce vykazuje pouze **magnetitové** série, přesto obě tvoří paralelní pásma v oblastech ostrovních oblouků a kontinentálních okrajů. Obě série mohou být zastoupeny jak v rámci **I** tak i **S** typu granitoidů. Uvedené klasifikace lze aplikovat i na vulkanické intermediální a kyselé horniny.

Jak vyplývá z modu granitů, i přes označení "granit" vystupují v jednotlivých definovaných skupinách i další typy velmi široce definované škály "granitoidů" (viz tab. 19).

V terminologii "granitů" se v literatuře stále setkáváme se Shandem (1926) navrženými termíny:

peraluminiový granit - $A/CNK > 1.0$

metaaluminiový granit - $A/NK > 1.0$ a $A/CNK < 1.0$

peralkalický granit - $A/NK < 1.0$

kde k výpočtu se používají molární poměry těchto veličin: $A=Al_2O_3$, $C=CaO$, $N=Na_2O$, $K=K_2O$.

V některých případech bývají granitoidní horniny charakterizované i podle vápenato-alkalického indexu (Peacock), a to na základě SiO_2 obsahu kdy $Na_2O/K_2O = 1$ (viz tab. 4)

Tab. 8 Charakteristika granitoidních hornin podle vápenato-alkalického indexu

SiO_2 (hm.%)	vápenato-alkalický index
<51.0	alkalický
51.0-56.0	alkalicko-vápenatý
56.0-61.0	vápenato-alkalický
>61.0	vápenatý

Barbarin (1990) ve své klasifikaci bere do úvahy místo vzniku tavenin a jejich geochemický typ:

- I. granity krustálního původu (C) - continental
- II. granity smíšeného původu (H) - hybrid
- III. granity plášťového původu (T, A) - tholeiitic+alkaline

Základní charakteristiku typů shrnul Barbarin v tab. 5.

Tab. 9 Základní charakteristika typů granitoidů podle Barbarina (1990)

CST	Crustal Shearing and Thrusting group: intruzivní dvojslídne leukogranity asociující s krustálními pohyby, které probíhaly během procesu kolize (events)
-----	---

CCA	Crustal Collisional Autochthonous or Intrusive group: peraluminiové, autochtonní nebo intruzivní, bohaté na biotit, obsahují Al-silikáty, vznikají během kolize
HLO	Hybrid late Orogenic group : vápenato-alkalické, převážně s převahou K nad Na, často K-živec-fyrické monzogranity umístěné během postkolizních zdvihů
HCA	Hybrid Continental Arc group: bohaté na amfibol, vápenato-alkalické granodiority a tonality umístěné na kontinentálního okrajích nad aktivní subdukční zónou
TIA a TOR	Tholeiitic Island Arc a Tholeiitic Oceanic Ridge groups: tholeiitické granitoidy asociující s ostrovními oblouky nebo s vulkanity středně oceánských hřbetů
A	Alkaline granites: alkalické až (vzácně) peralkalické na perthit bohaté granitoidy s obsahem alkalických amfibolů a alkalických pyroxenů - asociují se vznikem dómů a riftových struktur na kontinentech

Dobře definovaná granitová tělesa mohou potom sloužit jako "geotectonic tracers" pro rekonstrukci paleodynamických podmínek jejich vzniku.

Maniar a Piccoli (1989) vyčlenili orogenní a anorogenní granity (= granitoidy viz tab. 6, 7):

Island Arc granites (IAG) - jsou svým výskytem vázané na magmatické oblouky, které vznikly subdukcí jedné oceánské desky pod druhou. Masivy tohoto typu jsou známé z Papue New Guinea.

Continental Arc Granites (CAG) - vznikají subdukcí oceánské desky pod kontinentální - magmatity granitové řady se vyskytují na okraji kontinentální desky. Jako prototypy **CAG** slouží batolity Sierra Nevada a Idaho.

Continental Collision Granites (CCG) - vznikají při kolizi kontinent - kontinent. Za příklady jsou brány masivy vysokých Himalají a Armorický masív ve Francii.

Post-Orogenic Granites (POG) - intrudují v posledních fázích orogeneze, resp. po ní. Tyto masivy jsou prostorově i časově spojené s orogenním procesem. Představují přechodný typ, který spojuje orogenní aktivitu a kratonizaci oblastí.

Rift-Related Granites (RRG) - jsou vázané na rifting kontinentální kůry. Proces může být rozdělaný na stadia: výzdvih kontinentální kůry - tvorba riftového grabenu - tvorba oceánského bazénu. Tvorba granitových masívů je převážně vázaná na etapu tvorby riftového grabenu. Jako typomorfní objekt jsou uváděny permské intruze Oslo grabenu.

Continental Epeirogenic Uplift Granites (CEUG) - jde o intruze, vázané na kontinentální vyklenutí, které následovně nepřešlo do tvorby riftu. Výzdvih je ve většině případů vázaný na diapírové vyklenutí svrchního pláště (hot-spot aktivita).

Oceanic Plagiogranites (OP) - jedná se o malé masivy plagiogranitů vázané na ofiolitové komplex. Byly však popsány i oceánských ostrovů a středooceánských hřbetů. Váží se na svrchní části magmatických členů ofiolitových komplexů.

Tab. 10 Minerály v granitoidech různých geotektonických prostředí (Maniar, Piccoli 1989)

orogenní					anorogenní		
	IAG	CAG	CCG	PCG	RRG	CEUG	OP
typ minerálu	2 živec perth <plg	2 živec perth <plg	2 živec perth.-plg	2 živec perth > plg	1 živec perth ±alb (primární?)	1 živec perth ±alb (primární)	1 živec plagioklas
složení perthitů (molekulární)	>Ort 75	>Ort 75	>Ort 75	>Ort 75	<<Ort 50	<<Ort 50	
složení plagioklasů	oligoklas-andezín	oligoklas	oligoklas	oligoklas	albit	albit	oligoklas-andezín
typ minerálu	biotit± hbl±prx	biotit± hbl±epi	biotit muskovit±tur±crd±sil±grt	biotit± hbl nebo biotit± muskovit	biotit± hbl ± prx nebo alkal. amf ± biotit ± hbl ± prx		hbl ± prx
H ⁺ /B ⁺	<0.2-2.5	<0.2-2.5	<0.2-2.5	<0.2-2.5	>2-2.5	>2-2.5	>2-2.5
M ⁺ /B ⁺		<1.3	>1.3	<1.3			

Tab. 11 Chemické složení granitoidů různých geotektonických prostředí (Maniar, Piccoli 1989)

orogenní					anorogenní		
	IAG	CAG	CCG	PCG	RRG	CEUG	OP
obsah SiO ₂ hm. %	60-68 unimodální	62-76 unimodální	70-76 unimodální	70-78 unimodální	72-78 60-63 bimodální	71-77 60-62 bimodální	61-78 unimodální
vápenato-alkalický index	vápenatý až vápenato-alkalický	vápenato-alkalický	vápenato-alkalický až alkalicko-vápenatý	alkalicko-vápenatý	alkalický	alkalický	vápenatý
Shandův index	převažuje metaaluminiový	metaaluminiový, peraluminiový	peraluminiový	peraluminiový, metaaluminiový vzácně peralkalický	vzácně peraluminiový, metaaluminiový, peralkalický	vzácně peraluminiový, metaaluminiový, peralkalický	peraluminiový, metaaluminiový
Na ₂ O/CaO hm. %	~1.0	~<4.0	~2.0-10.0	~2.0-18.0	~2.0-25.0	~1.0-12.0	~<4.0
Na ₂ O/K ₂ O hm. %	~0.4-3.0	~0.4-2.0	~0.4-1.5	~0.6-1.2	~0.7-1.0	~0.6-1.0	0.0-50.0
MgO/FeOtot hm. %	0.3-0.85	0.10-0.50	0.05-0.6	0.02-0.30	0.0-0.20	0.0-0.12	0.0-0.70

MgO/ MnO hm. %	12.0-28.0	2.0-38.0	2.0-45.0	2.0-18.0	0.0-7.5	0.0-7.5	0.0-50.0
Al ₂ O ₃ / (Na ₂ O+ K ₂ O) (molar)	>1.5	>1.1	>1.1	0.9-1.4	<1.15	<1.15	>1.0

Tab. 12 Formace granitů souhlasná s tektonickými podmínkami podle Pearce et al. (1984)

formace granitů oceánských hřbetů	ORG ocean-ridge granites	asociace granitů normálních oceánských hřbetů
		asociace granitů anomálních oceánských hřbetů
		asociace granitů vrcholových částí obloukových příkrovů hřbetu
		asociace granitů předobloukových příkrovů hřbetu
formace granitů vulkanických oblouků	VAG volcanic-arc granites	asociace granitů vulkanických oblouků s převládajícími tholeiitickými bazalty
		asociace granitů vulkanických oblouků s převládajícími vápenato-alkalickými bazalty
		asociace granitů aktivních okrajů kontinentů
formace vnitrodeskových granitů	WGP -within-plate granites	asociace granitů intrakontinentálních kruhových komplexů (prstencových)
		asociace granitů zelažující se kontinentální kůry
		asociace granitů oceánských ostronů
formace kolizních granitů	COLG collisional granites	asociace syntektonických granitů kolize kontinent-kontinent
		asociace posttektonických granitů kolize kontinent-kontinent
		asociace syntektonických granitů kolize kontinent-oblouk

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 : (Na₂O + K₂O), vysokým poměrem K/Rb, nízkou hodnotou delta O18 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 prstencových struktur s minerály bohatými Fe (annit, riebeckit, hastingsit a pod.) 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 křemen-živcového složení a restit odpovídající složením amfibolitové facií za nižších teplot a granulitové facií za vyšších.

V archaiku vznikaly suity I typu granitoidů. 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;

↪ magmata s vysokým obsahem Ba a Sr, nízkými obsahy HREE a vysokým poměrem K : Rb

↪ nízký obsah Ba, Sr, vysoký obsah HREE a nízký poměr K : Rb

Hloubky vzniku magmat v kůře nejsou zcela jasné. Zatímco potřebné teploty jsou zpravidla dosahovány ve spodní kůře (teploty nad 640°C), složení bazické spodní kůry neodpovídá složení těchto magmat. Vedle magmatických existují v zemské kůře i další horniny plutonického charakteru, které vznikly jinými procesy, a to metasomatickými a metamorfně diferenciacními. Jejich podíl je však podstatně nižší, než podíl hornin, které jsou produktem magmatické diferenciacce nebo asimilace.

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

Granitoidy vznikají:

↪ diferenciací bazického magmatu

↪ metasomatickým přínosem alkalických prvků do hornin jiného původu

↪ parciálním nebo úplným tavením granitorulové vrstvy kontinentální kůry

Tyto principy vzniku odpovídají hlavním procesům, které se podílejí na tvorbě kontinentální kůry:

↪ oddělením kůrové hmoty z materiálu svrchního pláště (peridotit, pyrolit, eklogit), alespoň lokálně nasyceného vodou. Při tvorbě kůry se uplatňuje jak diferenciacce, tak vytavování

↪ granitizací oceánské kůry - nejednoznačně chápaný proces metamorfně-metasomatických přeměn oceánské kůry fluidy svrchnoplášťového původu, které způsobují postupnou přeměnu (granitizaci) horninových komplexů

↪ procesy parciálního tavení v zónách ostrovních oblouků, při subdukci oceánské kůry (bazické vyvřeliny a sedimenty) za vzniku tavenin intermediárního a kyselého složení

4.36 Představy vzniku zemských desek

V poslední době došla značné obliby představa o tzv. plášťové 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 – mediteranní 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 primitivní spodní plášť s obohacenou vrstvou a mnoha inhomogenitami uvnitř, obohacenými nebo ochuzenými (viz. Maxwell).

Podle jiného je kontinentální chemická výměna mezi jádrem a pláštěm a spodním a svrchním pláštěm. Podle dalších jsou hlavní magmatické reservoáry ve svrchním plášti a spodní plášť je ochuzený krystalický zbytek ranné diferenciacce 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.

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 (4,7 - 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.

Hypotézy složení prvotní kůry:

Oceánské složení - nejstarší horniny jsou bazického složení

Sialické složení - granitická jádra štítů, vzniklá diferenciací praplastů. Jsou starší než zelenokamové pásy!

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. Podle Jakeš - White (1971) vznikají v první fázi oceánské tholeiity, které jsou ve srovnání s svrchním pláštěm obohaceny o lehké nekompatibilní prvky (Rb, K, Cs, REE), zatímco komplementární reziduální ultrabazika zůstává ve svrchním plášti a jsou relativně obohacena o refraktorní 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 $Na_2O:K_2O$, obsahy Pb, K, Th, V, Ba, Rb, nižší 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. Stává se tak opět odpadštěm nepotřebných prvků.

Třetí fáze je reprezentována magmatismem andského typu, s Ca asociací tonalit-granodiorit, které již odpovídají 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.

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_2 a H_2O se snižuje jak v případech 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. Nejstabilnější z běžných minerálů je flogopit, v němž je voda natolik pevně vázána, že se podle experimentů předpokládá možnost jeho zachování až do hloubek kolem 100 km. V těchto hloubkách, do nichž se horniny dostávají např. při subdukcii 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,

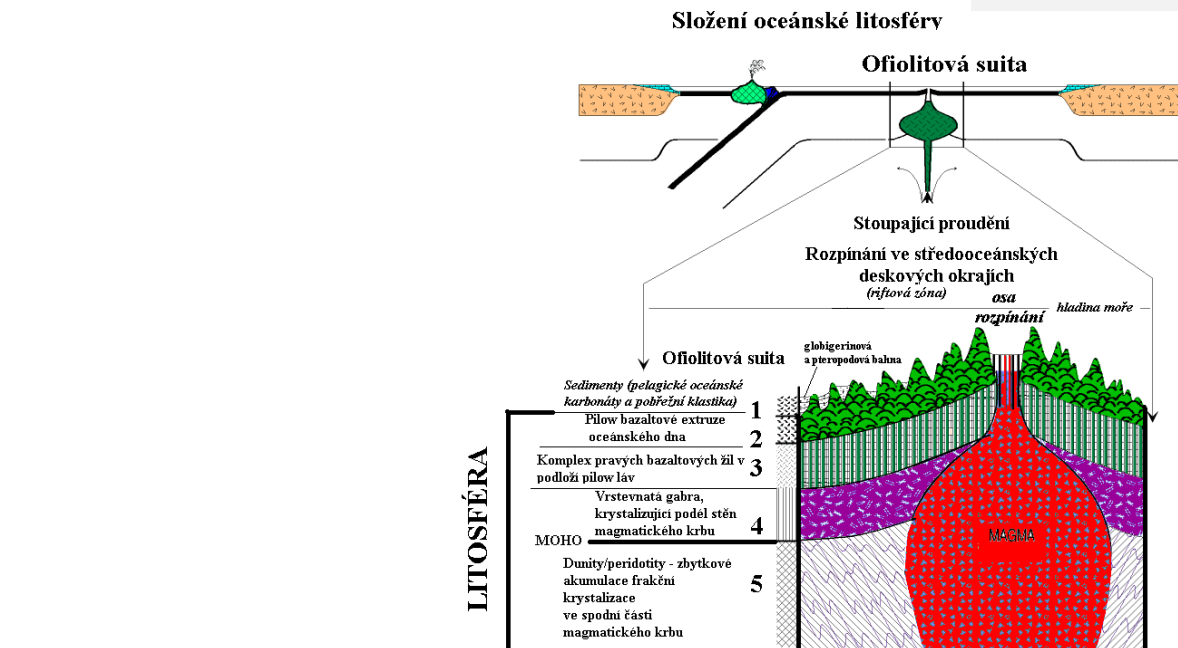
facie plášťových eklogitů zahrnuje pole grospyditů (anortit + grossular + kyanit + křemen) a pole korundových eklogitů (granát + diopsid + kyanit + spinel). Hranice vůči korovým eklogitům je dána stabilitou Mg - amfibolu : amfibol + enstatit + granát + diopsid.

4.37 Magmata oceánské litosféry

4.37.1 Magmata riftových zón a středooceánských hřbetů - bazalty oceánské (OFB, MORB)

Diapirový 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 chondritům. Charakteristická je bimodální asociace tholeiit (gabro) a leukogranit (plagiogranit). Podobné asociace 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 termem (vznikají ložiska typu Beshi, Kypr).

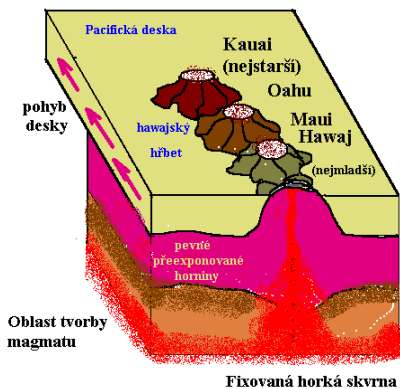
Bazalty středooceánských hřbetů jsou v důsledku diferenciacních pochodů oproti původnímu plášťovému materiálu (pyrolitu) obohaceny o některé litofilní prvky (Rb, Ba, Sr, Al, U, Si) a naopak vzniklé residuum, za které jsou považována kumuláty typu alpských ultrabazik je obohaceno o Cr, Ni a Mg. Mají nízké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



Obr. 28 Rozpínání oceánského dna tvorba MORB bazaltů

4.37.2 Magmata horkých skvrn (bazalty oceánských ostrovů)

Magmata oceánských ostrovů (Hawaii, Sv. Pavel, Sv. Helena, Azory, Afar, Markézy, Tuburai,

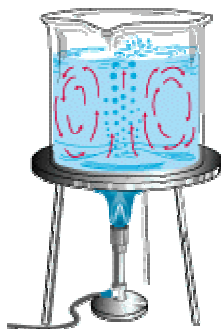


Mururora, Pitcairn apod.) jsou výrazně odlišná od magmat riftových zón (konvergentních rozhraní). Jsou zastoupeny primitivní tholeiity a alkalické bazalty (fonolit, trachyt, hawaiiit-mugearitová (s výrazným obsahem uranu) asociace tzv. HIMU) jako produkty různých etap tavení pláště ve spodních částech 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.

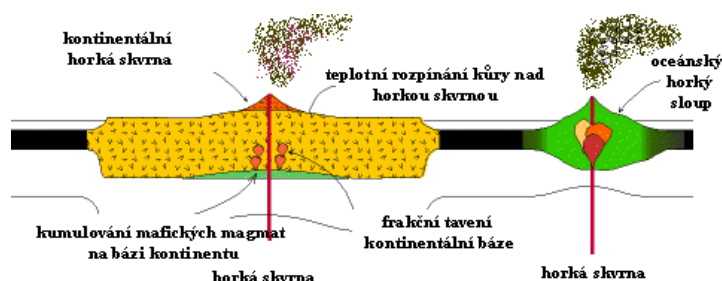
Obr. 29 Posun litosférické oceánské desky nad stacionární horkou skvrnou – nejznámější příklad havajské ostrovy

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 středoocéánských hřbetů, ale nemohou být odvozovány přímo z recyklované oceánské kory.



Obr. 30 tepelné proudy – představa horkých skvrn

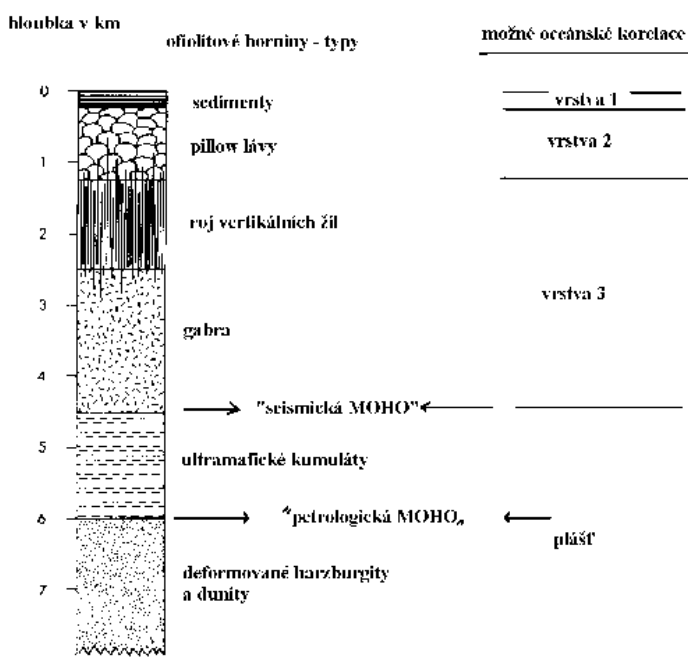


Obr. 31 Představa vzniku horkých skvrn kontinentálního a oceánského typu

4.37.3 Magmata ofiolitových sekvencí

Označení ofiolity (G.Steinmann 1927) bylo původně použito pro třídu hornin (bazické vulkanity – bulžníky, radiolarity – karbonáty) například ve svrchním proterozoiku Barandienu, přičemž se magmatické členy této třídy označovaly podle H. Stilleho (1936) jako produkty iniciálního vulkanismu. Podle usnesení Petrose (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 (viz obr. 27). Úplný ofiolitový komplex má (od podloží k nadloží) tyto členy: *metamorfované, ultramafity*, tvořené proměnlivým podílem lherzolitů, harzburgitů a dunitů. Charakteristická pro ně je serpentinizace. Odpovídají spodní části oceánské kůry, *gabro peridotitový (resp. kumulátový) komplex* je charakterizován kumulátovými struskami, kumulátové peridotity a pyroxenity jsou v podstatě nemetamorfované, *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, *lávy typu pillow (spility)*, příkladem mohou být ofiolitové komplexy masivu Troodos na Kypru Bay of Islands na Novém Foundlandu a Východní Papua na Nové Ginei. 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. Akumulace spjaté s ofiolitovými komplexy: kyzové rudy spjaté s pilow lávami, které vznikly vyluhováním z bazaltů a vysrážením (kyperský typ, Troodos) akumulace spjaté s ultrabazity, primární rudy Cr, Ni (chromit, pentlandit)

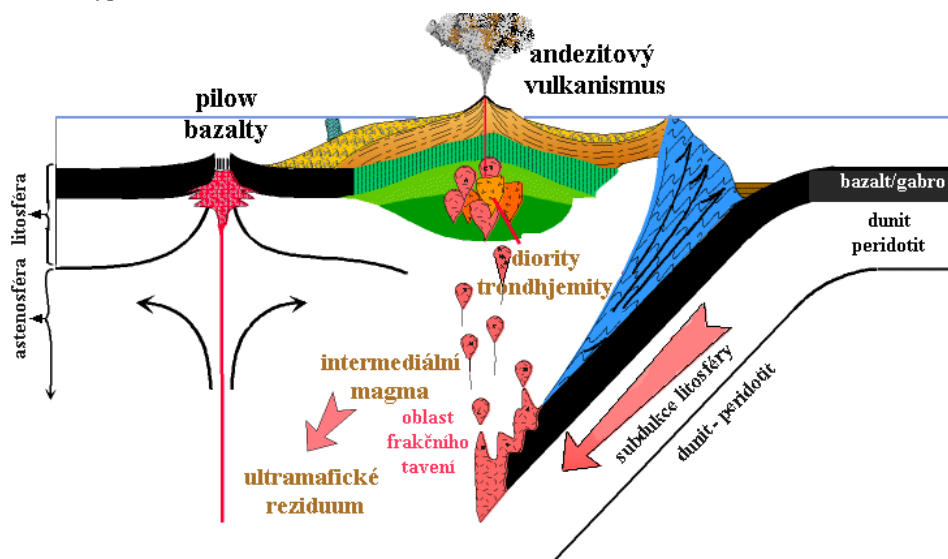


Obr. 32 Členění ofiolitového komplexu

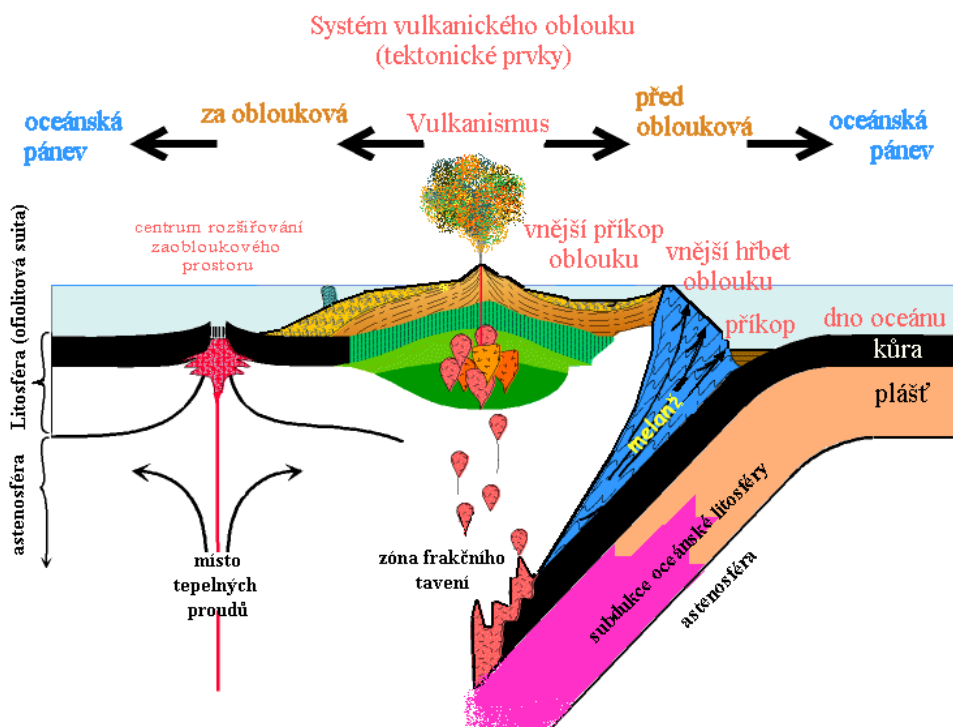
4.37.4 Magmata na okrajích kontinentů

Magmata ostrovních oblouků jsou tvořena nejčastěji výlevnými horninami vápenatoalkalické suity, označovanými jako bazalt–andesit–ryolitová asociace či orogenní vulkanická série. Bazalty této skupiny jsou vysoko-aluminiového typu, běžně obsahují hypersten (který bývá přítomen ve všech bazičtějších členech série).

V kyselých členech převládají nejprve lávy vápenatoalkalické později Na-alkalické nebo horniny šošonitové série, které jsou bohaté alkáliemi (6,5-7 % 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 fonokrysty (hlavně plagioklasů) a v kyselejších i křemene. Časté jsou však i fenokrysty olivínu, biotitu, granátu, mnohé fonokrysty jsou po okrajích korodovány, olivínové mají reakční lemy tvořené hyperstenem.

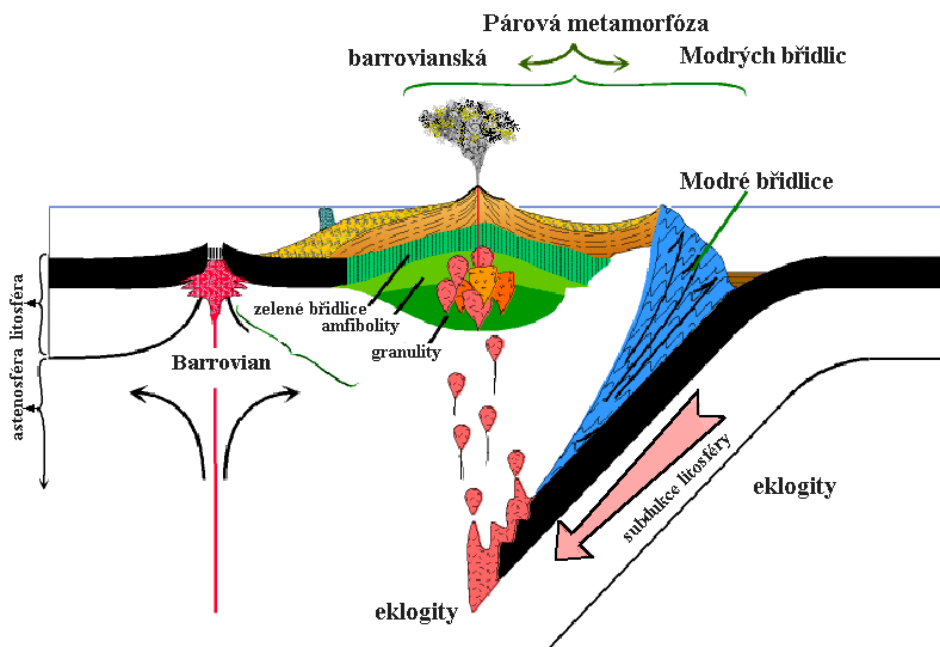


Obr. 33 Představa vzniku ostrovního oblouku – magmatická



Obr. 34 Představa vzniku ostrovního oblouku - tektonická

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).



Obr. 35 Představa vzniku ostrovního oblouku - metamorfni

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 kont.: tholeiity, alkalickovápenaté horniny, šošonity. To je provázáno i vertikální variací: nejprve tholeiity, potom alkalicko- vápenaté horniny a nakonec šošonity. Vzniká primární stratifikace. Je bližší kontinentální kůře (vyšší obsahy litofilních prvků) ale liší se i v andezitech nižšími obsahy litofilních prvků, nízké iniciální poměry izotopů srov. ložiska: polymetaly typu Kuroko, na tholeiity (jsou vázány typy) i Besshi a Kypr a s alkalickými vápenci Cu, Mo.

Chemické složení andezitu odpovídá běžnému tholeiitovému bazaltu 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.

Tholeitová série ostrovních oblouků a okrajů kontinentů je považována za produkt frakční krystalizace. Většina hornin je bazická (obsah nad 54% SiO₂ v bazaltu a bazaltickém andezitu). Obsahují augit a pigeonit a liší se od bazických členů vápenato-alkalické řady i diferenciačním trendem (obr.).

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 a vápenatoalkalické horniny, vápenatoalkalické horniny, vápenato-alkalické horniny a sodno-alkalické 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 sodno-alkalický nebo šošonitový.

Podle schématu Ringwooda se při subdukci mění oceánské kůry ba amfibolity, které zasahují do hloubky 80-100 km. Tam přestává být stabilní amfíbol, mění se na eklogit a uvolňuje voda.

Ta proniká do svrchního pláště peridotitů, 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 podsunovanou oceánskou desku vůči nadloží kontinentální. Zdroje magmatu jsou pak tím hlouběji, čím je oblast vzdálena více od oceánu, nejhlubší jsou šošonitová magmata, méně hluboká alkalicko-vápenaté 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 magmaty ostrovních oblouků:

rudě spjaté s andezity a dacity – typ Bessi a typ Kuroko

akumulace spjaté s alkalicko-vápenatými vyvřelinami: Mo, Cu

porfyrické rudě Cu

5.1.1.1 Vápenato-alkalická suita

Na okraji kontinentů, spjatých se subdukčními zónami vznikají hlubinné i horniny vápenato-alkalické suity, které jsou produktem procesů probíhajících na styku subdukované kůry oceánské a nadložní kůry kontinentální.

Hlubinné horniny vytvářejí pásma až 1500 km dlouhá zákonitě uspořádaná paralelně s linií pobřeží. Příkladem jsou Apalačské masivy na východním pobřeží a masivy Sierra Nevada na západním pobřeží Spojených států.

Charakteristická je distribuce: např. v Sierra Nevada jsou na východní (vnitřní, kontinentální) straně diority a tonality, oddělené tzv. křemenodioritovou linií od granodioritů převládajících na západě blíže k oceánu.

Kůra kontinentálních okrajů se nejvíce blíží štítům. Alkalicko-vápenaté magmaty již mají příspěvek recyklované kont. kůry. Magmaty 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 ložiska porfyrických rud mědi a ložiska vázaná na plutonity (Sn-W na S typy) žilné polymetaly a Cu, Au vázané na I. typy granitoidů.

Na konvergentních rozhraních jsou magmaty pestrého složení od tholeiitů přes alkalicko-vápenaté vyvřeliny až po šošonity, při čemž jednotlivé typy mají zřetelný vztah k Wadattiho zónám. Poměr $Na_2O : K_2O$ klesá od oceánu ke kontinentu a s přibývajícím mocností kontinentální kůry roste podíl alkalicko-vápenatých typů.

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

4.38 Magmatická aktivita v kontinentální kůře

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

K pronikům pláště do kůry patří:

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

platobazalty

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: (Na₂O + K₂O), vysokým poměrem K/Rb, nízkou hodnotou delta O¹⁸ ukazujícím na primitivní bazaltové zdroje, nízký poměr izotopů Sr a nízký (primitivní) obsah Rb. Patří k nim plagiogranity tholeitové série ofiolitových komplexech s nízkými obsahy litofilních prvků (Li, Be, Nb, Ta, Eu) a alkalické granity ringových struktur s minerály bohatými Fe (annit, riebeckit, hastingsit 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 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:

magmata s vysokým obsahem Ba a Sr, nízkými obsahy HREE a vysokým poměrem K:Rb

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 diferenciačními, jejich podíl je však podstatně menší než podíl hornin, které jsou produktem magmatické diferenciace nebo asimilace.

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

5.1.1.2 Platobazalty a ultrabazika alpinského typu:

5.1.1.3 Platobazalty - bazalty kontinentální

Platobazalty jsou produkty lineárních erupcí láv extrémně bohatých fluidy. Mají nízkou viskozitu, střední koeficient explozivitu, tvoří lávové příkrovy nebo ložní podpovrchové žíly.

Svým minerálním a chemickým **složením** nejčastěji **odpovídají tholeiitovým bazaltům**. V provincii Deccan v Indii se v asociaci s tholeiitovými bazalty podružně vyskytují nefelinity až ryolity. Byly mezi nimi rozlišeny slabě nasycené i alkalické horniny s různým obsahem SiO₂. Bazalty provincie Karroo („dolerity Karroo“) vznikly jako souvislé příkrovy ve spodní juře a byly roztrženy následnou erozí. Erozivní procesy odhalily i přírodní kanály efuzivních hornin (žily - silly). V mohutnějších lávových proudech se uplatnila i frakční krystalizace. **Na bázi** proudů se **vyskytují pikrity** s 25-40% hořečnatého olivínu, labradoritu, augitu a rombického pyroxenu. **Od podloží směrem vzhůru stoupá obsah železa v poměru k hořčíku** (typický znak tholeiitových asociací). Posledními produkty diferenciace magmatu jsou „pegmatoidní“ polohy (složené z plagioklasu, Fe-olivínu a pyroxenu). Z geochemického hlediska jsou pro příkrovové bazalty typu Karroo typické nízké obsahy K, Ti, Ba, Sr, Zr.

Hlavní provincie kontinentálních (příkrovových) bazaltů s uvedením plošného rozsahu, mocnosti příkrovů, jejich objemu a geologického stáří jsou uvedeny v Tab. 4 (Hall 1989).

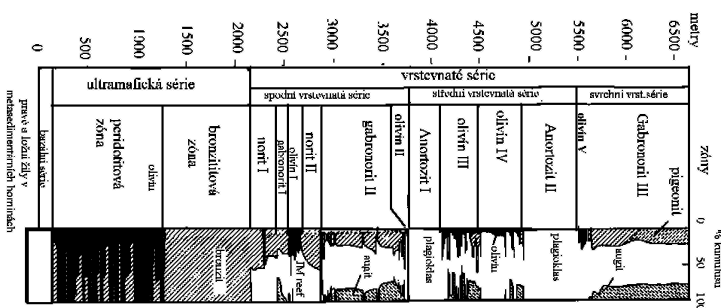
Tab. 4. Provincie kontinentálních bazaltů

oblast	plocha (v km ²)	mocnost příkrovu (v km)	objem (v km ³)	stáří
lávy Karroo - jižní Afrika	2.000 000	0,7	1.400 000	trias - jura
povodí Jeniseje - sibiřské plató	2.500 000	0,36	900 000	karbon-trias
Plató Parana - jižní Amerika	1 200 000	0,65	780 000	křída
Provincie Deccan Indie	500 000	1	500 000	křída-eocén
Severní Austrálie	400 000	1	400 000	kambrium
Kolumbijský proud USA	220 000	0,9	159 000	miocén

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.

4.39 Vrstevnaté mafické komplexy

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 neznámější z těchto masívů jsou Bushweldský komplex v Jižní Africe (objem kolem 100 000

km²), Stillwater komplex v Montaně, Muskox intruze v Kanadě a intruze Skaergaard v Grónsku.

Obr. 36 Schema magmatické vrstevnatosti Bushweldského komplexu v jižní Africe

V intruzi Skaergaard (500 km²) 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 chemismu. Charakteristické jsou kumulátové stavby, indikující vznik gravitační diferenciace (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 lherzolity. 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 lherzolitů inkorporovány. V moldanubiku jsou k tomuto typu alpských ultrabazik výskyty v české části (Machart 1981) které: složením a minerály odpovídají residuálnímu plášťovému materiálu.

Anorthosity jsou jednou z hornin, které vznikaly jen v prekambriu (archaikum a střední proterozoikum) a jsou proto známy hlavně s prekambriických štítů – Grenvillská provincie východní Kanady a v Norsku. Mají některé znaky vrstevnatých intruzí, např. kumulátové páskování a distribuci stopových prvků. Předpokládá se, že vznikly z magmatu bohatého plagioklasovou složkou, vznikajícího dílčím tavením ve svrchním plášti nebo spíše ve spodní kůře.

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 hyperstenem (šošonitová série) a s normativním nefelinem. Trachyty a fonolity jsou z nich odvozeny frakcionací, je však otázka zda k ní došlo v prostředí nízkotlaké nebo k separaci vysokotlakové fáze v plášti. Mají větší diferenciační 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.

Okruhy otázek:

Typy kůry a základní rozdíly mezi nimi?

Co to jsou bazalty? Minerální složení, stavby, chemické složení

Co to jsou granity? Minerální složení, stavby, chemické složení,

Kvantitativně mineralogická klasifikace plutonitů

Color index, číslo tmavosti (M) a jeho klasifikační význam

Nasycené – nenasycené minerály

Klasifikace ultramafických hornin?

Jaké znáte složení fluid v magmatu?

Chemické složení magmatických hornin?

Jakými metodami lze stanovit chemismus magmatických hornin a přesnost stanovení?
Hlavní a stopové prvky v magmatu a jejich význam?
Hlavní horninotvorné oxidy jsou a jejich význam?
Modus horniny – norma horniny
Které prvky jsou zahrnovány do celkové sumy chemismu?
Uveďte příklady nejznámějších plutonitů (vulkanitů) s průměrným chemickým a minerálním složením, specifickou hmotností, geotektonickou pozicí a přibližnými teplotami tavení ?
Fyzikální vlastnosti magmatu?
Vztah mezi minerálním a chemickým složením magmatických hornin
Jaké znáte postupy klasifikačních přepočtů chemického složení na minerální a naopak?
Jaké typy trojúhelníkových diagramů znáte a pro jaké horniny jsou používány?
Jaké znáte procesy vzniku magmatu?
Sestavte krystalizační frakcionaci bazaltického magmatu se zdůvodněním vzniku ultrabazické, bazické, intermediální a kyselé horniny?
Bowenovo krystalizační schéma
Frakční krystalizace
Vlastnosti magmatu
Vlastnosti hornin
Asimilace a co je jejím předpokladem?
Granitoidní horniny – minerální a chemická charakteristika
Granitoidní horniny – stavby
Mechanismus vzniku granitoidních hornin
Základní vztahy peraluminiových, metaaluminiových a peralkalických granitů – saturace Al_2O_3
Saturace SiO_2
Minerální a chemická charakteristika bazaltů, typy bazaltů

6 Systematická část

Tabulka magmatických hornin						
% plg ze sumy živců ¹⁸	a ¹⁹	0-10 % plg	10-65% plg		65-90% plg	90-100% plg
	b	0-50%			50-100%	
	c	0-10 % plg		10-65% plg	65-90% plg	90-100% plg
	d	0-10 % plg		10-65% plg	65-90% plg	90-100% plg
% Qtz z QAP ²⁰ 20-60%	a	ALKALICKO ŽIVCOVÝ GRANIT (ALASKIT)	GRANIT syenogranit ≡ (α-granit)	monzogranit≡ (β-granit)	GRANODIORIT (do An ₅₀) (GRANOGABRO nad An ₅₀)	TONALIT TRONDHEJMIT
	b	alkalickoživcový mikrogranit	mikrogranit,		mikrogranodiority	mikrotonality
	c	pegmatit, aplit				
	d	alkalicko živcový ryolit	ryolit		dacit	
5-20% Qtz	a	ALKALICKO ŽIVCOVÝ KVARCSYENIT	KVARC SYENIT	KVARC MONZONIT	KVARCMONZODIORIT ²¹ KVARCMONZOGABRO ²²	KVARCDIORIT KVARCGABRO, KVARCANORTOYIT
	b	mikrokvarcsyenity			mikrokvarcgabro, mikrokvarcdiorit	
	c	aplit, pegmatit mineta, voezit			kersantit, spessartit	
	d	alkalickoživcový kvartrachyt	kvartrachyt	kvarclatit	kvarcandezit kvarcbazalt	
0-5% Qtz	a	ALKALICKO ŽIVCOVÝ SYENIT	SYENIT	MONZONIT (SYENODIORIT, SYENOGABRO)	MONZODIORIT MONZOGABRO	DIORIT GABRO, NORIT, ANORTOZIT

¹⁸ Jako plagioklas je chápán sodnovápenatý živec od bazicity vyšší než An₀₅; do An₀₅ jde o albit, který spolu s draselnými živci (mikroklinem, sanidinem, ortoklasem) je řazen mezi alkalické živce.

¹⁹ a – horniny plutonické,

b – horniny žilné neštěpené (holokrystalické),

c – horniny žilné štěpené:

- světlé; pegmatity a aplity,

- tmavé; lamprofyry.

d – horniny vulkanické.

²⁰ Z celkové sumy křemene, plagioklasů a alkalických živců.

²¹ kvarcmonzodiorit, kvarcdiorit, monzodiorit, diorit, andezit: plagioklasy = An_{<50}

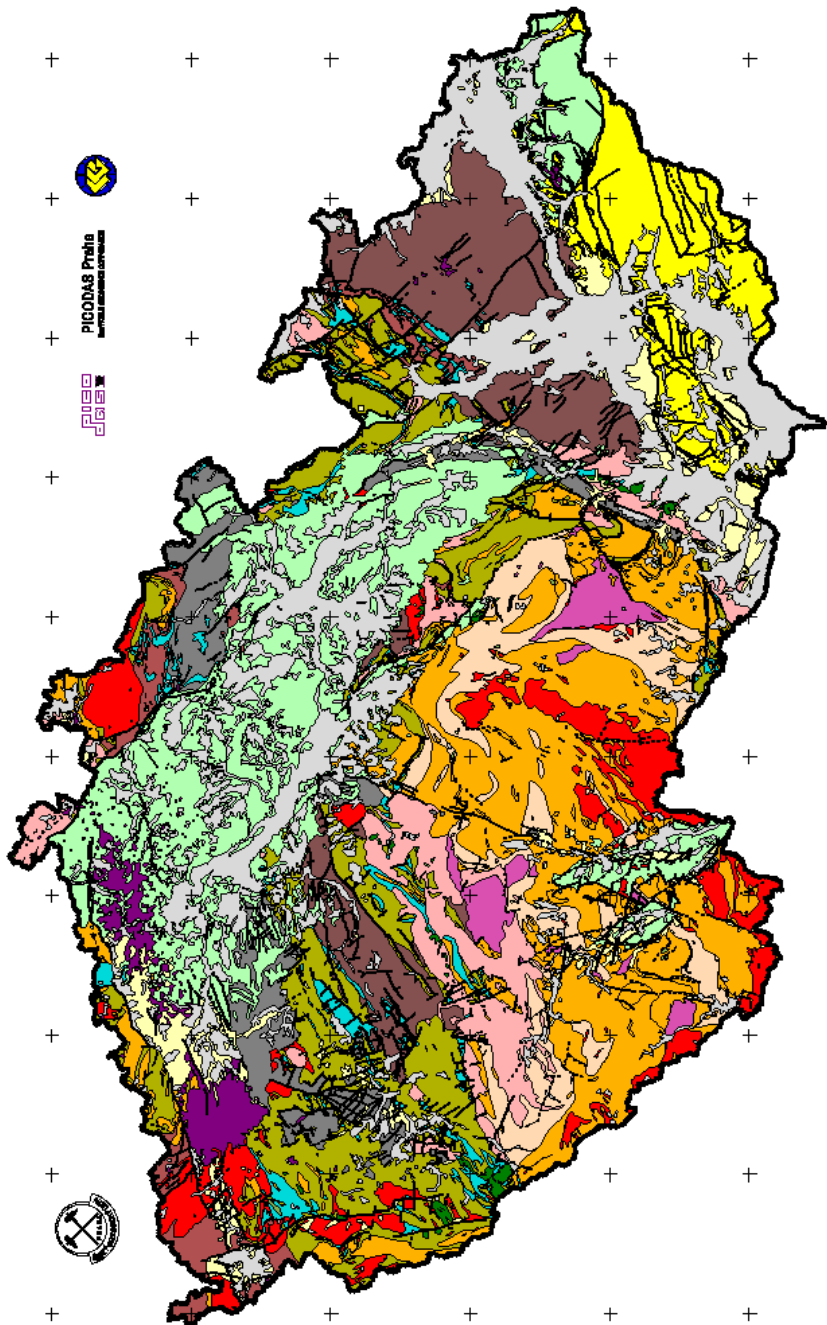
²² kvarcmonzogabro, kvarcgabro, monzogabro, gabro, norit, anortozit, bazalt: plagioklasy = An_{>50}

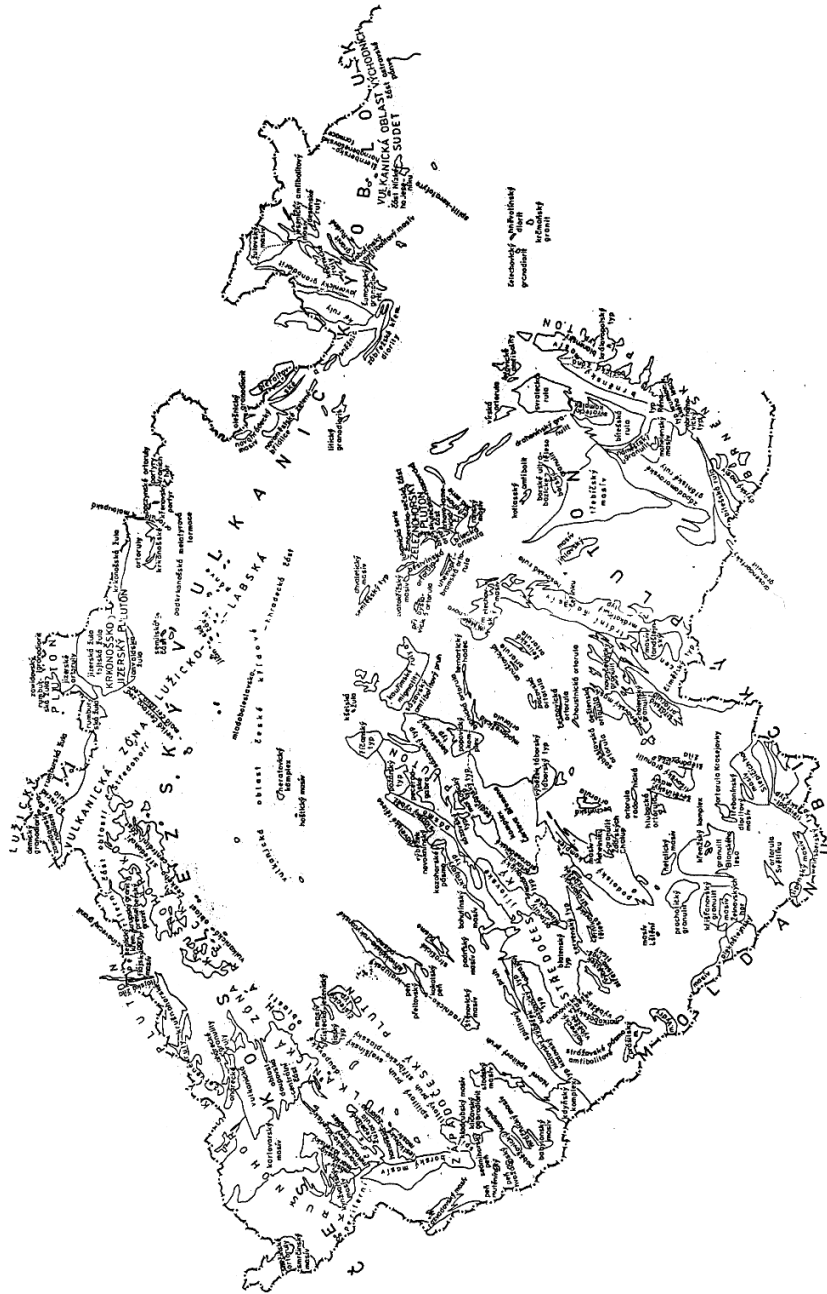
	b	porfyrický alkalickoživcový mikrosyenit	porfyrický mikrosyenit		porfyrický mikrodiorit, porfyrické mikrogabro (dolerit)
	c	mineta vogezit pegmatit, aplit			kersantit, spessartit
	d	alkalickoživcový trachyt (keratofyr)	trachyt	latit	andezit bazalt

0-10% foidů z APF	a	ALKALICKO ŽIVCOVÝ SYENIT S FOIDY	SYENIT S FOIDY	MONZONIT S FOIDY	MONZODIORIT S FOIDY: RONSTOCKIT	DIORIT S FOIDY	
	b	mikrosyenity s foidy (larvikit, bostonit)				monzogabro s foidy	gabro s foidy
	c	sannait				camptonit	
	d	alkalickoživcový trachyt s foidy	trachyt s foidy	latit s foidy	andezit s foidy bazalt s foidy		

% plg		0-10	10-50	50-90	90-100
10-60% foidů	a	FOIDOVÝ SYENIT MALIGNIT SHONKINIT	FOIDOVÝ MONZOSYENIT	ESSEXIT	FOIDOVÝ DIORIT
	b	foidové mikrosyenity tinquait (nefelinový mikrosyenit)		foidový monzodiorit foidové monzogabro	THERALIT: foidové gabro s nefelinem TĚŠÍNIT: foidové gabro s analcimem
	c	foidové pegmatity			monchiquit
	d	foidový trachyt nefelinový trachyt (=fonolit)	tefritický fonolit (tefrifonolit)	fonolitický tefrit (fonotefrit) fonolitický bazanit (fonobazanit)	tefrit bazanit (limburgit = hyalonefelinový bazanit)
60-90%	d ₁	fonolitický foidit			tefritický foidit
90-100% foidů	a	NEFELINOVÉ FOIDOLITY		LEUCITOVÉ FOIDOLITY	SODALITOVÉ, NOSEANOVÉ HAÜYINITOVÉ FOIDOLITY
		URTIIT IJOLIT		ITALIT FERGUSIT	TAVIT
		MELTEIGIT		MISSOURIT	
	b	porfyrický mikroijolit			porfyrický mikrotavit

	c		polzenit
	d	foidit: nefelinit, leucitit, haüynit, sodalitit	
Pouze tmavé minerály			
		tmavé minerály:	melilit:
0-5%Qtz nebo 0-10% foidy	a	PERIDOTIT (OLIVÍNOVEC), HORBLENDIT (AMFIBOLOVEC), PYROXENIT (PYROXENOVEC)	MELILITOLITY: UNCOMPAHGRIT = PYROXENOVÝ MELILITOLIT, TURJAIT = NEFELÍN-BIOTITOVÝ MELILITOLIT, KUGDIT = OLIVÍNOVÝ MELILITOLIT
	b	porfyrický mikroperidotit: pikrit	
	c		alnöit,
	d	komatiit	melilitit





7 Plutonity

4.40 Alkalickoživcový granit

Definice: Granit, v němž je podíl plagioklasu s bazicitou vyšší než $An_{05} < 10\%$. Spadá do pole 2 QAPF klasifikačního diagramu. Obsahuje 20-60% křemene (z obsahu křemene a živců), alkalické živce (ortoklas, mikroklin, albit) 90-100% z přítomných živců a oligoklas 0-10% z živců. Žilný ekvivalent alkalickoživcový mikrogranit.

Častý je výskyt s pegmatity, obvykle mezi nimi existují pozvolné přechody. Za typického zástupce je považován alaskit.

Výskyt: Alkalickoživcové granity jsou známé ze Skandinávie (jižní Norsko, Švédsko). Dále se s nimi setkáváme v Africe (Madagaskar, Kamerun, Alžír), v Itálii, na Sibiři, v Americe (Montana, Colorado) i v Grónsku. Riebeckitové granity byly popsány z Rumunska.

V ČR jim odpovídá řada „plagioplitů“ jílovského pásma, nebo bítouchovský granit od Semil (Fediuk 1996).

Praktické využití: Alkalickoživcové granity se využívají především jako obkladové kameny významných stavebních monumentů. Leštěné mají řadu komerčních názvů jako např. růžový reál, růžový Ivanovič, růžová orchidea apod.

4.41 Alaskit

Definice: Leukokratní hornina, složená téměř výhradně z křemene a alkalického živce. Makroskopicky má bílou (nebo obecně světlou) barvu, obvykle masivní, jemně až hrubě zrnitá. Živce bývají automorfně omezené, křemen je xenomorfní, vyplňuje prostory mezi živci.

4.42 Granitoid

Definice: Termín granitoid je souhrnný název pro všechny plutonity makroskopicky připomínající granit, tj. pro libovolnou horninu složenou hlavně z křemene, alkalického živce a (nebo) z plagioklasu. Obvykle má více než 65 % hm. SiO_2 a minimálně 20 % obj. křemene.

Pokud obsah tmavých minerálů je ve skupině granitu nižší než 5% hovoříme o leukogranitech, při obsahu vyšším než 20% jde o melanokratní granit.

Granity jsou nejrozšířenější plutonické horniny svrchní kůry, velmi pestrého minerálního složení a geneze.

Specifický případ granitu představuje granit rapakiwi, který má oválné, červenavé K-živce lemované bílým, šedobílým nebo slabě nazelenalým oligoklasem (tzv. ovoidy). Obvykle je biotit-amfibolový. Chemické a minerální složení má velmi proměnlivé, pohybují se v rozpětí granit-granodiorit-diorit. Nápadně růžové až masově červené granity prekambriických terénů, jejichž pojmenování pochází z finštiny. Pro svou barvu a dekorativní vzhled jsou granity rapakiwi velmi oblíbeny jako leštěný obkladový materiál.

Výskyt: Finsko, Ukrajina (okolí Radomyšle, Korostena a Boguslava).

Dalším obdobným případem mohou být orbikulární granity, které mají charakteristické zonální, často dokonale kulovité útvary - orbikuly, dosahující velikosti od 1cm až do 30 cm. Jejich plošný rozsah je malý (desítky max. sta m²). Nejvíce jsou rozšířeny ve Finsku. V Českém masívu byl orbikulární granitoid nalezen zcela výjimečně u Muckova poblíž Černé v Pošumaví.

4.43 Granit

Granit zaujímá v klasifikačním diagramu QAPF pole 3: křemen (20-60% z celkového objemu horniny), alkalické živce (mikroklin, ortoklas, albit = 35-90% z celkového obsahu živců), plagioklas, nejčastěji oligoklas (10-65% z celkového obsahu živců). Toto je rozděleno do dvou podoblastí: na plagioklasem chudší syenogranit a plagioklasem bohatší monzogranit (včetně adamelitu²³). Žilný ekvivalent mikrogranit, aplit, pegmatit.

Původ: Vzhledem ke svému velkému zastoupení v rámci plutonických hornin (tvorí cca 40% ze všech plutonitů svrchní kůry) patří stále k nejvíce studovaným horninám a otázky jejich geneze bývají často diskutovány v odborné literatuře.

Granity vystupují jako batolity, intruzivní žíly, pravé i ložní.

Výskyt: Ve Skandinávii, Anglii, Německu, Alpy, Francie (Centrální masiv), Pyreneje, Severní Amerika, ruská tabule atd. Za největší je považován masiv Siera Nevady v Kalifornii.

V ČR jsou granity součástí např. žulovského plutonu, krkonošsko-jizerského masivu, moldanubického centrálního plutonu, masivu Smrčín, Krušných hor, Císařského lesa, dále tiského masivu, středočeského plutonu, karlovarsko-nejdeckého masivu, železnohorského plutonu, brněnského masivu, dyjského masivu atd. Leukogranity mívají malé množství biotitu, muskovitu a, nebo, turmalínu. V jižních Čechách a na západní Moravě jsou velmi běžné leukogranitové žíly a drobné masívky, v nichž bývá turmalín koncentrován do makroskopicky velmi nápadných tmavých skvrn se světlým lemem. V literatuře jsou tyto leukogranity často popsány jako aplitické žuly nebo i aplity, ale jejich struktury bývají většinou granitické a ne aplitické.

Turmalínové granity vystupují v okolí Náchoda u Tábora (v blízkosti rybníku Jordán), Příbyslavi u Čáslavi, blanický granit obsahuje sillimanit (tvorí vrch Blaník na Vlašimsku), železnobrodský granit (jižní okraj krkonošsko-jizerského masivu) andalusit, mrákotínský granit andalusit a granát (almandin). Andalusitový a dumortieritový granit byl popsán z Hůrky pod Křemešníkem, pyroxenové granity nalezneme u Chlebů, cordieritový dvojslídny granit jz. u Milína na Příbramsku, cordieritový granit na Křemešníku, aplitické granity vystupují severně od Včelnic u Náměště a jsou zastoupeny i mezi biotit-muskovitovými až muskovitovými granity vrchu Blaníku a v jeho okolí.

Praktické využití: Granity poměrně lehce zvětrávají, někdy za vzniku kulovitých balvanů. Jejich poměrně řídké rozpukání umožňuje vylomení i ohromných bloků (např. Lipnice, Řásná, Mrákotín - monolit na Pražském hradě). Patří mezi hojně využívané, hodí se dobře ke kamenickému zpracování a leštění. Používají se jako leštěné obkladové desky významných stavebních monumentů (liberecký a tiský granit), jako základové kameny, soklové kvádry, desky laboratorních stolů, RTG zařízení atd. Odpad (žulový štěrk) bývá používán na násypy železničních tratí atd., nebo v některých lomech je přímo granit na štěrk drcen.

Hrubě až středně zrnité, červené nebo růžové amfibol-biotitové granity od egyptského Asuanu, byly ve starém Egyptě používány na monumentální stavby (zhruba již před 3000 let před n.l.).

Rapakivi byly na území ČR hojně využívány jako dekorační a náhrobní kameny. Je z nich např. zhotovena část dlažby a schodiště na druhém hradním nádvoří Pražského hradu.

²³ Je definován jako přechodný typ mezi granitem a granodioritem, vyznačující se stejným procentuálním zastoupením alkalických živců a oligoklasu. Ubývááním křemene a zvyšujícím se procentuálním zastoupením plagioklasů přecházejí granity do kvarcmonzonitů a monzogranitů. Převaha alkalických živců je nutná pro definici granitu sensu stricto. Z hlediska klasifikačního termín nadbytečný.

4.43.1 Syenogranit - Monzogranit

Varieta granitu v němž alkalických živců je nejméně třikrát tolik než plagioklasu (na rozdíl od monzogranitu). Odpovídají poli 3a v QAPF diagramu. Jako typický příklad uvádí Fediuk (1996) dvojslídne granity krušnohorského plutonu v jeho nejdeckém úseku. V porovnání s monzogranity jsou však syenogranity málo časté. Většina granitů vystupujících na území ČR odpovídá monzogranitům.

Příklady variet granitů:

Porfyrický granit - monzogranit

Porfyrický granit je většinou světlá hornina, s makroskopicky nápadnou porfyrickou strukturou. Vyrůstlice, až 10 cm velké, tvoří obvykle draselný živec.

Hlavními minerály světlými jsou: křemen, draselný mikroperthitický živec (ortoklas nebo mikroklin) a plagioklas (oligoklas, andezín). Alkalický živec albit je obvykle přítomen pouze ve formě mikroperthitů v K-živcích. Z tmavých minerálů je častý biotit, méně muskovit někdy je přítomen i turmalín. Porfyrické granity s výraznou převahou draselného živce jsou poměrně hojné, a to i přesto, že se svým složením blíží velmi často monzogranitu (adamelitu).

Porfyrické granity jsou horniny hrubozrnné až velkozrnné s krystaly jednotlivých minerálů v průměru většími než 5 mm.

Výskyt:

Středočeský pluton:

Březí u Říčan

Červený říčanský granit až monzogranit (adamelit) má makroskopicky nápadné až 3 cm velké, masově červené K-živce. Obsahuje převahu živců nad křemenem, mezi živci alkalickými a plagioklasem je často poměr 1:1. Hnědý biotit způsobuje makroskopicky skvrnitý vzhled, zejména monzogranitu. Na makrovzorku jsou patrná drobná šedá zrnka křemene.

Biotitový porfyrický monzogranit vystupuje i v okolí Nepomuku, v jz. středočeského plutonu.

Porfyrický monzogranit od Milína je hrubozrnný a obdobně jako předchozí dva se vyskytuje i stejnoměrně zrnitý.

Krkonoško-jizerský pluton:

Růžový liberecký granit až monzogranit

Porfyrický biotitový granit s tlustě tabulkovitými, 0,5-2cm velkými, růžovými K-živci. K-živce jsou karlovarsky zdvojitěné. Dvojitěné srůsty patné na makrovzorku. Často bývá přítomen ortoklas i mikroklin. Ve výbrusových preparátech pozoruje orientované obrůstání bílého plagioklasu kolem růžových porfyrických vyrůstlic K-živců, které nejlépe vynikne na naleštěných plochách.

Rumburský granit

Je porfyrický s hrubě zrnitou "základní hmotou" (živce základní hmoty mají velikost kolem 1cm). Vyrůstlice mohou dosahovat velikosti až 8cm a jsou téměř výhradně tvořeny K-živcem (perthitickým mikroklinem). Obdobně jako v případě libereckého granitu i zde jsou vyrůstlice lemovány bílým plagioklasem. Granit obsahuje křemen modré barvy a hornina má makroskopicky modrošedou barvu (tato je nápadnější ve stejnoměrně zrnitých varietách). Charakteristickou vedlejší součástí je pinitizovaný cordierit.

Čistecko-jesenický masiv:

Tiský syenogranit

Vystupuje v západní části čistecko-jesenického masívu s. od Plzně. Je nevýrazně porfyrický, hrubě zrnitý s makroskopicky rozlišitelnými minerály (3-5mm velké). V porfyrickém vývinu dosahují vyrostlice živců velikosti větší než 1cm. Hornina má charakteristickou modrošedou barvu, která je odrazem namodralého křemene a plagioklasů. Podle modálního složení uvedeného Hejtmánem (1957) jde o syenogranit (13% biotit, 31% plagioklas, 36% perthitické K-živce, 30% křemen). Plagioklasy jsou poměrně kyselé, složením odpovídají plagioklasu na hranici albit-oligoklas. Tiský syenogranit je kataklazovaný, místy pozorujeme až maltovitou strukturu. Drcené živce bývají stmeleny velmi jemnozrnnou drtí křemene, lupínky biotitu jsou plasticky ohnuté. Lokálně se v nich objevují až mylonity se strukturou "fluidální", složené již v podstatě z křemene a sericitu.

Centrální moldanubický pluton:

Velké množství dvojslídých granitů, zčásti porfyrických, tvoří naše hlavní části moldanubického batolitu na Českomoravské vrchovině a na Šumavě; označují se často jako typ Eisgam s podtypem čiměřským, landštejnským (hrubě porfyrická varieta) Amfibol-biotitové porfyrické melagranity, patřící u nás k typu Čertovo břemeno, jsou horniny výjimečného složení a přecházejí do melasyenitů (viz durbachity).

Mrákotínský monzogranit

Makroskopicky šedý až slabě narůžovělý (až 1 cm velké sloupečky růžového andalusitu a > 2 cm bílé K-živce). Porfyrické vyrostlice nejsou příliš hojné a na světlém podkladě málo výrazné. Mnohem rozšířenější je stejnoměrně zrnitý.

Žulovský masív:

Žulovský monzogranit

Makroskopicky šedý, porfyrický, s bílými vyrostlicemi alkalických živců. Častější je stejnoměrně zrnitý.

Nejdecko - karlovarský masív:

Karlovarský monzogranit (horská žula)

Vedle porfyrického monzogranitu se žlutými porfyrickými vyrostlicemi ortoklasu se vyskytují variety středně a hrubě stejnoměrně zrnité. Jsou muskovit-biotitové, existují zde přechody do kvarcmonzonitů a granodioritů. Poměr alkalických živců:plagioklasu je často blízký 1:1.

Brněnský masív:

Červený granit až monzogranit

vystupuje v širším okolí Ostopovic. Makroskopicky má nápadné masově červené vyrostlice perthitického mikroklinu atd. Je středně až hrubě zrnitý.

4.44 Granodiorit

Definice: V klasifikačním QAPF diagramu zaujímá oblast 4: křemen tvoří 20-60% z celkového obsahu živců a křemene, alkalické živce (v podstatě ortoklas) 10-35% z živců, plagioklas (oligoklas až andezin: 65-90% z celkového obsahu živců). Variety s obsahem tmavých minerálů nižším než 5% se označují jako leukogranodiority, s více než 25% tmavých horninotvorných minerálů melanogranodiority. Žilný ekvivalent mikrogranodiorit, granodioritový aplit, granodioritový pegmatit.

Granodiority a tonality nebo trondhjemitu bývají biotitové až amfibol-biotitové, případně až biotit-amfibolové, muskovit se vyskytuje mnohem vzácněji. Granodiority složením blízké

monzogranitům mohou být ještě porfyrické s vyrostlicemi draselného živce, tonality už vyrostlice K-živců zásadně nemají.

Výskyt: Granodiority jsou velmi rozšířené v Evropě (masiv Central ve Francii, jaderná pohoří Západních Karpat, pyrenejské granodioritové masivy), ve Skandinávii (střední Finsko), v ukrajinském štítě i v Americe (USA – kalifornský pluton).

V ČR v Českém masivu je granodiorit nejrozšířenější hornina nejen z granitoidních hornin, ale i ze všech plutonitů.

Muskovit-biotitový granodiorit

Je hojně rozšířený v nejdecko-eibenstockém a karlovarském masívu, kde vystupuje spolu s monzogranity.

Středočeský pluton:

Tmavé, jemnozrné, muskovit-biotitové monzogranity až granodiority vystupují mezi Bystřicí a Benešovem (byl v nich popsán dumortierit).

Biotitové granodiority

Středočeský pluton: blatenský granodiorit, ševětínský, benešovský. Granodiority zde vystupují spolu s monzogranity.

Lužický masív: Rožany - lužický biotitový granodiorit, vystupující s biotitovým monzogranitem, je ve svém typickém vývoji hrubě stejnoměrně zrnitý a velmi podobný biotitovým granodioritům z brněnského masívu.

Brněnský masív: Královo Pole, Tetčice, Krumlovský les, Vedrovice.

Železné hory: V nasavrckém masívu, litický granodiorit - Litice u Žumberka.

Biotitové granodiority přecházejí do amfibol-biotitových granodioritů.

Amfibol-biotitové až biotit-amfibolové granodiority

Centrální granodiorit kladrubského masívu;

Granodiority stodského masívu;

Čistecko-jesenického masívu;

Granodiority brněnského masívu: Blansko, přecházející do tonalitů; Dolní Kounice vystupující spolu s kvarcmonzodiority, Olbramovice, Veverská Bitýška, Réna;

Granodiority dyjského masívu;

Granodiority nasavrckého plutonu v Železných horách;

Granodiority olešnického a novohrádeckého masívu v Orlických horách;

Granodiority lužického masívu;

Ve středočeském plutonu: granodiority sázavské, kozárovické, sedlčanské (které přecházejí místy v porfyrické monzogranity a na druhé straně až v tonality).

Praktické využití: Používají se jako dekorační leštěné desky, dlažební kostky, soklové, obkladové a obrubníkové kameny, silniční a stavební štěrky.

Nejvíce byly těženy v širším okolí Blatné (biotitový granodiorit blatenský) jako kamenický materiál. V Hudčicích u Březnice se těžily tmavší amfibol-biotitové granodiority, které byly upravovány na dlažební kostky (byla jimi vydlážděna značná část Vídně, v poslední době byly použity na vydláždění pražského metra např. stanice Muzeum).

Granodiority, postižené mladšími deformacemi, jsou zbřidličnatěné a nepravidelně rozpukané. Tyto jsou nejvhodnější na výrobu silničního a stavebního štěrku. Znamé jsou jejich výskyty a těžba v okolí Litic nad Orlicí, na Leskounu u Mor. Krumlova v brněnském masívu, těžily se i východně od Znojma v dyjském masívu.

4.45 Tonalit

Definice: V klasifikačním diagramu QAPF zaujímá oblast 5. Křemen (20-60% z křemene a živců), plagioklas (oligoklas až andezín, 90-100% z živců), alkalický živec (ortoklas, 0-10% z živců). Plutonická hornina složená hlavně z plagioklasu a křemene. Žilný ekvivalent mikrotonalit.

Tonality se vyznačují velmi rozmanitými barevnými odstíny, které souvisí jednak s velikostí zrna a zejména s variabilitou minerálního složení. Leukotonality se odlišují od granodioritů, tím že neobsahují, nebo mají velmi nízký obsah draselného živce, od dioritů pak vyšším obsahem křemene. Ve struktuře tonalitů mají tabulkovité plagioklas a tmavé minerály vyšší stupeň automorfie než křemen a vzácný ortoklas. Makroskopicky se podobá na jedné straně dioritu a na straně druhé až gabru.

Tonality jen zřídka tvoří samostatná tělesa. Většinou jsou zastoupeny ve větších komplexech granitoidních hornin spolu s granodiority nebo diority.

Pyroxenové tonality jsou méně časté a vyskytují se v oblastech nejhlubinnějších staveb a metamorfózy.

Výskyt: Největší tělesa lemuji pacifickou stranu Severní Ameriky, vyskytují se v Norsku, v Alpách, Itálii.

V ČR jsou poměrně hojně zastoupeny v oblasti středočeského plutonu. Příkladem mohou být některé biotit-amfibolové tonality ("křemenné diority") tzv. sázavského typu (Mrač u Benešova, okolí Pyšel, Žampach u Jilového), které vystupují s kvarcdiority (Chrástáň a Bystřice u Benešova u Prahy). Méně jsou zastoupeny v dyjském masivu, častější jsou v brněnském masivu (vystupují spolu s granodiority variety Blansko, Dolní Kounice a jsou přítomny v metabazitové zóně brněnského masivu (nalezneme je např. v širším okolí Ořechova a Hajan u Brna, mezi Kuřimí a Černou Horou). Amfibol-biotitové tonality byly popsány od Žulové ve Slezsku (i zde přecházejí na jedné straně do granodioritu a na druhé do kvarcdioritu). V Železných horách se vyskytují amfibolové tonality v prostoru mezi Sečí, Hrbokovem a Kraskovem. Amfibolové tonality byly popsány od Mariánských Lázní i z brněnského masivu z prostoru kolem Dolních Kounic). Pyroxenové tonality se vyskytují ve středočeském plutonu na Benešovsku.

4.46 Trondhjemit

Definice: Trondhjemity (plagiogranity) spadají do 5 oblasti diagramu QAPF. Jde o tonality bohatší křemem (v podstatě označení pro leukokratní tonality), obsahující kyselé plagioklas. Tmavé minerály nepřesahují 10% z celkového objemu horniny, křemen 20-60% ze světlých minerálů, plagioklas (převážně oligoklas) 90-100% z živců.

Provenience: Trondhjemit je specifickým příkladem asociace tzv. plagiogranitů (hornin složených z křemene a plagioklasů). Je součástí oceánské kůry, nebo ofiolitu nasunutému na kontinentální kůru.

Výskyt: V ČR jsou takto označeny některé leukokratní horniny např. ze žulovského masivu (nejde o ofiolit), v západočeském krystaliniku byly popsány např. v mráchnicko-ženikovicím masivu, a nalezneme je v ranském masivu v Železných horách²⁴.

4.47 Kvarcdiorit

Definice: Plutonická hornina obsahující více než 90% plagioklasů, o $An < 50\%$, z celkového obsahu živců a 5-20% křemene z celkového obsahu světlých minerálů. Kvarcdiorit spadá do pole 10 QAPF diagramu. Kvarcdiority se velmi často vyskytují spolu s tonality. Oba typy jsou propojeny pozvolnými přechody v závislosti na obsahu křemene. Žilný ekvivalent mikrokvartdiorit.*

²⁴ Současnému pojetí trondhjemitů však většina, z uváděných na území ČR, neodpovídá.

4.48 Kvarcjabro

Definice: Podíl křemene je 5-20% z celkového množství světlých minerálů. Alkalického živce má méně než 10% ze všech živců. Kvarcjabro spadá do pole 10* QAPF. Kvarcjabro se liší od kvarcdioritu vyšší bazicitou plagioklasu (obecně plagioklas s An >50%), nejčastěji labradorit a bytownit. Obvykle i vyšším procentuálním zastoupením tmavých minerálů, zejména amfibolu.

4.49 Alkalickoživcový kvarcsyenit

Definice: V diagramu Q-A-P-F zaujímá oblast 6*. Jsou složeny z alkalických živců (perthitické živce, především mikroklin; cca 100% z živců), křemen (0-20% z obsahu křemene a živců). Při absenci křemene mohou obsahovat do 10% foidů (především nefelinu). Obsahují do 25% tmavých minerálů.

4.50 Alkalickoživcový syenit

Definice: V diagramu QAPF zaujímá oblast 6. Alkalické živce představují 90-100% z celkového obsahu živců, plagioklas (oligoklas, andezín pak 0-10%). Křemen obvykle nepřesahuje 5% ze $\Sigma Qtz + Kfs + Plg$ horniny. Při obsahu křemene mezi 5-20% hovoříme o alkalickoživcovém kvarcsyenitu; pokud chybí křemen, 0-10% tvoří foidy (nefelin sodalit), jde o alkalickoživcový syenit s foidy. Žilný ekvivalent alkalickoživcový mikrosyenit.

4.51 Syenit

Definice: Plutonit s výraznou převahou alkalického živce nad plagioklasem a křemenem. V QAPF diagramu pole 7. Alkalické živce (perthitický ortoklas, vzácněji mikroklin, tvoří 65-90% živců), plagioklas (převážně oligoklas, andezín, vzácně i labradorit; 10-35% živců), křemen (0-5% z živců a křemene). Přibýváním křemene nad 5% do 20% přechází syenit do kvarcsyenitu²⁵. Bez křemene, s 0-10% foidů (zejména nefelinu a sodalitu) jde o syenit s foidy. Žilný ekvivalent mikrosyenit.

Makroskopicky jsou syenity velmi podobné tonalitům. Z tmavých minerálů se velmi často v syenitech objevuje asociace amfibol + biotit, méně hojně jsou syenity s biotitem + pyroxenem. Variety syenitů s abnormálně vysokým obsahem tmavých minerálů se často označují jako durbachity.

²⁵ Kvarcsyenit je plutonit s převahou alkalického živce nad plagioklasem a s obsahem křemene od 5 do 20% z celkového množství světlých minerálů. Odpovídá poli 7* diagramu QAPF. V ČR mu odpovídají některé facie „Čertova břemene“.

V případě, že je přítomno více než 35% tmavých minerálů, použijeme předponu melano-, v případě že je podíl tmavých minerálů pod 10% předponu leuko-. Kvarcsyenity jsou limitovány podílem tmavých minerálů nad 30% a pod 5%.

Syenity tvoří jen zřídka samostatná homogenní tělesa, většinou přecházejí do granitů nebo dioritů; jiné naopak vystupují s horninami alkalickými.

Nepřítomnost křemene odlišuje syenity od granitu a granodioritu, převaha draselného živce od monzonitů, monzodioritů a dioritů.

Alkalickoživcové syenity, normální syenity a kvarcsyenity bývají obvykle světlé horniny, často s růžovým odstínem díky vysokému obsahu alkalického živce. Tvoří většinou relativně menší intruzivní tělesa v asociaci s granity nebo naopak s melanokratickými horninami.

Nordmarkit je alkalickoživcový nebo též alkalický syenit až kvarcsyenit, pojmenovaný podle oblasti v blízkosti Oslo. Je to světlá, středně až hrubě zrnitá hornina, někdy s miarolitickou texturou. Z tmavých minerálů má biotit a amfibol (Ca-klinopyroxen), alkalické variety nordmarkitu obsahují také alkalické amfiboly a egrinický pyroxen. Larvikit (podle Larviku v jižním Norsku) představuje typ syenitických hornin, v němž je alkalický živce představován šedavým anortoklasem s typickými kosočtvercovými průřezy (tzv. rombové živce) a často modravou měnou barev, a proto se jedná o cenný dekorativní kámen. Některé larvikity jsou alkalické, často však hornina obsahuje i podstatné množství kyselého plagioklasu (tzn. že se jedná o syenit normální) a může přecházet až do monzonitů.

Z mafických minerálů obsahuje klinopyroxen, amfibol a biotit, někdy v malém množství také fayalit, z salických může být přítomno navíc malé množství křemene nebo naopak nefelinu.

V ČR jsou amfibolové nebo biotit-amfibolové alkalickoživcové syenity růžově zbarvené a byla popsány z drobných výskytů v jižních Čechách nebo od Naloučan u Náměšti nad Oslavou.

V Českém masivu se však vyskytují syenitoidy abnormálně tmavé, mezi něž patří zejména durbachitické horniny.

Amfibol-biotitové až biotit-amfibolové syenity tvoří okrajové partie v jv. části středočeského plutonu v širším okolí Petrovic; tzv. „Čertovo břemeno“. Jde o porfyrický syenit durbachitového typu. Porfyrické vyrostlice živců (1,5cm velké, 30% obj. horniny) jsou uloženy v černošedé základní hmotě. Buduje i značnou část třebičsko-meziríčského masivu na Českomoravské vrchovině.

Typ Čertovo břemeno je charakteristický vysokou tmavostí. Obvykle odpovídá amfibol-biotitovým melasyenitům (durbachity v užším smyslu), melakvarcsyenitům až melagranitům s nápadnou porfyrickou strukturou. Hojně vyrostlice délky 1 až 3 cm tvoří tabulkovitý, karlovarsky srostlý draselný živce (ortoklas až mikroklin) světle modravě šedé až bílé barvy. Tyto horniny tvoří tělesa v jv. části středočeského plutonického komplexu (hlavně masív v prostoru Milevsko - Petrovice - Votice) a řadu masívků v šumavském moldanubiku až po masív Knížecího Stolce jv. od Volar, a navíc pak třebičský pluton, který je vůbec největším tělesem tohoto typu. Stejně horniny jsou známy z Vogézu a v menší míře ze Schwarzwaldu, kde leží klasická lokalita Durbach. Durbachitické plutonity jsou velmi charakteristickou skupinou plutonitů variského orogénu.

Další nápadně tmavé variety melasyenitů (lokálně i monzonitů) až melagranitů se označují jako tábořský a jihlavský typ. Na rozdíl od durbachitů nemají nápadnou porfyrickou strukturu a v typické podobě se vyznačují polosuchou asociací mafitů ortopyroxen + klinopyroxen + biotit. Tyto horniny tvoří tělesa variského stáří na jv. okraji středočeského plutonického komplexu při jeho hranici s moldanubikem u Tábora a jihlavský masív mezi metamorfity moldanubika jv. od Jihlavy.

4.52 Monzonit

Definice: V QAPF diagramu spadá do pole 8. Alkalické živce (perthitický ortoklas, vzácnější mikroklin tvoří 35-65% z živců), plagioklasy (andezin, labradorit 35-65% z živců), křemen (0-5% z obsahu křemene a živců). V případě, že obsah křemene přesahuje 5% a maximálně tvoří 20% hovoříme o kvarcmonzonitu (v QAPF diagramu pole 8*) naopak absence křemene a přítomnost foidů (0-10%, převážně sodalit a nefelin) dovozuje označit horninu jako monzonit s foidy. Pokud tmavé minerály tvoří více než 45% doporučuje se v názvu použít předpona melano-, pokud jejich obsah nedosahuje hranice 15% předpony leuko-. Kvarcmonzonity mají tyto hranice při 10% a 35% obj.

4.53 Kvarcmonzonit

Představuje v české terminologii název téměř nepoužívaný.

4.54 Kvarcmonzodiorit

Spadá do pole 9* QAPF: plutonit s převahou plagioklasu (o bazicitě do An_{50}) nad alkalickým živcem. Podíl křemene je 5-20% ze světlých minerálů.

4.55 Kvarcmonzogabro

Spadá do pole 9* QAPF: plutonit s převahou plagioklasu (o bazicitě vyšší než An_{50}) nad alkalickým živcem.

4.56 Monzodiorit

Alkalické živce tvoří 10-35% všech živců, plagioklas o bazicitě nižší než 50% anortitové molekuly. Spadá do pole 9 QAPF diagramu. Nejvíce se mu blíží některé variety hornin "durbachitové" řady.

4.57 Monzogabro

Alkalické živce tvoří 10-35% všech živců, plagioklas o bazicitě vyšší než 50% anortitové molekuly. Spadá do pole 9 QAPF diagramu. Obvykle vystupují spolu se syenity.

4.58 Diorit

Definice: Diorit je plutonická hornina, která spadá do pole 10 QAPF diagramu spolu s gabry (gabro plagioklasy $An > 50$, diorit $An < 50$). Plagioklasy tvoří 90-100% živců, alkalický živec (ortoklas; 0-10% živců), křemen (0-5% z objemu křemene a živců). V případě obsahu křemene od 5-20% jde o kvarcdiorit. Při absenci křemene a obsahu foidů od 0-10% obj. jde o diorit s foidy. Žilný ekvivalent mikrodiorit.

Předpona leuko- je doporučena při obsahu tmavých minerálů nižším než 25% a předpona melano- je limitována pro diority s více než 50% tmavých minerálů. Pro kvarcdiorit je spodní limit 20% a horní 45% tmavých minerálů.

Diority svým chemickým i minerálním složením představují přechodné horniny mezi horninami kyselými – granity a granodiority – a bazickými gabry.

Odlišení od granitu a granodioritu je dáno pozicí polí těchto hornin v klasifikačním diagramu QAPF. Obvykle je již makroskopicky patrná tmavší barva dioritu při relativně stejné zrnitosti srovnávaných kyselějších hornin. Diority vystupují převážně jen v malých tělesech, vázaných na rozsáhlé magmatické komplexy, někdy tvoří jen drobné útvary, pecky a kry v granodioritech.

Výskyt:

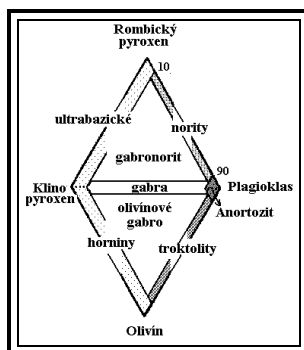
V ČR jsou rozšířeny hlavně diority amfibol-biotitové nebo biotit – amfibolové: např. v žulovském masivu ve Slezsku, vystupují při východním okraji dyjského masivu v. od Znojma, nalezneme je v metabazitové zóně brněnského masivu a drobnější výskyty v železnohorském plutonu v okolí Nasavrku a v údolí Chrudimky. Diority s amfibolem a pyroxenem se vyskytují u Mutěňína v jz. Čechách (sz. od Poběžovic). Pyroxen-amfibolové a amfibol-pyroxenové diority jsou významně zastoupeny v kdyňském bazickém komplexu. Byly popsány z oblasti Harzu, z Portugalska, Švédska, Itálie. Největší dioritové těleso je známé z Montany v USA (65km²). Praktické využití: Jako stavební kámen a leštěné obkladové dekorační desky. Patří mezi horniny z běžným komerčním využitím pro stavební účely.

4.59 Anortozit

Definice: Obsahuje plagioklas (převážně andezín, labradorit, méně často bytownit, vzácně oligoklas; obvykle 90-100% živců), K-živce (0-10% živců), křemen (0-5% z křemene a živců). Při zvýšení křemene z 5% na 20% (maximálně) hovoříme o anortozitech s křemenem nebo o tonalitu. Anortozity obsahující foidy nejsou známy. Spadají do pole 10 QAPF diagramu, jejich rozpětí je od dioritu po gabra. I přesto, že obsahují pouze světlé minerály jsou relativně tmavé.

V některých případech se štěpné plochy vyznačují pestrou až duhovou proměnlivostí barev, pro kterou jsou anortozity vyhledávané. Příkladem takto pestře zbarvených variet jsou labradority korostenského masivu a výskyty v širším okolí boguslavského masivu u Kyjeva na Ukrajině. Zde se vyskytují zonální a tabulkovité plagioklasy s velmi efektními pestrými duhovými barvami. Na naleštěném povrchu jsou patrné i lesklé krystalky ilmenitu a vtroušené shluky pyrotinu.

Anortozity s labradoritem a bytownitem s odpovídajícím zastoupením tmavých minerálů (do 10% obj.) jsou označovány termíny leukogabro, leukonorit a leukotroktolit.



Poznámka: Anortozity tvoří vrstvy vrstevnatých bazických komplexů, vystupují jako velká intruzivní tělesa v prekambriických terénech.

Výskyt: Vyskytují v Bushveldském vrstevnatém komplexu v j. Africe, Skaergaardském v Norsku, Stillwaterském v Montaně.

Anortozitové masivy existují při východní straně kanadského štítu (poloostrov Labrador a sousední Quebec), z petrologické literatury je velmi známé těleso Adirondack ve státě New York. Velmi pěkně jsou vyvinuty v ukrajinského štítu (gabro-anortozit-charnockitový komplex volyňský).

V ČR se vyskytují v podobě nepatrných šmouh v gabrech, např. šedobílý anortozit v gabrech u Orlovic jv. od Kdyně. Tmavě šedé anortozity byly popsány ranského bazického masivu v Železných horách.

Praktické využití: Anortozity - labradority jsou velmi často využívány k dekoračním účelům jako obkladové desky, nebo byly využívány na náhrobní kameny a obelisky. V Kyjevě (Ukrajina) je nalezneme na všech monumentálních stavbách, jsou jimi obloženy stanice metra, jsou zde použité i jako dlažební kameny a schody. Často jsou zde kombinovány s červenými granity rapakiwi (pocházejí ze stejné oblasti). V ČR se setkáváme s labradority dováženými ze Švédska, Norska a Ukrajiny.

4.60 Gabro

Definice: Bazické plagioklas (labradorit, bytownit 90-100% z živců), živce alkalické (ortoklas 0-10% z živců), křemen (0-5% z obsahu křemene a živců); při zastoupení křemene mezi 5-20% používáme termín kvarcgabro, ve varietách bez křemene mohou být zastoupeny foidy od 0% do 10%; gabro s foidy. V QAPF diagramu oblast 10 spolu s diority (gabro: plagioklas $An > 50$, diorit: $An < 50$). Při obsahu tmavých minerálů nižším než 35% se doporučuje používat předpony leuko-, při zastoupení vyšším než 65% předpony melano-. Do rozpětí mezi $M = 25-55\%$ spadají většinou kvarcgabra. Žilné ekvivalenty – mikrogabra.

Od dioritů se liší gabra bazicitou plagioklasů a většinou i vyšším obsahem tmavých minerálů. V typických gabroidních horninách jsou zastoupeny klinopyroxeny, rombické pyroxeny a olivín (bývají černošedé). Jsou známá i gabra speciálního minerálního složení a staveb se zeleně zbarveným diallagem.

Takovéto variety se označují přímo jako diallagová gabra. Jiné složení představuje rombický pyroxen, olivín (nepatrně křemene) amfibol, biotit, magnetit, ilmenit.

Poznámka: Podrobná terminologie gabroidních hornin je založena na pyroxenech, plagioklasech a olivínu. V případě, že rombický pyroxen tvoří více než 5% používá se termín gabronorit; pokud obsahuje amfibol a klinopyroxen označuje se jako gabro s amfibolem a pyroxenem. Při obsahu olivínu vyšším než 5% jde o olivínové gabro.

Amfibolové gabro

Bývá ve starší literatuře velmi často označováno jako "gabrodiorit". Je stejnoměrně zrnité i porfyrické. Obsahuje nejčastěji amfibol a bazický plagioklas (labradorit až anortit), vedle nich mohou být přítomny hypersten, diopsid, augit a vzácněji biotit.

Výskyt: Na území ČR tvoří amfibolová gabra drobná tělesa ve středočeském plutonu podél sz. hranice jílovského pásma, mezi Kamýkem a Březnicí, mezi Kamýkem a Milínem, Chocerady u Benešova. Dále je nalezneme v Železných horách, na Čáslavsku nebo vystupují u Budislavi u Litomyšle.

Pyroxen-amfibolové až amfibol-pyroxenové gabro

Nejznámější gabroidní horninou je porfyrické pyroxen-amfibolové gabro od Pecerad sz. od Benešova (středočeský pluton). Vedle porfyrické variety (s porfyrickými vyrostlicemi amfibolu, dosahujícími až 1,5 cm) se zde objevuje i stejnoměrně zrnitá facie. Pyroxen-amfibolová gabra jsou zastoupena rovněž v dioritovém pni u Mutěnána sz. od Poběžovic, popsáno bylo od Moravan na Čáslavsku, z Kamenného vrchu v Brně, z Ostopovic jz. od Brna a z Bosonoh u Brna.

Pyroxenové gabro

Vystupuje v bazických masivech mutěněnském, poběžovicckém a kdyňském a v ranském masivu. Nejvíce jsou zastoupeny v kdyňském masívu kolem Orlovic a Všerub.

Uralitované gabro

Známým příkladem uralitizovaného gabra je gabro na Špičáku v Orlických horách (s hojným ilmenitem). Hornina je velmi hrubozrnná. Makroskopicky jsou nápadné bílé, až 4cm dlouhé, lištovité plagioklasy a částečně zachované reliktury diallagu a hyperstenu. Spolu s druhotným "uralitem" obsahuje gabro i poměrně velké, xenomorfně omezené, sloupcovité hnědé amfiboly.

Olivínové gabro

Typickým příkladem je olivínové gabro u Hvožd'an z. od Poběžovic. Dále se vyskytují v Hrubém Jeseníku (Vlčice), malá tělesa vystupují u Petrovic u Rakovníka, u Slavonic, Korolup a Uherčic u Znojma.

Velmi podobná jsou olivínová gabra z kdyňského bazického masívu a olivínová gabra od Korolup jz. od Jemnice jz. od Moravských Budějovic, na jz. Moravě. Často v nich bývají vyvinuté kelyfitické lemy amfibolů (antofylit, aktinolit a tremolit) kolem olivínu.

Výskyt: Mimo území ČR gabra obvykle vystupují v rozsáhlých bazických komplexech, jsou součástí ofiolitových komplexů, budují oceánskou kůru. Největší gabrový masiv má rozměr 6 100km² a nachází se v Minnesotě, USA. Ve světě jsou nejznámější gabrová tělesa vázána na rozsáhlé bazické masivy; Sudbury v Kanadě - s ložisky Ni, bushveldský bazický komplex v jižní Africe; s ložisky platiny, chrómu, niklu a dalších kovů, stillwaterský komplex v USA, Ural, střední Finsko, Nowa Ruda v Polsku apod.

Praktické využití: Gabro je starý kamenický název. Gabra se používaly v minulosti na náhrobní kameny (často se skrývají pod komerčním názvem „švédská černá žula“), jako obkladový materiál a silniční drť. Pro svou houževnatost a náročnou úpravu, nebývají příliš vyhledávaným materiálem. I přesto jsou ve středočeském plutonu známé lokality, v nichž byla gabra těžena jako dekorační kámen. Příkladem mohou být Pecerady a Todice.

4.61 Troktolit

Definice: Spadá do oblasti 10 v QAPF diagramu. Plagioklas (labradorit, bytownit 90-100% z živců), alkalické živce (zejména K-živce 0-10% z živců), chybí křemen a obsahuje olivín; při obsahu foidů 0-10% se používá termín troktolit s foidy.

4.62 Norit

Definice: Skupina těchto specifických hornin spadá do oblasti 10 v QAPF diagramu. Obsahují bazické plagioklasy (labradorit, bytownit 90-100% z živců), živce alkalické (ortoklas 0-10% z živců), křemen (0-5% z obsahu křemene a živců); při zastoupení Qtz mezi 5-20% jde o kvarcnorit, ve variétách bez křemene mohou být zastoupeny foidy od 0% do 10%; norit s foidy. Pokud mají obsah tmavých minerálů nižší než 35% doporučuje se používat předpony leuko-, při zastoupení vyšším než 65% předpony melano-. Do rozpětí mezi 25-55% spadají převážně kvarcnority. Kvarcnorit je varieta kvarcabra v poli 10 QAPF diagramu, s rombickým pyroxenem, jako dominantním tmavým minerálem.*

4.63 Peridotit

Definice: Peridotity jsou horniny ultramafické, ultrabazické obsahující tmavé minerály více než 90%. Na jejich složení se podílejí rombické pyroxeny, klinopyroxeny a olivín jako základní klasifikační komponenty. Dunit je hornina složená z více než 90% olivínu, do 10% obsahuje klinopyroxeny a rombické pyroxeny. Harzburgity, lherzolity a wherlity obsahují pyroxeny mezi 40-90%.

Termín peridotit se používá ve smyslu obecném pro celou skupinu výše uvedených ultrabazických hornin.

Jejich bližší klasifikace a terminologie vychází z trojúhelníkového diagramu; harzburgit obsahuje, z celkové sumy pyroxenů, 5% klinopyroxenu, 95% rombického pyroxenu, wehrlit má 95% klinopyroxenu a do 5% rombického pyroxenu, největší variability v klasifikačních minerálech dosahují lherzolity.

Výskyt: V ČR se vyskytují poměrně vzácně. Zcela nepřeměněné tvoří uzavřeniny v granulitech. Jsou přítomny jako relikty v některých hadcových masivech, byly nalezeny v horninové asociaci ranského masivu (wehrlit) v Železných horách a popsány např. od Zábřeha na Moravě. Rozsáhlejší tělesa tvoří peridotity v ofiolitových komplexech např. v Kalifornii, Ománu, ostrově Rhodu.

Dunity se velmi snadno přeměňují na serpentinity.

Výskyt: Na území ČR se dunity vyskytují v pruhu z. a sz. od Šumperka (okolí Raškova a Rudy n. Mor.) a u Pocinovic jv. od Kdyně.

4.64 Pyroxenit

Definice: Pyroxenity jsou horniny složené z více než 90% tmavých minerálů, které jsou v tomto případě zastoupeny převažujícími monoklinickými a rombickými pyroxeny. Vedle pyroxenu bývá nejčastěji přítomen olivín. Hranice mezi peridotity a pyroxenity byla vymezena takto: pyroxenit má maximálně 40% olivínu, peridotit více než 60%.

V případě, že pyroxenit tvoří více než z 90% rombický pyroxen je označen jeho názvem (např. bronzitit, hypostenit), v případě klinopyroxenů např. diallagit. Pokud jsou složeny ze dvou či více pyroxenů jsou jim dávány speciální názvy.

Griquatit je složen z klinopyroxenu a granátu, používá se při obsahu 60 % granátu - pyropu a 40% diopsidu,

Hornina je často zařazována k eklogitům. Websterit je složen z rombického pyroxenu a klinopyroxenu, je hrubě zrnitý, tmavé až černé barvy.

Výskyt: Obvykle netvoří samostatná tělesa, vystupují v gabro peridotitových komplexech pospolu s dalšími ultrabazickými horninami - s charakteristickými kumulátovými strukturami, nebo v bazických masivech s gabry a nority. Na území ČR se s významnějšími výskyty nesetkáváme. Bronzitit byl popsán s. od Křemže, diopsidit od Adolfovic u Keprníku v Jeseníkách, diallagit v okolí Orlovice jv. od Kdyně, nebo sz. od Křemže. Dále u Raškova sz. od Šumperka. Vyskytují v s. části Pyrenejí, ve středním Španělsku a v Norsku.

Praktické využití: Nemá žádné významné uplatnění. Využíval se pouze lokálně jako stavební kámen.

4.65 Hornblendit

Je dalším příkladem monominerální horniny bezživcové, nebo téměř bezživcové, v daném případě výhradně amfibolové.

Výskyt: I přesto, že hornblendity nejsou příliš rozšířené, lze na území ČR uvést řadu jejich výskytů: V metabazitové zóně brněnského masivu tvoří xenolity spolu s gabroidy v dioritech (Brno - Kohoutovice, Brno- Bystrc, Závist, Milonice, Bosonohy u Brna atd.). Dále byly popsány z Petrovic jz. od Rakovníka, od Dlouhého Pole v. od Benešova, z Kojetína jv. od Milína na Příbramsku a z Orlovice jv. od Kdyně.

4.66 Alkalickoživcový syenit s foidy

Definice: V QAPF diagramu pole 6'; foidy (0-10% z živců a foidů), alkalické živce (albit, K-živce cca 100% živců). Při obsahu tmavých minerálů vyšším než 20% je vhodné používat předponu melano-.

4.67 Syenit s foidy - Larvikit

Definice: V QAPF diagramu spadá do oblasti 7', cca 90% tvoří živce. V alkalickém živci je do 12% anortitu (anortoklas, kryptoperthit), do 5 % mohou být přítomny foidy (nefelin, sodalit, kankrinit).

4.68 Bostonit - mikrosyenit s foidy

Definice: V QAPF diagramu spadá do oblasti 7'. Výrazná převaha alkalických živců (mikroklin, perthitický mikroklin, anortoklas), které mohou být i jedinými součástkami. Mají typickou strukturu, tvořenou až xenomorfně omezenými lištovými živci, které jsou všesměrně, nebo fluidálně uspořádány. Vzácně se setkáváme s porfyrickými vyrostlicemi živců.

4.69 Foidový syenit

Definice: V QAPF diagramu spadá do oblasti 11, doporučený jako nejvhodnější termín pro syenity s foidy. Název foidu lze uvést v názvu.

4.70 Nefelínový syenit

Definice: V QAPF diagramu spadá do oblasti 11, zastaralý název eleolitický syenit. Alkalické živce (ortoklas, mikroklin, albit, 90-100% z živců), plagioklas (0-10% z živců), Na-foidy (nefelin 10-60% z živců a foidů).

Výskyt: Nefelínové syenity vystupují s alkalickými a alkalickoživcovými horninami, někdy s karbonatity.

Pravděpodobně největším známým masívem je chibinský masív na poloostrově Kola, který zaujímá plochu cca 1120km², dále byly popsány z j. Norska, j. Grónska, j. Portugalska a z Ditrâu v Rumunsku.

V ČR byly popsány sodalitové syenity z širšího okolí Velkého Března a Ústí n. Labem.

Praktické využití: Při dostatečných kumulacích doprovodných minerálů se zpracovávají, získávají se z nich vzácné prvky (Rb, Th, Ce a pod.).

Používají se drčené, jako štěrky na komunikace. Byly s nimi prováděny i experimenty na výrobu slínku speciálních cementů.

4.71 Foidové monzogabro, foidový monzodiorit - Essexit

Definice: V QAPF diagramu spadají do oblasti 13 (foidové monzogabro plagioklas An > 50, foidový monzodiorit An < 50). Hornina složená hlavně z plagioklasů (andezin, labradorit, 50-90% z živců), alkalických živců (perthitický ortoklas a mikroklin, 10-50% z živců) a foidů (nefelin, dále haüyn, sodalit, 10-60% z živců a foidů). Pokud tmavé minerály tvoří více než 60% objemu horniny doporučuje se používat předpona melano-, pokud jsou zastoupeny méně než 20%, předpona leuko-. Ubýváním foidů přecházejí do monzodioritů a monzogaber s foidy (obsah foidů pod 10% z obsahu živců a foidů), v QAPF diagramu pole 9'.

4.72 Rongstockit

Rongstockit se nejvíce blíží monzodioritu s foidy až foidovému monzodioritu. V porovnání s essexitem obsahuje kyselější, obvykle zonální plagioklas (oligoklas, častěji andezín), který převládá na draselným živcem.

4.73 Theralit - foidové (nefelinové) gabro

Definice: Foidové gabro (starší název nefelinové gabro). V QAPF diagramu oblast 14 - foidové gabro, foidový diorit (foidové gabro plagioklasy $An > 50$, foidový diorit $An < 50$). Plagioklas (andezín, labradorit tvoří 90-100% živců), alkalické živce (0-10% živců), foidy, zejména nefelin (10-60% z živců a foidů). Předpony melano- a leuko- jsou doporučovány při obsahu vyšším než 70% a nižším než 30% tmavých minerálů.

4.74 Těšínit - foidové (analcimové) gabro

Definice: V QAPF diagramu oblast 14 - analcimové gabro (plagioklasy $An > 50$). Plagioklas (andezín, labradorit tvoří 90-100% živců), alkalické živce (0-10% živců), analcim (10-60% z živců a foidů). Předpony melano- a leuko- jsou doporučovány při obsahu vyšším než 55% a nižším než 20% tmavých minerálů.

Biotit je v těšínech přítomen v malém množství, často tvoří symplektity s amfibolem.

Zeolity vyplňují prostory mezi výše zmíněnými tmavými minerály (např. natrolit, thomsonit, philipsit).

Analcim často zatlačuje alkalické živce a někdy i plagioklasy. Názory na vznik analcimu nejsou jednotné: předpokládá se, že je sekundární, vznikající rozkladem nefelinu, nebo že jde o nerost primární, vzniklý krystalizací magmatu bohatého těkavými složkami.

Od bazaltů se liší přítomností analcimu, popř. nefelinu; přibýváním olivínu přechází do porfyrických mikroperidotitů (pikritů).

Těšínity vystupující v asociaci s jinými alkalickými horninami: s porfyrickými mikroperidotity, mikrotěšínity, bazalty, monchiquity a dalšími.

Výskyt: Těšínity jsou rozšířené v Podbeskydí na severní Moravě (hlavně okolí Nového Jičína, Prostřední Bludovice, Staříč, Baška atd.). Popsány byly ze Skotska, Portugalska, Kavkazu, Sibíře.

4.75 Foidolity

Definice: Foidolity spadají do oblasti 15 QAPF diagramu. Jsou složeny z foidů (více než 60% z obsahu živců a foidů). Foidy jsou často doprovázeny biotitem, který může tvořit až 90% obj. Některé foidolity jsou až ultramafické.

4.76 Melilitolity

Definice: Melilitové horniny, které mají obsah melilitu vyšší než 10%, ale nižší než 90% jsou nazývány jako melilitové plutonity. Obsah olivínu vyšší než 10% má být uváděn v názvu např. olivínový melilitolit. Obdobně postupujeme i případě jiného tmavého minerálu s obsahem vyšším než 10%. Pokud obsah melilitu je nižší než 10% jde např. o gabro s melilitem.

4.77 Karbonatit

Karbonatity tvoří specifickou skupinu magmatických hornin, které obsahují více než 50% karbonátů.

Karbonatity tvoří specifickou skupinu magmatických hornin, které obsahují více než 50% karbonátů.

Obvykle však karbonát tvoří více než 70-90 % horniny.

Podle chemického složení se dělí karbonatity na:

Karbonatity kalcitové (CaCO_3) - sovit (hrubě zrnitý až velkozrnitý), alvikit (jemně zrnitý)

Karbonatity dolomitové ($\text{MgCa}(\text{CO}_3)_2$) - rauhaugit, beforsit (obsahuje slídu)

Karbonatity ankeritové a sideritové ($\text{FeCa}(\text{CO}_3)_2$) a ($\text{Fe}(\text{CO}_3)$)

Karbonatity sodno-vápenaté ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)$) nyererit

Karbonatity draselno-vápenaté ($\text{K}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)$) - fairchildit.

vápenaté

Karbonatity jsou velmi světlé horniny, makroskopicky často připomínající mramory. Byly popsány nejen intruzivní, ale i výlevné karbonatity, které dokládají existenci karbonatitového magmatu. Nejznámější jsou lávy sopky Oldoinyo Lengai.

Výskyt: Vystupují s alkalickými horninami, obvykle tvoří centrální části alkalických komplexů.

V asociaci s nimi vystupují ijolity, nefelinové syenity i vulkanické nefelinity a fonolity. Byly nalezeny v komplexu Oka v Kanadě, okolí Alnö ve Švédsku, v území Fen v Norsku, doprovázejí alkalické horniny chibinského masivu na poloostrově Kola, z Ugandy v Africe.

Jejich nález nebyl vyloučen ani v ČR, v Českém středohoří.

4.78 Pegmatit

V horninách přesycených SiO_2 , spadá nejvíce pegmatitů do oblasti, vymezené v QAP trojúhelníkovém diagramu, granitu a alkalickoživcovému granitu. V případě hornin nenasycených SiO_2 spadá, v QFP trojúhelníkovém diagramu, většina pegmatitů do oblasti nefelinového syenitu. Nejvýznamnějším znakem pegmatitů je zrnitost, jsou velmi hrubě zrnité až velkozrnité.

V horninách přesycených SiO_2 , spadá nejvíce pegmatitů do oblasti, vymezené v QAP trojúhelníkovém diagramu, granitu a alkalickoživcovému granitu. V případě hornin nenasycených SiO_2 , spadá většina pegmatitů do oblasti nefelinového syenitu.

Pegmatity mohou vznikat krystalizací pegmatitového magmatu značně obohaceného těžkými prvky, metasomaticky i metatekticky. Nejvýznamnějším znakem pegmatitů je zrnitost, jsou velmi hrubě zrnité až velkozrnité.

Granitické pegmatity vystupují jako pravé žíly nebo čočky. V mocnějších pegmatitových žilách lze obvykle rozlišit od okrajů do středu několik zón, lišících se velikostí zrna i minerálním složením. Při okraji žíly bývá vyvinuta jemnozrná aplitická zóna, směrem do středu pegmatitu po ní následuje zóna složená z křemene a živců, které se graficky prorůstají. Velikost zrna se zvětšuje. Pod ní je hrubozrná pegmatitová zóna a v centru bývají vyvinuty tzv. blokové pegmatity s krystaly živce a křemene velkými několika dm až m. Při okraji blokové zóny jsou často starší minerály metasomaticky zatlačovány minerály novými. Hlavní minerální asociace jednotlivých zón se nemění: zastoupen je alkalický živec (K-živec, albit), plagioklas (albit - oligoklas) a křemen. V okrajové zóně se s nimi malým množstvím objevuje biotit, někdy i turmalín. V hrubozrné zóně bývá běžný turmalín, muskovit a biotit. Metasomatické partie, na okrajích blokové zóny a jejich centrální části jsou mineralogicky nejpestřejší. Vedle hojného muskovitu se vyskytují v hojném počtu turmalíny (verdelit, indigolit, rubelit, skoryl), amblygonit, beryl, columbit - tantalit, zirkon, kassiterit, lepidolit, spodumen, uranin, Mn - fosfáty a řada dalších. Pegmatity stejně tak jako aplity jsou svým výskytem vázány na oblasti granitoidních těles nebo se vyskytují v jejich blízkosti.

Výskyt: V ČR jsou pegmatity velmi hojné. Mezi nejznámější patří pegmatity na Písecku, Domažlicku a na západní Moravě (Dolní Bory, Cyrilov, Rožná, Vídeň a řada jiných lokalit).

Jsou rozšířené i z hlediska celosvětového. Drúzy v pegmatitech tvoří turmalín, topaz, růženín, morion a pod. Největší krystaly byly popsány z Minas Gerais (Brazílie), z Madagaskaru a Ukrajiny (volyňské pegmatity), pegmatity Uralu a Zabajkalské oblasti.

Vedle nejznámějších granitických pegmatitů se vyskytují granodioritické pegmatity, alkalickoživcové syenitické pegmatity, foidové pegmatity a i gabrové pegmatity (tvořené labradoritem a pyroxenem) apod.

Praktické použití: Pegmatity patří mezi vyhledávané horniny, se širokým průmyslovým využitím. Draselné živce jsou využívány při výrobě porcelánu, slídy využívá elektrotechnický průmysl, křemen se využívá k optickým účelům. Z lepidolitu a cinvalditu se získává Li. Řada minerálů obsahuje vzácné prvky (Be, U, Th, Nb, Ta, Zr, Ti).

4.79 Aplít

Termín je používán:

☞ Podle subkomise IUGS jako termín pro jemnozrnný leukokratický granitoid složený výhradně z křemene a živců, s panxenomorfně zrnitou strukturou;

☞ v širším významu slouží pro souhrnné označení žilných horniny s panxenomorfně zrnitou strukturou.

Granitické aplity jsou hojně zastoupeny v granitoidních komplexech. V mocnějších žilách mohou mít centrální partie i hruběji zrnité (prosté, pegmatitické). Aplity vystupují i v oblastech výrazně metamorfovaných. Zde však bývá jejich tvar a průběh nepravidelný, často se mění směr i mocnosti. Tyto aplity nejsou považovány za magmatické.

Výskyt: Granitické aplity jsou hojně rozšířeny v krystaliniku Českého masivu zejména v granitoidních masivech a jejich blízkém okolí (středočeský pluton, moldanubický pluton, brněnský a dyjský masiv), vyskytují se v moldanubiku, moraviku i dalších oblastech.

Granodioritické a tonalitické aplity jsou vzácnější. Makroskopicky mají šedou až šedozelelou barvu, velmi jemně zrnito až celistvé, struktura je panxenomorfně zrnitá. Vyznačují se převahou plagioklasu nad alkalickými živci, obsahují málo křemene a obecně je vyšší zastoupení tmavých minerálů (biotitu a amfibolu). Akcesorický je magnetit.

Výskyt: Granodioritické aplity vystupují v oblasti žulovského a javornického masivu v Jeseníkách. Tonalitický aplit byl popsán ze středočeského plutonu z Posázaví (od Zbořeného Kostelce, z. od Čerčan) a z Železných hor (okolí Žumberka).

4.80 Lamprofyr

Lamprofyry jsou mesokratické až melanokratické (vzácně ultramafické) horniny s nápadnými porfyrickými strukturami.

Lamprofyry jsou tmavé horniny, složitých staveb neobvyklých v plutonických a vulkanických horninách. To bylo důvodem pro vypracování jejich samostatné klasifikace. Minerálním složením, stavbami a současně značnou variabilitou chemického složení se liší jak mezi sebou navzájem, tak i od typických plutonických či vulkanických hornin.

Tmavé minerály, zejména olivín, pyroxeny, biotit a plagioklasy mohou být výrazně hydrotermálně alterované. Často obsahují minerály s OH⁻ (amfiboly, biotit, chlority, serpentín, mastek apod.), karbonáty (kalcit), sulfidy, apatit a zeolity.

Kalcit, zeolity a další hydrotermální minerály mohou mít ráz minerálů primárních. Pokud budeme srovnávat jejich chemické složení s odpovídajícími plutonity zjistíme, že obsah H₂O, CO₂, S, P₂O₅, Ba a některých dalších prvků je v porovnání s nimi vysoký.

Lamprofyry jsou horniny rozšířené nejen v ČR, ale popisované v různých asociacích po celém světě. Znamé jsou jejich výskyty z Evropy: Německo, Francie, Itálie, dále Španělsko, Portugalsko i ze Skandinávie: Norsko, Finsko.

Lamprofyry se dále dělí na:

↳ Vápenato-alkalické (lamprofyry v užším smyslu; vystupují v asociaci s postorogenními granitoidními komplexy): mineta, vogezit, kersantit, spessartit. Číslo tmavosti menší než 35% (obvykle 25-35);

↳ Alkalické lamprofyry: camptonit, sannait, monchiquit. Vystupují v asociaci s alkalickými komplexy nebo s karbonatity. Číslo tmavosti vyšší než 40%;

↳ Melilitové lamprofyry: alnöity, polzenity (modlibovity, luhity, vesecity, bergality). Vystupují v asociaci s alkalickými horninami a karbonatity. Číslo tmavosti vyšší než 70%.

Mineta

Čistě biotitové minety se vyskytují zřídka. Obvykle obsahují i pyroxen (pyroxen-biotitové) nebo amfibol. Porfyrická struktura je dobře viditelná i makroskopicky. Postupným přibýváním porfyrických vyrostlic živců přecházejí do porfyrických mikrosyenitů.

Minety jako velmi snadno zvětrávají. V navětralých partiích je pak dobře patrná kulovitá odlučnost některých minet.

Výskyt: V Českém masivu vystupují spolu s ostatními lamprofyry ve středočeském plutonu (Kozárovice na Mirovicu, širší okolí Nepomuku atd.). Běžné jsou v moldanubiku, vystupují východně od centrálního moldanubického plutonu. Ze středočeského plutonu byla popsána např. i křemenná mineta u Roudenského rybníka z. od Blatné.

Vogesit

Makroskopicky jsou vogesity tmavošedé až černé barvy. Vogesity mohou být porfyrické i stejnoměrně zrnité. Minerální složení: alkalické živce (ortoklas převažuje nad albitem), amfibol, diopsidový pyroxen a malé množství plagioklasu (oligoklas-andezín). Tmavé minerály jsou zastoupeny amfibolem, nebo amfibolem a pyroxenem (diopsid, diopsid-augit, augit), ± olivín, ± biotit.

Porfyrické vyrostlice tvoří amfibol, nebo amfibol + pyroxen, vzácněji olivín a někdy i biotit.

Olivín je přeměněn v pilit. Základní hmota je tvořena nejčastěji ortoklasem, který bývá "prošpikován" jehličkovitým amfibolem.

Přibýváním biotitu přecházejí vogesity do minet, přibýváním plagioklasu (na úkor alkalických živců, především ortoklasu), do spessartitů.

Výskyt: Byly popsány ze středočeského plutonu (Úročnice u Benešova).

Kersantit

Makroskopicky velmi podobný minetě, šedočerný, s nápadnými lupínky biotitu.

Minerální složení: Biotit, plagioklas (oligoklas – andezín), augit ± alkalické živce, obsahuje diopsid nebo augit, amfibol, ± i olivín nebo křemen. Akcesoricky je zastoupen apatit, kalcit, Fe-oxidy a sulfidy.

Přibýváním ortoklasu přecházejí do minet, přibýváním amfibolů do spessartitů.

Výskyt: V ČR byly popsány ze středočeského plutonu (Kojetín u Milína, Kasejovice), z centrálního moldanubického plutonu (zvláště z jv. části), z krkonošsko – jizerského masivu i ze západní Moravy.

Spessartit

Barva spessartitů je tmavošedá až černošedá, často s nazelenalým odstínem.

Texturu mají celistvou, mandlovcovitou, často jsou miarolitické. Mohou být porfyrické i stejnoměrně zrnité. Základní hmota porfyrických variet je jemně zrnitá až afanitická.

Minerální složení: amfibol a plagioklas (oligoklas – andezín), ± diopsid-augit, ± alkalické živce (ortoklas), někdy i olivín nebo křemen. Akcesoricky apatit, kalcit, Fe-oxidy a sulfidy

Porfyrické vyrostlice tvoří tmavé minerály, nejčastěji amfibol.

Přibýváním porfyrických vyrostlic plagioklasů přecházejí do porfyrických mikrodioritů.

Výskyt: Středočeský pluton (hráz u Štěchovic, okolí Milína, Mnichovice u Říčan), křivoklátsko-rokycanské pásmo, krkonošsko – jizerský a lužický masiv.

8 Vulkanity

4.81 Alkalickoživcový ryolit

Definice: V QAPF klasifikačním diagramu odpovídá oblast 2. Vulkanický ekvivalent alkalickoživcového granitu.

4.82 Ryolit

Definice: V QAPF klasifikačním diagramu vulkanitů odpovídá poli 3. Ryolity jsou definovány jako výlevné ekvivalenty granitů obsahující především křemen (tridymit, případně cristobalit, 20 - 60% z křemene a živců), alkalické živce (sanidin 35-90% z živců), plagioklasy (oligoklas, andezín 10-65% z živců).

Ryolity (= liparity) jsou hojné výlevné horniny s porfyrickými vyrostlicemi, které tvoří zejména sanidin (vzácněji kyselý plagioklas) a křemen (ojediněle biotit, amfibol a pyroxen). Tyto tvoří i základní hmotu. Dacity ani ryolity při svém silném přesycení SiO_2 zásadně nemohou obsahovat olivín.

Základní hmotu je velmi jemnozrnná, její charakter je variabilní, krystaly minerálů mohou být doprovázeny sklem (případně může být základní hmotou sklovitá).

Dacity a ryolity mají často vysoký podíl kyselého skla. Zejména mezi ryolity jsou hojné silně sklovité typy jako obsidiány, perlity a smolky. Hemikrystalické ryolity a dacity s relativně velkými vyrostlicemi křemene a živců v celistvém skle mají vitrofyrickou mikrostrukturu (= porfyrickou se sklovitou základní hmotou) a ve starší literatuře jsou někdy označovány jako vitrofyry.

Ryolity mohou být následkem postvulkanické exhalační činnosti intenzivně rozloženy jsou kaolinizovány a alunitizovány.

Ryolity tvoří v přírodě kupy, proudy, časté jsou ve vulkanických brekcích, ignimbritech nebo tufech i jako vulkanická skla (obsidián, smolek, pemza).

Výskyt: Vyskytují se spolu s dacity, andezity a bazalty. Ve SR vystupují v Kremnickém a Štiavnickém pohoří, zejména v okolí Vyhni u Štiavnice, Hliníku, Bartošovy Lehotky (spolu s obsidiánem) a na v. Slovensku -Prešovské vrchy, Tokajské vrchy. Popsány byly z Liparských ostrovů u Sicílie (v německé, italské a ve starší české literatuře jsou ryolity označovány termínem liparit), V ČR se vyskytují v jižní části Krkonošského podhůří (Tatobity).

Praktické použití: Ryolit (obsidián, perlit) se často používá jako materiál pro konstrukci speciálních termických a akustických izolátorů. Ryolitová pemza je v chemii využívána jako velmi dobrý filtrační materiál. Aztécká kultura v Mexiku je využívala jako vhodný stavební materiál, sloužila i jako dekorační kámen.

Paleoryolity ČR

Jejich vznik je nejčastěji spojován se závěrečnou fází variské orogeneze, jsou stáří svrchně karbonického a permského. Minerální složení a chemické složení je shodné s ryolity. Na rozdíl od nich bývají intenzivněji alterovány. Vždy jde o horniny světlé, často s felzickou základní hmotou, které kromě efuzivních těles tvoří drobné pně a žíly. Terminologie se řídí celkovou horninovou asociací (některé z nich mohou být označeny i jako porfyrické mikrogranity).

V ČR se vyskytují jejich žíly ve svrchním paleozoiku, v Povltaví, nehojně jsou v jílovském pásmu; efuzivní typy se ve svrchním paleozoiku u Mníšku a Davle, kambrické v křivoklátsko-rokycanském pásmu, permské v Podkrkonoší: Tatobity a další výskyty v širším okolí Kozákova, Hodkovice, Vlčetín, Bohdánkov, Pelíkovice u Liberce, dále v okolí Broumova (Vraní hory na česko - polské hranici), Běloves u Náchoda, v Oparenském údolí u Lovosic, v okolí Teplíc a jinde. Na Slovensku byly popsány ve slovenském rudohoří.

4.83 Ryodacit

Definice: V QAPF klasifikačním diagramu vulkanitů odpovídá poli 3b (vulkanický ekvivalent monzogranitu)²⁶.

4.84 Dacit

Definice: Podle doporučení komise IUGS termín pro vulkanické horniny pole 4 a 5 v QAPF diagramu.

4.85 Alkalickoživcový trachyt / trachyt

Definice: Ve Streckeisenově klasifikaci jde o efuzivní ekvivalenty alkalickoživcových syenitů a syenitů. Alkalické živce (sanidin, ortoklas tvoří 65-100% z živců), plagioklas (oligoklas, andezín 0-35% z živců), křemen (tridymit, cristobalit 0-5% z křemene a živců). Při obsahu křemene vyšším než 5% a do 20% jde o kvarctrachyt. Pokud chybí křemen a jsou přítomny foidy do 10%, jde o trachyt s foidy.

4.86 Latit

Definice: Ve smyslu QAPF klasifikace je latit efuzivním ekvivalentem monzonitu. Je složený z alkalických živců (sanidin a ternární živce 35-65% z živců), plagioklas (oligoklas, andezín, vzácněji labradorit 35-65% z živců), křemen (0-5% z obsahu živců a křemene). Zvyšujícím obsahem křemene mezi 5-20% přechází v kvarclatit, při absenci křemene s foidy do 10% - jde o latit s foidy. Latity odpovídají horninám označovaným dříve jako trachyandezity a trachybazalty²⁷.

4.87 Latiandezit

Definice: Podle klasifikace QAPF je latiandezit definován jako vulkanický ekvivalent monzodioritu (oblast 9 QAPF diagramu)²⁸. Plagioklas (speciálně zonální krystaly labradoritu, bytownitu a oligoklasu, 65-90% z živců); alkalické živce (ortoklas a živce ternární, 10-35% z živců), křemen (0-5% z živců a křemene), stoupajícím obsahem křemene (5-20%) přejdou do kvarclatiandezitu, bez křemene a do 10% foidů do latiandezitu s foidy.

²⁶ Jde o první návrh. V druhém návrhu klasifikace IUGS je ryolit rozšířen i na oblast 3b. Dacity jsou chápány jako efuzivní ekvivalenty granodioritu až tonalitu, obsahující křemen (20-60% z celkového obsahu křemene a živců) a plagioklasy (andezín, labradorit 65-90% z živců).

²⁷ Liší se bazicitou plagioklasu.

²⁸ V druhém návrhu je latiandezit a latibazalt zahrnut do jednoho širokého pole společně s andezity a bazalty tj. oblast 9,9*,9'-10, 10*,10'.

4.88 Latibazalt

Definice: Podle Streckeisenovy klasifikace je latibazalt definován jako vulkanický ekvivalent monzogabra (oblast 9 QAPF diagramu). Má shodné složení jako předcházející latiandezit, liší se pouze obsahem tmavých minerálů (mezi 35-40%) a bazicitou plagioklasu.

4.89 Andezit

Definice: Podle klasifikace QAPF jsou andezity efuzivními ekvivalenty dioritů. Plagioklasu tvoří 90-100% z živců. Alkalické živce (ortoklas a ternární živce 0-10% z živců), křemen (0-20% z křemene a živců). Ve varietách bez křemene (0-10% foidy) jde o andezit s foidy.

Andezity jsou často hydrotermálně přeměněny. Hydrotermální přeměna bývá někdy doprovázena vznikem rudních žil. Primární minerální složení andezitů se výrazně mění. Z plagioklasů vzniká jílový minerál, sericit a albit. Tmavé minerály se mění v epidot, chlorit, objevuje se kalcit a výrazné prokřemenění. Takto přeměněné andezity se nazývají propylity.

Podle povahy tmavých minerálů se andezity dělí do variet: amfibol-biotitové (převažuje biotit), biotit-amfibolové a pyroxen-amfibolové (převažuje amfibol), biotit-hyperstenové a augit-hyperstenové (převažuje hypersten, a biotit-augitové, amfibol-augitové a hypersten augitové (převažuje augit). V jejich rámci jsou nejkyselější andezity a s převahou biotitu a nejbazičtější augitové andezity.

Stanovení hranice mezi andezity a bazalty je často velmi problematické. Z existující řady rozlišovacích kritérií mezi nimi jsou, vedle bazicity plagioklasu, nejčastěji užívané číslo tmavosti (M) a obsah SiO_2 .

Andezity a bazalty proměnlivě zastoupení tmavých minerálů, dohodnuta byla hranice na $M=35\%$ obj. (nebo 40% hm.). Andezity mají pak obsah tmavých minerálů nižší než dohodnutý limit, bazalty naopak vyšší. Dalším kritériem je obsah SiO_2 , který je u andezitů vyšší než 52% hm. a u bazaltů nižší. Složení plagioklasů je často považováno za méně významné, a to i přesto, že je limitováno An_{50} . Existují vápenato-alkalické andezity s normativním obsahem až An_{65} (a mnohdy vyšším), které obsahují běžně i vyrostlice labradoritu či bytownitu.

Výskyt: Andezity spolu s bazalty patří mezi nejvýznamnější výlevné horniny. Podílejí se významně na složení vulkanitů celé cirkumpacifické oblasti i vulkanitů vázaných na alpínsko-himálájský orogén. Zde převládají nad ryolity i bazalty.

Andezity vystupují ve vulkanických komplexech různého geologického stáří: kadomských, kaledonských, variských nebo alpských.

V ČR v širším okolí Uherského Brodu, Nezdenice, Bojkovice, Bánov západně od Luhačovic, Tepelská vysočina, v Českém Středoohoří (z. od Třebenic). Ve SR Kremnicko-Štiavnické pohoří, Prešovské a Slánské vrchy, Vihorlat. Novohradské a Tokajské vrchy v Rumunsku, Bukové hory v Maďarsku, dále např. Fudžisan, Krakatoa, Kazbek, Kavkaz, Cotopaxi, Popocatepetl.

Praktické využití: Jako ložiska Au, Ag, Pb, Zn.

4.90 Bazalt

Definice: Bazalty jsou efuzivní ekvivalenty gabra. Spolu s andezity spadají do oblasti 10 QAPF diagramu. Živce jsou zastoupené bazickými plagioklasu (labradorit, bytownit a vzácněji anortit), které tvoří 90-100% z křemene a živců, alkalické živce (0-10% z živců), křemen (0-5% z křemene a živců). Přibýváním křemene (5-20%) přecházejí do kvarcbazaltů, bez křemene a s foidy (0-10% zejména nefelinu) v bazaltu s foidy.

Se zřetelem na jejich základní geochemické řady pak odpovídají: vápenato-alkalické bazalty a bazalty se zvýšenými obsahy Al_2O_3 (nově leukobazalty) oblasti 10 QAPF diagramu; tholeiitické*

bazalty poli 10 a částečně i 10*; alkalické bazalty nejčastěji poli 10'. Hawaiity se promítají do pole 9' a 10', mugarity do oblastí 9 a 9'.

4.90.1 Olivínový bazalt s foidy

Definice: Podle Streckeisenovy klasifikace je složen z plagioklasu (labradorit, bytownit vzácněji anortit 90-100% z živců), alkalických živců (0-10% z živců) a foidu (nejčastěji nefelin 0-10% z živců a foidů). Jak vyplývá z předchozího textu je definování tohoto termínu problematické. Je velmi pravděpodobné, že olivínový bazalt (s normativním nefelinem) lze lehce zaměnit za olivínový bazalt s foidy (s nefelinem). Nefelin nemusí být vždy v hornině přítomen jako reálný minerál, musí však být zastoupen v normě horniny.

Terminologie:

Komisi IUGS je jednoznačně doporučený název bazalt bez ohledu na stáří vulkanitu.

Diabas

Termín používaný pro paleozoické a prekambriické bazalty, není doporučen.

Melafyr

Termín je považován za zastaralý.

Spilit

Termín je vázán na prokazatelné metasomatické či metamorfnní změny ve facii zelených břidlic (kryje se s termínem metabazalt, který je doporučen).

Dolerit

Název můžeme používat pro středně zrnité horniny, vystupující v žilách, čočkách a pod., s ofitickou nebo intersertální strukturou. Může být i alterovaný, geologický věk není rozhodující.

Často je však chápán i jako synonymum mikrogabra.

Porfyrické vyrostlice se mohou shlukovat v glomerofyry. Základní hmota porfyrických variet může být ofitická, intersertální, pilotaxitická, hyalopilitická. Ve stejnoměrně zrnitých varietách může být i hypautomorfnně zrnitá. Variety s porfyrickými vyrostlicemi olivínu mohou mít i vitrofyrickou základní hmotu. Bazalty jsou nejčastěji horniny melanokratní. Pro kvantitativně mineralogickou klasifikaci však mají největší význam živce.

Od pyroxenových andezitů se liší přítomností bazického plagioklasu a vyšším obsahem tmavých minerálů. Od alkalických hornin (tefritů, bazanitů, nefelinitů apod.) se odlišují nepřítomnými foidy.

Mezi ekvivalenty plutonit - vulkanit platí :“ hodně bazaltů málo gaber, hodně granitů, málo ryolitů“.

Bazalty patří mezi nejrozšířenější výlevné horniny v komplexech nejrůznějšího stáří, jejichž objem daleko převažuje ostatní efuziva. Tvoří nejčastěji lávové proudy, vulkanické brekcie, tufy, aglomeráty. Za vhodných geotektonických podmínek vystupuje velmi tekutá láva podél hlubokých zlomů, vylévá se a pokrývá obrovské plochy zemského povrchu (tzv. plátobazalty). V jiných, zejména pod vodní hladinou vylitých, lávových proudech vznikají polštářové, tzv. pillow - lávy a variolitické textury. Při vzniku polštářových láv se proud rozpadá na množství vakovitých polštářových útvarů, které jsou na sebe nakupeny a mezery mezi nimi mohou být vyplněny i jiným horninovým materiálem.

Bazalty bývají postiženy druhotnými alteracemi, tmavé minerály se mění na aktinolit, chlorit, karbonáty, epidot aj., bazické plagioklasy jsou nahrazovány albitem. Albitizace je charakteristickým rysem spilitů (albitizované, metasomaticky postižené bazalty - metabazalty). Při povrchovém zvětrávání se některé bazalty rozpadají úlomkovitě, hrubozrnější variety na písčito-jilovitou zvětralínu (velmi úrodná), pro jiné je charakteristický drobně kuličkový (bročky) rozpad, tzv. Sonnenbrand. Odlučnost bazaltických hornin je sloupcovitá, někdy deskovitá nebo balvanovitá.

Variety bazaltů:

4.90.2 Tholeiit (tholeiitový bazalt)

Obvykle má makroskopicky velmi tmavou barvu, je šedočerný až černý. Tmavé minerály jsou zastoupeny více než 35%obj., pokud je jejich obsah nižší jde o leukobazalt.

Hornina složená v podstatě z plagioklasu, augitu a rombického pyroxenu. Augit tvoří velmi často velké, makroskopicky patrné vyrostlice. Křemen je podružný, zastoupen zejména mezi normativními minerály (kvarcnormativní tholeiit). Pokud je přítomen olivín ve vyrostlicích uvádí se v názvu a jde o olivínový tholeiit. Existují i tholeiity, které mají vyrostlice tvořené pouze, nebo téměř pouze, plagioklasy. Tyto se často označují jako bazalty s vysokými obsahy Al_2O_3 , nebo vysocce hliníkové bazalty. Nejvhodnější je označení leukobazalt.

4.90.3 Olivínový bazalt

Představuje v rámci bazaltů horninu nejhrubšího zrna a současně i nejtmaší. Charakteristická je přítomnost porfyrických vyrostlic olivínu. Pokud olivín zjistíme přepočtem na mesonormu horniny jde o olivín-normativní bazalt (s pyroxenem) nebo o olivín-normativní bazalt s foidy (s nefelinem).

Nejvyšší obsah olivínu má oceánský melanobazalt -pikrobazalt.

Výskyt: Bazalty jsou velmi rozšířené, zastoupené téměř ve všech geologických útvech. Terciární bazalty se vyskytují v Českém středohoří (Žebreník u Ústí nad Labem a v Doupovských horách (olivínové). Bazalty permokarbonské nalezneme zejména v Podkrkonošské pahorkatině a vnitrosudetské depresi. Časté jsou zde mandlovce (od nich byl odvozen termín melafyr), krásně zbarvené a bohaté na druhotné minerály v mandlích (Horky, Kozákov, vrch Levín).

Staropaleozoické bazalty (diabasy) se vyskytují nejhojněji barrandienském ordoviku a siluru; devonské vystupují v Nížkém Jeseníku a v metabazitové zóně brněnského masívu (část je pravděpodobně starší). Nejstarší bazalty svrchního proterozoika (dříve tzv. spility, kyzové spility od Chvaletic) jsou často ve formě pillow - láv zastoupeny hlavně v pruhu mezi Klatovy a Kralupy nad Vltavou.

Ve SR vystupují bazalty v okolí Štiavnice a Banské Bystrice.

Praktické použití: Spolu s vysokou pevností ($1500 - 3000 \text{ kg/cm}^2$, u jemnozrnných až 4000 kg/cm^2) se vyznačují i velkou houževnatostí. Hodí se zejména na kvalitní šterk, štet, eventuálně na stavební kamenivo do betonů, i přesto, že je méně vhodný na dlažbu (nevhodná - klouže), býval dost často k těmto účelům používán (využívalo se kontrastu světlých kvarcitů a tmavých bazaltů). Přirozené bazaltové sloupy se užívají na stavební práce, zejména na hráze (Holandsko, Řecko), kde se výhodně uplatňuje jejich značná specifická váha a odolnost.

V posledních desetiletích nalézá stále větší uplatnění petruergie, rozšiřují se výrobky z uměle taveného bazaltu, zhotovují se z něho dlaždice, může být odléván do forem. Po správném vykrytalování mají výrobky vynikající mechanické vlastnosti, vysokou odolnost vůči tření, ve které daleko předčí výrobky z ušlechtilých ocelí (např. různá potrubí pro dopravu sypkých materiálů, pumpy apod.). Rozstřikováním taveného bazaltu pomocí proudu vzduch nebo páry lze vyrobit bazaltovou vatu, která má vynikající izolační vlastnosti.

4.91 Alkalickoživcový kvarc|trachyt, alkalickoživcový trachyt, alkalickoživcový trachyt s foidy | |

(alkalický trachyt, keratofyr)

Definice: Podle IUGS klasifikace horniny odpovídající 6*, 6, 6, složené z živce (sanidin, ortoklas, živce ternární, albit; 65-100% z živců), plagioklas (oligoklas, andezín; 0-35% z živců), křemen (0-20% z křemene a živců), v případě, že chybí křemen mohou být přítomny foidy max. do 10% (nefelin, leucit, haüyn).

4.92 Foidový trachyt (leucitový, sodalitový trachyt), fonolit (=znělec= nefelinový trachyt)

Definice: Pokud obsahuje nefelin je označován jako fonolit, v ostatních případech jako trachyt. Nefelinový fonolit je fonolit sensu stricto. Trachyt obsahuje alkalické živce (převážně Na - sanidin, ternární živce albit; 90-100% z živců), plagioklas (oligoklas, andezín 0-10% z živců) a jeden nebo několik foidů (nejčastěji nefelin, méně často leucit, nosean, haüyn, sodalit 10-60% z živců a foidů). V QAPF diagramu spadá do pole 11.

Některé trachyty obsahují drúzy vyplněné zeolity, tato forma jejich výskytu je druhotná, vznikají sekundárně působením teplých vodných roztoků na horniny. Objevuje se natrolit, chabazit a apofylit. Asociace kalcitu a zeolitu vzniká přeměnou foidů.

Pokud obsahují nefelin jsou označovány jako fonolity, v ostatních případech jako trachyty. Z dalších foidů bývají zastoupeny ponejvíce sodalit a leucit.

Fonolity a foidové trachyty tvoří hlavně kupy a lakolity, v menší míře i proudy a žíly. Vystupují v sepětí s jinými alkalickými efuzívy. Vyznačují se většinou deskovitou, vzácněji sloupcovitou odlučností. Fonolity tvoří typické kupovité nebo kuželovité vrchy. Poměrně rychle zvětrávají.

Výskyt: V ČR jsou fonolity zastoupeny v jz. části Českého středohoří v okolí Mostu a Bíliny: Bořeň, Ovčí hora, Želenický vrch, Zlatník u Bíliny, Hněvín (Zámecký vrch), Špičák, Ryzelský vrch u Mostu. Jiným příkladem fonolitu jsou horniny Mariánské hory v Ústí n. Labem, které obsahu významný podíl natrolitu. Natrolit vyplňuje mezery mezi ostatními minerály, je přítomen v plagioklasu a v dutinách. Protože natrolit zastupuje v hornině nefelin je zařazení mezi fonolity oprávněné. V Českém středohoří byly rovněž popsány sodalitové trachyty např. ze s. okolí Roztok n. Labem. V zahraničí jsou leucitové trachyty zastoupené v římské vulkanické provincii.

Praktické použití: Fonolity mají poměrně vysokou pevnost v tlaku (1500 - 2400), jsou však značně křehké. Hodí se na štěrky, v místech svého výskytu se používají jako stavební kámen. V poslední době se některé druhy fonolitů užívají na výrobu skla, zejména lahvového.

4.93 Tefrifonolit = Tefritický fonolit

Definice: V QAPF diagramu spadá do oblasti 12. Obsahuje plagioklasy (10-50% obj. z celkového množství živců), 10-60% foidů (ze sumy foidů a živců).

4.94 Fonotefrit-Fonobazanit

Definice: V QAPF diagramu zauímají oblast 13. Obsahují plagioklas (oligoklas, andezín nebo labradorit, 50-90% z živců), alkalické živce (sanidin a ternární živce 10-50% z živců) a foidy (10-60% z živců a foidů). Jde o efuzivní ekvivalenty essexitu (foidového monzodioritu, foidového monzogabra). Ve fonotefritu je olivín přítomen do 10% obj., ve fonobazanitu více než 10% obj. Tmavé minerály mohou být zastoupeny do 60% obj.

4.95 Tefrit

Definice: Podle QAPF klasifikace efuzivní ekvivalent theralitu (oblast 14). Obsahuje plagioklasy (labradorit, bytownit; 90-100% z živců), alkalické živce (0-10% z živců) a foidy (nefelin, leucit, sodalit, hařyn, nosean, analcim; 10-60% z živců a foidů). Olivín může tvořit 0-10% objemu horniny, pokud je zastoupen významněji jde o bazanit.

Časté jsou pórové textury, póry druhotně vyplňují zeolity. Tefrity i bazanity obsahují běžně více než 50 % tmavých minerálů. Tefrity se podle přítomného foidu dělí na variety: nefelinové, sodalitové, leucitové tefrity. Běžně bývají přítomni dva ze zástupců živců. Nejčastěji leucit a nefelin: leucit - nefelinový tefrit.

Tefrity tvoří povrchové výlevy, pravé a ložní žíly, někdy i extruzivní (tufy). Jsou vázány na alkalické oblasti efuziv.

Výskyt: V ČR se vyskytují zejména v Českém středohoří, kde tvoří zhruba 20% všech vulkanitů. Zastoupeny jsou zejména variety leucitové (cca 18%) a nefelinové (2%), ojediněle sodalitové. Tvoří vrcholovou část Ralska jv. od Mimoně, vystupují sz. a sv. od Ústí n. Labem a jv. od Benešova n. Ploučnic. V Doupovských horách jsou vzácné, popsány byly leucitové tefrity vjv. od Karlových Var. Nefelinovému tefritu odpovídá i část hornin tvořících Kunětickou horu u Pardubic.

Známé jsou leucitové tefrity z římské vulkanické oblasti (Vesuv- Monte Somma, Sabatunský vulkán apod.)

4.96 Bazanit

Definice: Podle QAPF klasifikace efuzivní ekvivalent theralitu (oblast 14). Obsahuje plagioklasy (labradorit, bytownit; 90-100% z živců), alkalické živce (0-10% z živců) a foidy (nefelin, leucit, sodalit, hařyn, nosean, analcim 10-60% z živců a foidů). Olivín je zastoupen více než 10% obj.

Podle přítomného foidu jsou rozlišovány: nefelinový, leucitový nebo nefelin-leucitový bazanit. Porfyrické vyrostlice tvoří nejčastěji olivín a augit. Drobné vyrostlice jsou obklopeny afanitickou základní hmotou složenou z nefelinu (leucitu nebo minerálů sodalitové skupiny), plagioklasu i tmavých minerálů (především augitu). Foidy mohou být poikilitické, mohou tvořit i porfyrické vyrostlice. Amfiboly a biotit jsou vzácné, obvykle přeměněné. Pro většinu bazanitů jsou typické alterace. V pórech se objevují zeolity a kalcit. Olivín je pseudomorfován minerály serpentínové skupiny, foidy a živce zeolity. V některých leucitových bazanitech dosahuje augit až cm velikostí. Silně pórovité leucitové bazanity oblasti kolem Milešovky snadno zvětrávají a rozpadají se. Z nich se pak lehce získávají (obdobně jako z tufů) dokonale omezené krátce sloupečkovité augity.

Výskyt: V ČR se nefelinové bazanity vyskytují v Českém středohoří, zejména v. od Ústí nad Labem, menší výskyty jsou v Tepelské vysočině (Bochov u Karlových Var). Leucitové bazanity nalezneme v Doupovských horách a téměř v celém území Českého středohoří především v širším okolí Milešovky (zejména jz., sv.). Popsány byly z Kanárských a Azorských ostrovů, z Madeiry a z jižní Itálie (např. Vesuv).

4.97 Foidit (nefelinit- leucitit)

Definice: V QAPF klasifikačním diagramu odpovídají tyto horniny oblasti 15 (15a, 15b, 15c). Obsahují foidy (nejméně 60% z živců a foidů). Při obsahu foidů mezi 60-90% se vyznačují ještě tefritický a fonolitický foidit (15a, 15b).

4.98 Augitit

Definice: V QAPF Streckeisenově diagramu spadá do pole 16 (ultramafititů) spolu s melilitity a pikrity. Existují přechody do leucititů i melilititů

4.99 Melilitit

Definice: Efuzivní hornina složená z melilitu a augitu, obsahuje-li více než 10 % olivínu jde o olivínový melilitit. V případě, že je zastoupen melilit méně než 10% z objemu horniny jde augitit (případně jinou varietu tvořenou monoklinickým pyroxenem, melilitem, ± olivínem a sklem). Přibýváním foidů vznikají přechodné členy k nefelinitům, leucititům a pod.

4.100 Komatiit

Definice: Ultramafická výlevná hornina s typickým vysokým obsahem MgO (>18%, při přepočtu na bezvodý základ), vysokým poměrem CaO/Al₂O₃ (>1) a velmi nízkým obsahem alkálií (<0,9% K₂O). Obsahují 20-35% modálního olivínu (10-30% normativního olivínu). Většina z nich má typické normativní složení bazaltu s obsahem normativního plagioklasu vyšším než 15%. Podle obsahu SiO₂ a MgO je v nich vyčleňují dvě variety komatiity (vysoce hořčnaté bazalty) a boninity (vysoce hořčnaté andezity).

4.101 Vulkanická skla

V terminologii vulkanických hornin se sklovitou fází se používá (hm.%):

0-20% horniny s malým množstvím skla (se sklem,

např. dacity se sklem);

20-50% sklem bohaté (např. sklem bohaté dacity);

50-80% sklovité (např. sklovité dacity);

80-100% vulkanická skla (speciální názvy, např. obsidián, perlit, pemza, smolek).

Podíl tmavých složek v obj. % se neudává, záleží na jejich chemickém složení. Obecně platí, že čím kyselejší hornina je, tím je světlejší sklo.

Vulkanická skla mohou vznikat při velmi rychlém tuhnutí v okrajových partiích lávových příkrovů, vzácněji může sklovitě utuhnout i jejich celkový objem. Mohou vznikat i utužením vyvržené lávy. Makroskopicky mají sklovitý nebo smolný lesk, lasturnatý lom, nebo se rozpadají perličkovitě (perlit). Jsou kompaktní i pórovité (pemza). Obvykle obsahují drobné krystalinity minerálů rozmanitých tvarů. Vznik vulkanických skel závisí na viskozitě magmatu. Nejčastější jsou skla kyselá a intermediální. Mohou však svým složením odpovídat nejruznějším efuzivním horninám (známé jsou např. bazaltické pemzy).

Podle makroskopického vzhledu se obvykle rozlišuje: obsidián, smolek, perlit a pemza.

Přírodní vulkanické sklo – obsidián se makroskopicky vyznačuje skelným leskem a lasturnatým lomem. Na rozdíl od smolku má velmi nízký obsah vody (1 - 2%).

Výskyt: Na východním Slovensku, nedaleko Selešky u Bodrogu při hranici s Maďarskem, spolu s ryolity u Bartošovy Lehotky, Tokajské vrchy, okolí Hliníku a další místa v Kremnicko-Štiavnickém rudohoří.. Dále např. Sedmíhradsko, Yelowstonský národní park v USA, Liparské ostrovy, východní Sibiř.

Praktické použití: Vzhledem ke svému lasturnatému lomu byly používány k výrobě kamenných zbraní jak v kulturách pravěku, tak i v kulturách historických, které neznaly užitkové kovy (např. v Americe, na oceánských ostrovech).

Využívá se ho i pro datování kultur, které se provádí na základě posouzení mocnosti vrstvičky hydratovaného skla na čerstvém lomu. Lze používat pro artefakty starší 200-200 000 let.

Smolek má typicky smolný lesk a nepravidelný až lasturnatý lom. Tvoří obvykle okrajové partie lávových proudů nebo samostatné polohy a žíly. Obvykle obsahuje malé množství drobných porfyrických vyrostlic (křemen, živce, biotit) nebo jejich mikrolity. Má vyšší obsah vody (obvykle mezi 4-10%), kterým se odlišuje od obsidiánu (pod 1-2%).

Výskyt: Ve SR byl popsán u Hliníku, dále od Merníku (u Vranova nad Toplou, u Prešova). Nalezneme jej i v Sasku, v širším okolí Míšně.

Vulkanické sklo perlit s drobně kuličkovitou odlišností, která vzniká v důsledku vnitřního pnutí při jeho ochlazování. Název odráží stavbu.

Výskyt: Vyskytuje se ve SR. Provází ryolity v Kremnickém a Štiavnickém pohoří (u Hliníku), nalezneme jej v Tokajských vrších, dále pak např. v okolí Padovy v Itálii..

Praktické použití: V posledních letech se perlit využívá k výrobě tzv. expandovaného perlitu. Prudkým zahříváním rychle ztrácí vodu a zvětšuje svůj objem až 10krát, při získání pórovité textury. Expandit je cennou surovinou pro výrobu lehčených staviv, má rovněž výborné izolační a filtrační vlastnosti.

Termín pemza se používá pro označení světlých, lehkých, pěnových skel s malým obsahem vody. Póry jsou tak četné, že horninu nadlehčují do té míry, že má menší specifickou hmotnost než voda.. Obvykle svým složením odpovídá ryolitu. Jsou však známé i pemzy dacitické, ryodacitické a vzácně i bazaltické. Obsahuje v malém množství mikrokrystaly, nebo fluidálně uspořádané mikrolity. Vyskytuje se v asociaci s ostatními varietami vulkanických skel. Obsah vody je nízký obdobně jako u obsidiánu.

Výskyt: Ve SR Tokajské vrchy, ryolitická pemza byla popsána z údolí Toplé u Hliníku, dále se vyskytují na Liparských ostrovech nebo v Zakavkazku.

Praktické použití: Pemzu lze používat jako kamenivo do pórobetonu (lehčená staviva).

4.102 Tefra

Termín tefra je v poslední době obecně užívaný pro všechny pyroklastické horniny. Bývá mu dávána přednost před názvy pyroklastické horniny, tufy atd.

Vznikají vyvrhováním sopečného materiálu a jeho usazováním na pevnině nebo v moři. Protože tento pochod často probíhá bez zvětrávání, dalšího transportu a opracování sopečného materiálu, neodpovídají definici sedimentární horniny. Proto je vhodnější jejich přiřazení k magmatickým horninám.

Termín tefra je v poslední době obecně užívaný pro všechny pyroklastické horniny. Bývá mu dávána přednost před názvy pyroklastické horniny, tufy atd.

Pyroklastika stojí poněkud stranou magmatických hornin i usazených hornin. Je to proto, že vznikají vyvrhováním sopečného materiálu a jeho usazováním na pevnině nebo v moři. Tento pochod často probíhá bez dalšího transportu a opracování sopečného materiálu.

V historii sopečné činnosti rozeznáváme období explozivní a období efuzivní a klidové.

V explozivním období je láva vyvrhována do prostoru nad sopkou. Při svém výstupu směrem vzhůru se rozstříkuje a padá dolů. Během výstupu a během pádu se postupně ochlazuje a tuhne, obvykle se objevuje vysoký podíl skla. V efuzivním období vytéká láva na zemský povrch (v případě, že jde o sopku na pevnině), nebo na mořské dno (sopky podmořské) a tuhne na horniny efuzivní.

Sopečné vyvrženiny se klasifikují stejným způsobem jako horniny efuzivní (výlevné).

Sopečné extruze svým úlomkovitým charakterem připomínají klastické sedimentární horniny. To je důvodem proč jsou v literatuře tyto horniny nazývány jako: vulkanoklastické, pyroklastické nebo klastické vulkanické horniny.

Jemnozrné sopečné vyvrženiny mají poměrně jednotnou zrnitost. V ostatních skupinách často bývají společně sopečné vyvrženiny rozdílných zrnitostí.

Sopečné vyvrženiny mohou být v nižších zrnitostních třídách *litoklastické* (pokud jde o kousky utuhlé lávy), nebo *krystaloklastické*, pokud jde o krystaly nebo jejich úlomky. V rámci litoklastických se pak vyčleňují dále *hyaloklastické* - úlomky tvořené sklem.

Nezpevněné recentní vyvrženiny se vyskytují především na recentních sopkách (např. Etna, Vesuv, Stromboli), můžeme se s nimi setkat i na sopkách starších jako jsou např. Velký a Malý Roudný a Venušina sopka u Bruntálu na Moravě.

Jemné sopečné vyvrženiny jsou do značné míry sklovité. Sklo se poměrně rychle rozkládá a z materiálu, který takto vzniká se tvoří tmel mezi jednotlivými částicemi. Tak dochází k postupnému zpevnění a z tefry vzniká zpevněná hornina - tuf.

Tufy se v přírodě vyskytují mnohem častěji než nezpevněná tefra. Nalézáme je ve všech vulkanických oblastech od pleistocénu až po prekambrium.

Sklon k tvorbě tuřů mají hlavně ty horniny, jejichž magma bývá viskózní a přitom silně proplyněné, takže může být při erupci snadno rozptýleno a rychle tuhne (ryolity, andezity).

Tufy mohou obsahovat i starší sopečné vyvrženiny, úlomky různých hornin sedimentárních, metamorfovaných i vyvřelých. V tomto případě se používá pro jejich označení termínu xenotufy²⁹.

Kromě zrnitosti se tufy musí také označovat podle látkové povahy ke kterým vulkanickým horninám patří. Potom hovoříme o bazaltických, andezitických, ryolitických nebo trachytických tufech.

Sopečné vyvrženiny vznikající ve vodním prostředí (nebo jsou do něho přemístěné) se mohou mísit s materiálem vysloveně sedimentárním. Zvýší-li se obsah normálního klastického materiálu nad 10-50% jde o smíšenou horninu označovanou jako tufit³⁰. Tufity se vyskytují často společně s tufy, nebo se mohou vyskytovat na nich zcela nezávisle.

Pokud je sedimentární příměs vyšší než 50% jde o tufitické sedimenty (tufitické jílovce, pískovce ...).

9 Přehled zkratk používaných v terminologii magmatických hornin

A	Alkaline granites	alkalické až (vzácně) peralkalické na perthit bohaté granitoidy s obsahem alkalických amfibolů a alkalických pyroxenů - asociují se vznikem dómů a riftových struktur na kontinentech
ALK B	Alkali basalt	alkalický bazalt
Bon	Boninite	boninit
CAG	Continental Arc Granites	vznikají subdukci oceánské desky pod kontinentální - magmatity granitové řady se vyskytují na okraji

²⁹ Studium xenotufů, obdobně jako studium xenolitů u ostatních vyvřelých hornin může být cenným příspěvkem při poznání podložních hornin

³⁰ Spodní hranice procenta sedimentární příměsi není jednotná, podle některých autorů stačí i mnohem menší příměs, jiní definují tufity jako přeplavenou pyroklastickou horninu.

		kontinentální desky. Jako prototypy CAG slouží batolity Sierra Nevada a Idaho.
CCA	Crustal Collisional Authochthonous or Intrusive group	peraluminiové, autochtonní nebo intruzivní, bohaté na biotit, obsahují Al-silikáty, vznikají během kolize
CCG	Continental Collision Granites	vznikají při kolizi kontinent - kontinent. Za příklady jsou brány masívy vysokých Himálajů a Armorický masív ve Francii.
CEU G	Continental Epeirogenic Uplift Granites	jde o intruze, vázané na kontinentální vyklenutí, které následovně nepřešlo do tvorby riftu. Výzdvih je ve většině případů vázaný na diapirové vyklenutí svrchního pláště (hot-spot aktivita).
CST	Crustal Shearing and Thrusting group	intruzivní dvojslídne leukogranity asociující s krustálními pohyby, které probíhaly během procesu kolize
HCA	Hybrid Continental Arc group	bohaté na amfibol, vápenato-alkalické granodiority a tonality umístěné na kontinentálních okrajích nad aktivní subdukční zónou
HLO	Hybrid late Orogenic group	vápenato-alkalické, převážně s převahou K nad Na, často K-živec-porfyrické monzogranity umístěné během postkolizních zdvihů
IAG	Island Arc granites	jsou svým výskytem vázané na magmatické oblouky, které vznikly subdukcí jedné oceánské desky pod druhou. Masívy tohoto typu jsou známy z Papue New Guinea.
OP	Oceanic Plagiogranites	jedná se o malé masívy plagiogranitů vázané na ofiolitové komplexy. Byly však popsány i z oceánských ostrovů a středoocéánských hřbetů. Váží se na svrchní části magmatických členů ofiolitových komplexů.
POG	Post-Orogenic Granites	intrudují v posledních fázích orogeneze, resp. po ní. Tyto masívy jsou prostorově i časově spojené s orogenním procesem. Představují přechodný typ, který spojuje orogenní aktivitu a kratonizaci oblasti
RRG	Rift-Related Granites	jsou vázané na rifting kontinentální kůry. Proces může být rozdělaný na stadia: výzdvih kontinentální kůry - tvorba riftového grabenu - tvorba oceánského bazénu. Tvorba granitových masívů je převážně vázaná na etapu tvorby riftového grabenu. Jako typomorfní objekt jsou uváděny permské intruze Oslo grabenu.
TIA	Tholeiitic Island Arc	tholeiitické granitoidy asociující s ostrovními oblouky
TOR	Tholeiitic Oceanic Ridge groups	tholeiitické granitoidy s vulkanity středně oceánských hřbetů

Bazalty		
EM	Enriched mantle	mají nízký poměr U/Pb a Sm/Nd při středním obsahu Rb/Sr. Podle některých autorů je to způsobeno příměsí sedimentů ze subdukčních zón, většina autorů se však klání k názoru o

		diferenciaci pláště.
DMM	Depleted MORB mantle	Bazalty oceánských hřbetů mají nízký poměr Rb/Sr, U/Pb a vysoký poměr Sm/Nd
IAT	Island-Arc Tholeiit	tholeiit ostrovního oblouku
HIMU	Hawaii-Mugearit High μ mantle source region (see μ)	reprezentují starou oceánskou kůru, obohacenou o uran z mořské vody nebo ochuzenou o olovo v důsledku migrace v plášti mají vysoké U/Pb. K obohacení došlo před 1.5-2Ga
MORB	Mid-Ocean Ridge Basalt	bazalty oceánských hřbetů
OIA	Ocean- Island Alkali Basalt	alkalický bazalt oceánských ostrovů
OIB	Ocean-Island Basalt	bazalty oceánských ostrovů (na jižní polokouli) mají zvýšené poměry U/Pb, Th/U, Rb/Sr. Tato anomálie se označuje jako DUPAL (Dupré, Allègre 1983) a je vysvětlována kontaminací pláště kontinentální kůrou subdukovanou před 1.7Ga. Tato anomálie tvoří souvislý pás od jižního Atlantiku přes Indický oceán po jižní Pacifik
OIT	Ocean- Island Tholeiit	tholeiit oceánských ostrovů
PREMA	PREvalent Mantle reservoir	jsou interpretovány jako reziduum po diferenciaci a oddělení bazaltů oceánských hřbetů (DMM)
Sho	Shoshonitic Basalt	šošonit
Thol	Tholeiitic basalt	tholeiit
VAB	Volcanic-Arc Basalt	bazalt vulkanického oblouku
VAG	Volcanic-Arc Granite	granit vulkanického oblouku
WPB	Within-Plate Basalt	bazalty interdeskové
WPG	Within-Plate Granite	granity interdeskové

Okruhy otázek:

Andezity – ryolity

Subdukce – obdukce – ofiolit

Ultrabazické a ultramafické horniny

Výskyty granitů v ČM

Výskyty vulkanických alkalických hornin v ČM – České Středohoří, Doupovské hory

Gabra a jejich rozšíření v ČM

Bazalty a jejich rozšíření v ČM

Syenity českého masívu, struktury, minerální složení a jejich výskyty

Horninová asociace Středočeského plutonu

Horninová asociace brněnského masívu

Porfyrické granitoidy a jejich nejznámější výskyty

Mikrogranity – aplity - pegmatity

Karlovarský masív a jeho plutonity

Diority, minerální složení stavby a výskyt

Granodiority, minerální složení stavby a výskyt

Ultrabazické a ultramafické horniny a jejich výskyt
Plutonity centrálního moldanubického plutonu
Typologie granitů