

# PETROGRAFIE MAGMATITŮ

**doc. RNDr. Jiří Zimák, CSc.**

**Katedra geologie PřF UP Olomouc, tř. Svobody 26, 77146 Olomouc,  
tel. 585634533, e-mail: zimak@prfnw.upol.cz**

**(říjen 2005)**

## OBSAH

### Úvod

1. Vznik magmatických hornin a jejich rozdělení
2. Nerostné složení a stavba magmatických hornin
3. Chemické klasifikace magmatitů
4. Mineralogické klasifikace magmatitů
5. Hlubinné magmatity (plutonity)
6. Výlevné magmatity (vulkanity)
7. Žilné horniny

### Úvod

Petrografie jako samostatná věda existuje od začátku 2. poloviny 19. století. Zabývá se studiem hornin. Jako horniny se označují nehomogenní minerální asociace, které se jako samostatné jednotky účastní na skladbě zemské kůry a přinejmenším určité části zemského pláště. Nerostné složení hornin, jejich stavba a geologické vystupování je vždy v příčinné souvislosti s geologickými procesy, jimiž se horniny vytvořily. Na rozdíl od minerálů je chemické složení hornin značně proměnlivé a nelze je vyjádřit chemickým vzorcem. Horniny se většinou skládají z několika nerostných druhů (jsou polyminerální - např. žuly), ale jsou i horniny tvořené takřka jen jediným minerálem (jsou monominerální - např. krystalické vápence); monominerální horniny jsou sice látkově homogenní, ale nejsou homogenní fyzikálně. Od pouhého shluku nerostů se horniny liší svým velkým prostorovým rozsahem a vystupováním v podobě samostatných těles. Existují však i horniny, které nemají charakter minerálních asociací a které se určitým způsobem liší od typických hornin - jde především o tzv. kaustobiolity, k nimž patří zejména uhlí, ropa a zemní plyn.

Minerály a horniny tvoří jen zemskou kůru a určitou část zemského pláště. Prokazatelně je jimi tvořen povrch Měsíce (a možná i celý Měsíc), povrch Marsu, Venuše a některých dalších planet sluneční soustavy. Je možné, že se nacházejí i ve vnitřním jádře Země (v tzv. jádérku),

avšak vzhledem k tam panujícím termodynamickým podmínkám budou značně odlišné od minerálů a hornin zemské kůry.

Petrografie se zpravidla dělí na všeobecnou petrografii a petrografii systematickou. Všeobecná petrografie (neboli petrologie) zkoumá především zákonitosti a procesy vzniku hornin a jejich přeměn a zabývá se rovněž studiem vzájemných genetických vztahů mezi minerály, z nichž se horniny skládají. Systematická petrografie se zabývá zejména nerostným složením hornin a vlastnostmi horninotvorných minerálů, stavbou a chemismem hornin a jejich rozšířením v zemské kůře. Systematická petrografie tedy získává a shromažďuje údaje o jednotlivých typech hornin a na základě určitých kritérií řadí horniny do petrografického systému, přičemž však musí respektovat poznatky všeobecné petrografie. Součástí všeobecné petrografie je experimentální petrografie, která se zabývá napodobováním přírodních procesů, vedoucích ke vzniku a k přeměně hornin, a také matematickým modelováním těchto procesů (často je experimentální petrografie vyčleňována jako samostatná vědní disciplína). Za samostatnou vědní disciplínu je někdy považována tzv. technická petrografie, která se zabývá fyzikálními a technickými vlastnostmi hornin důležitými zejména pro posouzení jejich použitelnosti jako přírodních stavebních hmot.

Podle způsobu vzniku se horniny dělí na tři základní skupiny, a to na magmatity (horniny magmatické či vyvřelé), sedimenty (horniny sedimentární či usazené) a metamorfity (horniny metamorfované či přeměněné). Zhruba 95 % objemu zemské kůry připadá na horniny magmatické a metamorfované; zbývajících 5 % objemu tvoří sedimentární horniny. V nej-svrchnějších částech zemské kůry je však zastoupení sedimentárních hornin podstatně vyšší a na zemském povrchu jsou dokonce převažujícím genetickým typem hornin.

Zařazení horniny do jedné ze tří základních skupin a její bližší klasifikace se provádí nejčastěji na základě struktury, textury a nerostného složení horniny, v některých případech však může být jedním z hlavních klasifikačních kritérií chemické složení horniny.

Jako struktura se označuje vzájemný vztah součástí horniny, podmíněný jejich velikostí a tvarem. Textura je dána prostorovým uspořádáním součástí horniny. Strukturu lze jen někdy rozeznat makroskopicky; bezpečné určení struktury je však možné jen na základě mikroskopického studia. Naopak textura horniny se posuzuje především makroskopicky, a to na co možná největších kusech horniny (nejlépe přímo v terénu na výchozu); při detailním popisu textur je však někdy nutno také použít mikroskopu. Znaky hornin, které určují jejich strukturu a texturu, se často označují jako stavební znaky; struktura a textura se potom společně označují jako stavba horniny (někdy je však termínu stavba používáno jen jako synonyma pro texturu!).

Tento učební text se zabývá magmatity. Jsou v něm stručně popsány procesy vedoucí k jejich vzniku a charakterizovány hlavní typy magmatitů (s přihlédnutím k petrografii České republiky).

## 1. Vznik magmatických hornin a jejich rozdělení

Magmatické neboli vyvřelé horniny se označují zkráceně jako magmatity či vyvřeliny. Typické magmatické horniny vznikají ochlazováním a krystalizací magmatu nebo lávy.

Termínem magmatický proces označujeme soubor pochodů, které vedou ke vzniku magmatických hornin. Magmatický proces zahrnuje vznik magmatu natavením nebo roztavením pevných hornin, jeho výstup do svrchních částí zemské kůry (případně až na zemský povrch), jeho diferenciaci a krystalizaci. Magma je přírodní, zpravidla silikátová tavenina. Hlavními složkami magmatu jsou  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$  a  $\text{K}_2\text{O}$ ; v určitém množství je v magmatické tavenině rozpuštěna voda. Uvedené složky jsou základem většiny minerálů

magmatických (vyvřelých) hornin. Existují však i magmata zcela odlišného chemického složení (např. karbonátové či sulfidické taveniny). V určitém množství je v magmatu přítomna plynná fáze - jde především o  $H_2O$ ,  $CO_2$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ,  $H_2S$ ,  $H_2$ ,  $CO$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$  a  $N_2$  (tyto látky jsou zčásti absorbovány v kapalně fázi, zčásti jsou v ní chemicky vázány). 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 relictkem (zbytkem) původní horniny, jejímž částečným roztavením magma vzniklo.

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 ččkami 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. Vzhledem k tomu, že bazické magma má relativně nízkou hustotu (ve srovnání s peridotity a eklogity), dochází k výstupu tohoto magmatu do zemské kůry a ve svrchním plášti zůstávají zbytkové peridotity a eklogity. Takto vytvořené bazické magma se často označuje jako juvenilní bazické magma. K výstupu těchto magmat dochází především podél riftových zón (např. na středoocéánských 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.

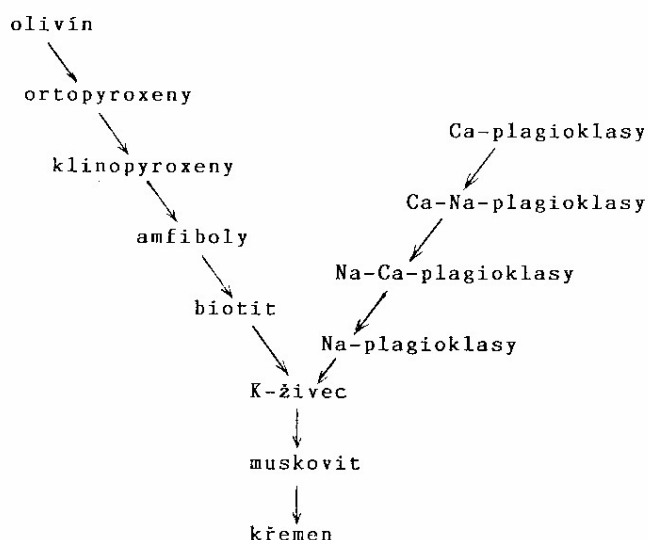
Existence následujících typů primárních magmat už není tak jednoznačná. Primární ultrabazické magma se tvoří ve svrchním plášti při procesech, které jsou dosud nejasné. Některá ultrabazická magmata však zcela nepochybně vznikla odštěpením od juvenilních bazických magmat, a proto je nelze považovat za 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 diferenačních procesů probíhajících v zemské kůře. Většina intermediárních magmat však patrně vzniká přetavením hornin 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 diferenciace magmatu. K základním diferenačním procesům patří likvace, frakční krystalizace, gravitační diferenciaci, filtrační diferenciaci, oddělení plynné fáze a asimilace.

Termínem likvace se označuje rozdělení původně homogenní taveniny na dvě vzájemně nemísitelné taveniny (např. na silikátovou taveninu a sulfidickou taveninu, ale může jít i o rozdělení magmatu na dvě rozdílné silikátové taveniny). 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 hustoty klesají do spodních částí magmatického tělesa (jde o gravitační diferenciaci), kde se mohou koncentrovat a tak nakonec vytvořit akumulace vtroušeninových až masivních sulfidických rud. 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 ze 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). Z hlediska vývoje magmatu má likvace zpravidla jen nepatrný význam (v poslední době je její existence často zpochybňována).

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.

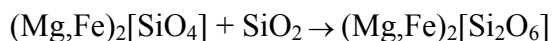
Při ochlazení magmatu na přibližně 1500 °C může dojít nejen k likvacii, ale i ke krystalizaci prvních minerálů ze silikátové taveniny. Toto vývojové stadium magmatu, při němž krystalizují první minerály, se označuje jako počáteční krystalizace.



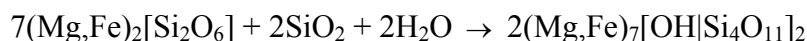
Obr. 1. Bowenovo reakční schéma.

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 stadium 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 (obr. 1). Toto schéma je složeno ze dvou reakčních sérií. Levá strana schématu představuje tzv. diskontinuální sérii, jejíž minerály (tj. olivín, pyroxeny, amfiboly a 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 z taveniny dříve) může při dalším postupu krystalizace reagovat s taveninou a může být nahrazen minerálem ležícím v této sérii níže. Např. olivín (tj. nedříve 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:



Bowenovo reakční schéma nemá obecnou platnost. Pouze velmi zjednodušeně vyjadřuje postup krystalizace jednoho typu magmatické taveniny za určitých podmínek. V žádném případě 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.

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 dojde již při 965 °C, nahrazování pyroxenu amfibolem je ukončeno při 940 °C). Tvorba amfibolu nekončí spotřebou 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.

Pevná fáze, která je produktem krystalizace taveniny, se od magmatické taveniny může oddělit dvěma různými procesy označovanými jako gravitační diferenciaci a filtrační diferenciaci. Při gravitační diferenciaci minerály s vyšší hustotou než okolní tavenina (obvykle jde o tmavé minerály jako např. olivín, pyroxeny a amfiboly) klesají ke dnu (např. magmatického krbu), zatímco minerály s menší hustotou (obvykle světlé minerály) se hromadí v horních částech magmatického tělesa. Filtrační diferenciaci je vyvolána orientovaným tlakem (stressem), který způsobuje oddělení taveniny od vykrystalovaných minerálů jejím vytlačěním.

Dalším pochodem vedoucím k diferenciaci magmatu je oddělení plynné fáze. Ze studia sopečných plynů a plynokapalných uzavřenin 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<sub>2</sub>O. Výzkum kondenzovaných vysokoteplotních vulkanických plynů (o teplotě 500 až 800 °C) ukázal, že tyto plyny obsahují vedle H<sub>2</sub>O zejména HCl, HF, SO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub>, H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, CO, N<sub>2</sub>, 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 nenasyčené 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 rovněž ovlivňují 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. - Od magmatu oddělené těkavé složky mají zásadní význam při vzniku pegmatitů, při formování hydrotermálních roztoků atd.

Asimilace je proces, při němž magma pohlcuje části okolních hornin a rozpouští je v sobě. Tím se ovšem mění chemické složení magmatu - změna chemického složení magmatu asimilací se označuje jako kontaminace magmatu. Utužením kontaminovaného magmatu se může vytvořit jiná nerostná asociace než utužením původního nekontaminovaného magmatu. Např. asimilace jílových sedimentů granitovým magmatem způsobuje vznik granitů obsahujících minerály bohaté hliníkem (např. andalusit a cordierit).

Jak již bylo uvedeno, oddělují se od magmatu v určitých etapách jeho vývoje těkavé složky, z nichž se formují horké roztoky. Tyto roztoky mohou způsobovat metasomatickou přeměnu (metasomatózu) hornin, s nimiž se dostávají do styku. Jedním z typických metasomatických pochodů je granitizace, která vede ke vzniku granitů i ze sedimentů (rozlišení granitů metasomatického původu od granitů vytvořených krystalizací magmatu je velmi obtížné a někdy i nemožné).

Magmatické horniny se podle geologické pozice dělí na tři skupiny:

a/ hlubinné (plutonické či abysální) horniny neboli plutonity,

b/ žilné horniny,

c/ výlevné (vulkanické, efuzivní či extruzivní) horniny neboli vulkanity (efuzíva, extruzíva).

Hlubinné horniny se vytvořily z magmatu nebo metasomaticky zpravidla v hlubších částech zemské kůry, příp. ve svrchním plášti. Žilné horniny tvoří menší tělesa (často jde o žíly), která se formují v zemské kůře (příp. i ve svrchním plášti) ve stejné hloubkové úrovni jako plutonity nebo i poněkud blíže zemskému povrchu; podobně jako hlubinné horniny mohou i žilné horniny vznikat z magmatu nebo metasomaticky. Vzhledem k tomu, že hlubinné a žilné horniny pronikají staršími horninami, označují se tyto skupiny hornin souborně jako intruzivní horniny (intruzíva). Výlevné horniny vznikají z lávy, tj. z magmatu, které vystoupilo až na zemský povrch. Často jsou výlevné horniny provázeny vulkanosedimentárními horninami, z jejichž označení je zřejmé, že představují určitý přechod mezi vulkanity a sedimenty. Protože ke vzniku hlubinných, žilných a výlevných hornin dochází za rozdílných podmínek, liší se horniny uvede-ných skupin zejména svou stavbou (to je výrazné především u hornin obdobného chemismu, které mohou mít někdy takřka shodné nerostné složení, ale zcela odlišnou strukturu a texturu).

## 2. Nerostné složení a stavba magmatitů

Různé typy magmatických hornin se od sebe liší nerostným složením. Podle množství, v němž jsou jednotlivé nerosty přítomny v konkrétní hornině, se horninotvorné minerály zpravidla dělí na tři skupiny, a to na podstatné, vedlejší a akcesorické minerály. Podstatné minerály jsou určující složkou horniny a jsou v hornině zastoupeny v množství větším než 10 obj.%. Vedlejší minerály jsou v hornině přítomny v menším množství (5 - 10 obj.%) a zpravidla charakterizují odrůdu horniny. Akcesorické minerály (akcesorie) se v hornině nacházejí jen v nepatrném množství (pod 5 obj.%) a jejich přítomnost nemá vliv na klasifikaci horniny, avšak může mít velký význam pro posouzení její geneze. Uvedená procentuální rozhraní mezi podstatnými, vedlejšími a akcesorickými minerály jsou jen velmi přibližná a nejsou striktně stanovena (např. za akcesorie bývají někdy považovány minerály tvořící max. 1 obj.% horniny).

Podle vzniku lze minerály magmatických hornin rozdělit na primární a sekundární (druhotné). Typické primární minerály vznikají krystalizací z magmatu a jsou obecně přítomny v horninách, které nebyly postiženy žádnými přeměnami; sekundární minerály vznikají přeměnou primárních minerálů (např. při jejich zvětrávání). Pro klasifikaci magmatitů má velký význam rozdělení primárních horninotvorných minerálů podle jejich barvy a chemismu na světlé (felzické) a tmavé (mafické) minerály. Mezi světlé minerály patří křemen, živce a foidy; k tmavým minerálům řadíme všechny slidy (včetně muskovitu!), amfiboly, pyroxeny, olivín, granáty, turmalíny, apatit, titanit, ilmenit, magnetit, pyrit, karbonáty a další minerály přítomné zpravidla v akcesorickém množství.

Struktura magmatitů je podmíněna stupněm krystalizace horniny, velikostí součástek a jejich tvarem. Podle stupně krystalizace se rozlišuje holokrystalická, hemikrystalická a sklovitá struktura. Horniny s holokrystalickou strukturou jsou plně vykrytalované (celý objem horniny je tvořen krystalickými minerály). Na složení hornin s hemikrystalickou strukturou se kromě krystalických minerálů podílí i sklovitá hmota. V horninách se sklovitou strukturou je sklo naprosto převažující složkou. Při vzniku horniny z magmatické taveniny závisí stupeň její krystalizace na rychlosti tuhnutí magmatu či lávy. Ke vzniku holokrystalické struktury dochází pomalým tuhnutím magmatu; hemikrystalická a zejména sklovitá struktura se tvoří při rychlém tuhnutí magmatu, resp. lávy. Proto jsou holokrystalické struktury charakteristické pro hlubinné horniny; s hemikrystalickými nebo sklovitými strukturami se setkáváme v rychle ochlazených vulkanitech. Žilné horniny mají v závislosti na podmínkách tuhnutí různý stupeň krystalizace.

Podle relativní velikosti zrn jednotlivých horninotvorných minerálů lze struktury magmatitů rozdělit na stejně zrnité struktury a nestějně zrnité struktury. V horninách se stejně zrnitou strukturou jsou zrna jednotlivých minerálů přibližně stejně velká. Stejně zrnitou strukturu mívají zejména hlubinné horniny a některé žilné horniny. Nejčastějším typem nestějně zrnitých struktur jsou porfyrické struktury. V horninách s porfyrickou strukturou jsou přítomny porfyrické vyrostlice neboli fenokrysty (relativně větší, často dokonale omezené krystaly jednoho nebo i více minerálů), které jsou obklopené jemně krystalickou nebo i sklovitou hmotou, která se označuje termínem základní hmota. S porfyrickými strukturami odpovídajícími uvedenému popisu se setkáváme především ve výlevných horninách, avšak i strukturu některých plutonitů lze označit jako porfyrickou, ale s tím rozdílem, že jejich základní hmota je zrnitá. Porfyrické žilné horniny mohou mít v závislosti na podmínkách vzniku jemně krystalickou (i sklovitou) nebo zrnitou základní hmotu.

Při popisu stejně zrnitých hornin má velký význam i velikost zrn horninotvorných minerálů. Na základě zjištěné průměrné velikosti zrna se hornina označuje jako celistvá (průměrná velikost zrna je menší než 0,01 mm), velmi jemnozrná (0,01-0,1 mm), jemnozrná (0,1-0,33 mm), drobnozrná (0,33-1 mm), středně zrnitá (1-3,3 mm), hrubozrná (3,3-10 mm), velmi hrubozrná (10-33 mm) nebo velkozrná (průměrná velikost zrna je větší než 33 mm).

Uvedená stupnice zrnitosti (tzv. Teuscherova stupnice) je poměrně komplikovaná a není dobře použitelná např. při makroskopickém popisu hornin - proto se často používá méně detailní členění hornin na celistvé (jednotlivé součástky horniny nelze makroskopicky rozlišit), jemnozrné (součástky horniny jsou rozlišitelné makroskopicky a jejich průměrná velikost je menší než 1 mm), středně zrnité (průměrná velikost 1-5 mm), hrubozrné (průměrná velikost 5-30 mm) a velkozrné (průměrná velikost součástek je větší než 30 mm). Těchto stupnic se používá i pro označování zrnitosti základní hmoty výlevných, resp. žilných hornin.

Jednotlivé horninotvorné minerály bývají v horninách omezené různým způsobem. Jejich omezení může být:

a/ idiomorfni (automorfni) - nerost je omezen vlastními krystalovými plochami a má tedy svůj vlastní tvar,

b/ hypidiomorfni (hypautomorfni) - nerost je vlastními krystalovými plochami omezen jen zčásti,

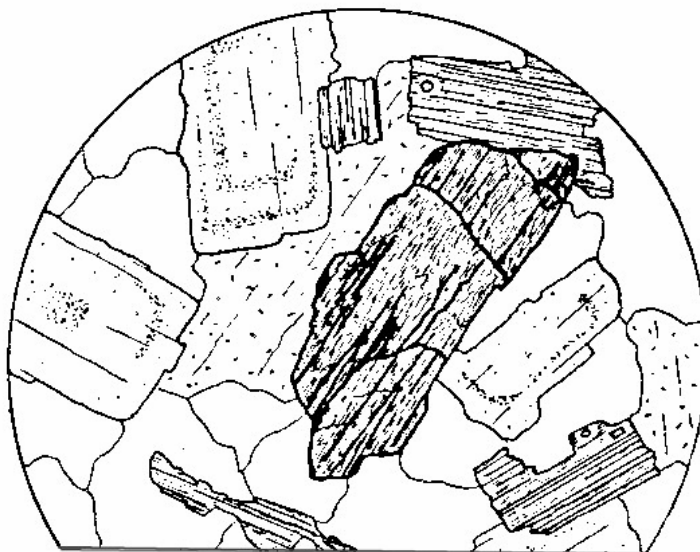
c/ alotriomorfni (xenomorfni) - nerost je omezen zcela nepravidelně (není omezen vlastními krystalovými plochami).

Způsob omezení jednotlivých minerálů závisí na pořadí jejich krystalizace - nejdříve vykrystalované součástky horniny mají idiomorfni omezení (např. fenokrysty ve vulkanitech) a naopak nejmladší minerály bývají omezeny alotriomorfne, neboť zaplňují prostory mezi dříve vykrystalovanými součástkami horniny. Starší minerály magmatitů tedy mají vyšší stupeň idiomorfie než minerály mladší.

Podle způsobu omezení horninotvorných minerálů se stejněměrně zrnité struktury dělí na řadu strukturních typů, z nichž nejběžnější jsou následující:

- panidiomorfne zrnitá struktura - většina součástek horniny je omezena idiomorfne;
- hypidiomorfne zrnitá struktura - nerosty mají různý stupeň idiomorfie, některé součástky jsou hypidiomorfni až idiomorfni, jiné alotriomorfni; hypidiomorfni struktura má řadu odrůd, z nichž jsou zde uvedeny jen tři nejvýznamnější:
  - granitická (granitoidní) struktura - tmavé minerály mají vyšší stupeň idiomorfie než minerály světlé, plagioklas má vyšší stupeň idiomorfie než draselný živec a křemen (obr. 2),
  - gabrově zrnitá struktura - většina minerálů je hypidiomorfne omezena, ve srovnání s tmavými minerály mají plagioklasy stejný nebo vyšší stupeň idiomorfie (obr. 3),
  - ofitická struktura - idiomorfni lištovité plagioklasy jsou v hornině nepravidelně rozmístěny a prostory mezi nimi jsou vyplněny tmavými minerály nebo sklem (obr. 4);
- panalotriomorfne zrnitá struktura (aplitická struktura) - všechny podstatné součástky horniny jsou omezeny alotriomorfne (obr. 5),
- grafická (písmenkovaná) struktura - živec a křemen se v hornině vzájemně složitě prorůstají (obr. 6).

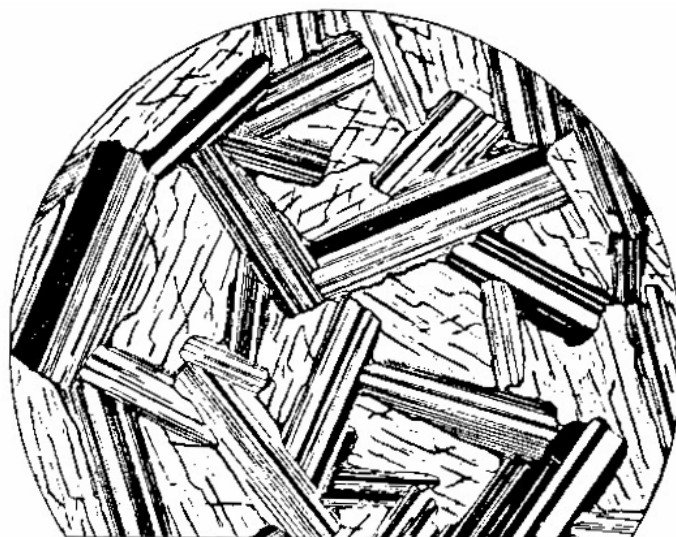




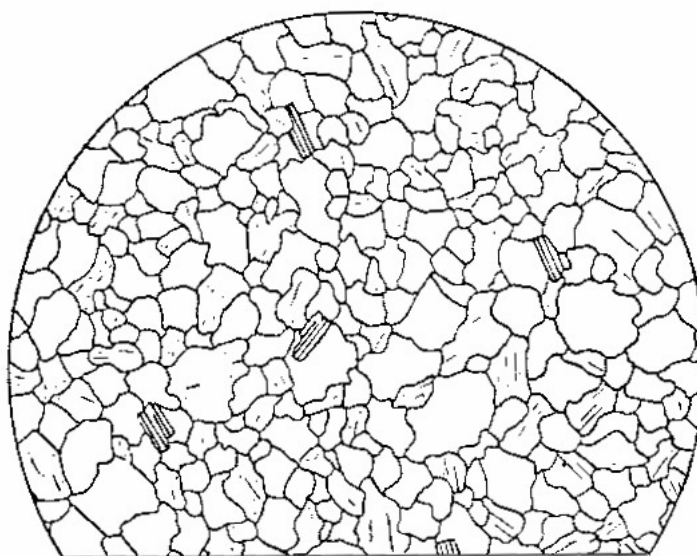
*Obr. 2. Granitická struktura amfibolicko-biotitického granodioritu tvořené alotriomorfním křemenem a draselným živcem (zrna K-živce jsou řídkce tečkovaná s naznačenou štěpností), hypidiomorfním až téměř idiomorfním plagioklasem (s hustě tečkovanými zónami a naznačenou štěpností), hypidiomorfním amfibolem (výrazné zrno uprostřed obrázku) a hypidiomorfním biotitem (čtyři individua s naznačenými trhlinami odpovídajícími dokonalé štěpnosti podle pinakoidu). Šířka obrázku 3,5 mm.*



*Obr. 3. Gabrově zrnitá struktura olivinického gabra tvořené hypidiomorfně omezeným plagioklasem (polysynteticky zdvojitělá zrna - toto zdvojitění je naznačeno střídáním bílých a černých lamel v jednotlivých zrnech), pyroxenem (zrna s kolmo se protínajícími štěpnými trhlinami) a alotriomorfním až hypidiomorfním olivínem (výrazná zrna s nepravidelně probíhajícími trhlinami). Šířka obrázku 5 mm.*



*Obr. 4. Ofitická struktura diabasu tvořeného hypidiomorfním až idiomorfním, polysynteticky zdvojitým plagioklasem a alotriomorfními zrny amfibolu (s naznačenou štěpností), která vyplňují prostory mezi plagioklasovými lištami. Šířka obrázku 4,5 mm.*



*Obr. 5. Panalotriomorfně zrnitá struktura žulového aplitu tvořeného alotriomorfním křemenem a živcem (zrna živce mají naznačeny štěpné trhliny) a akcesorickým, hypidiomorfně omezeným biotitem (s trhlinami odpovídajícími dokonalé štěpnosti podle pinakoidu). Šířka obrázku 6 mm.*



Obr. 6. Grafická struktura žulového pegmatitu, v němž se prorůstá živec (tečkovaný, s naznačenou štěpností) a křemen (útvary připomínající runy - „písmenka“).  
Šířka obrázku 20 mm.

Porfyrické struktury se detailněji člení podle struktury jejich základní hmoty, která může být např.:

radiálně paprscitá - v základní hmotě jsou vějířovitě uspořádané krystalky křemene a živce,

sferolitická - v základní hmotě se hojně vyskytují kulovité agregáty, složené z radiálně uspořádaných vláken nebo krystalků,

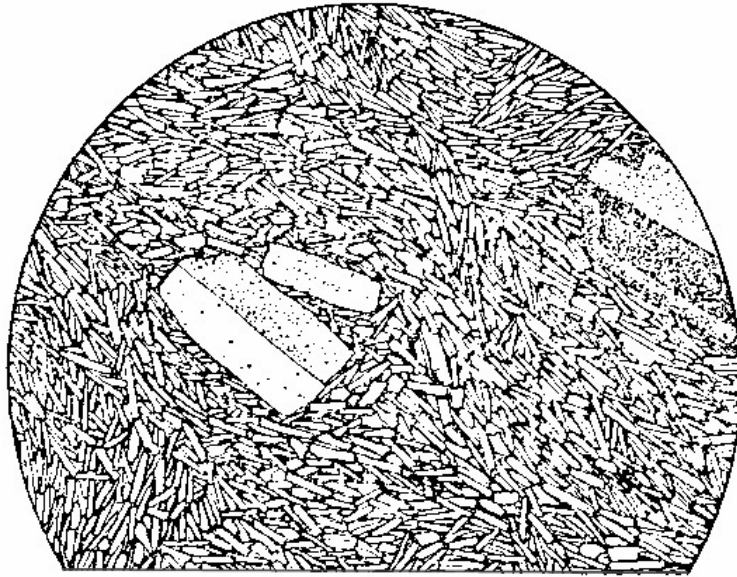
trachytická - základní hmota obsahuje drobné krystalky živce, které jsou subparalelně až fluidálně (proudovitě) uspořádány („obtékají“ kolem fenokrystů - obr. 7),

hyalopilitická - základní hmota je tvořena velmi drobnými lištami a jehličkami živců, které jsou uloženy ve skle (obr. 8),

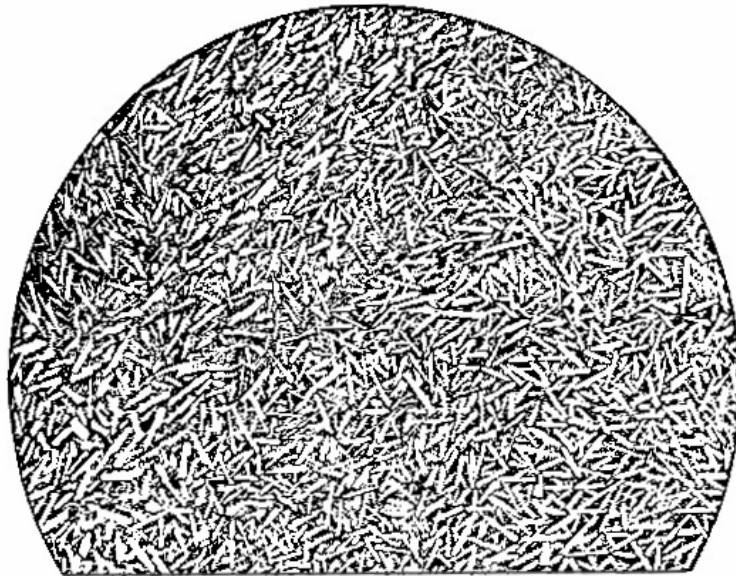
spilitická - základní hmota je tvořena lištami plagioklasů, mezi nimiž se nachází přeměněné (devitrifikované) sklo (obr. 9),

vitrofyrická - základní hmota je tvořena výhradně sklem,

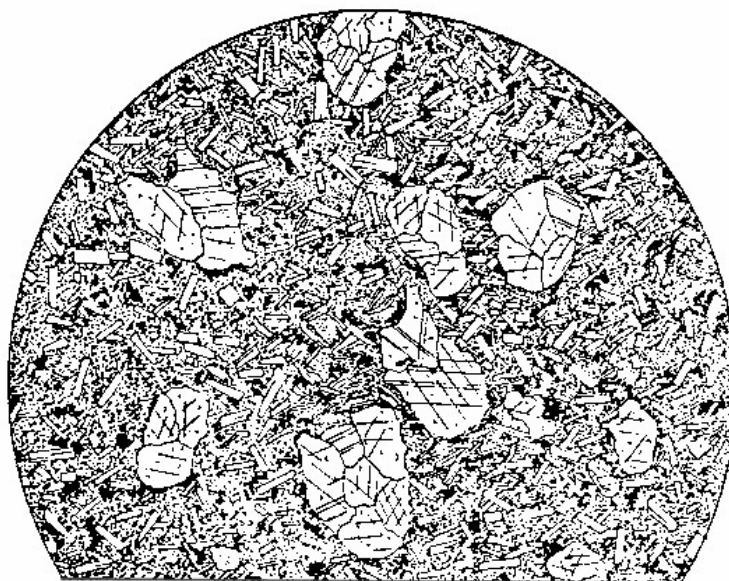
mikrogranitická - struktura základní hmoty svým charakterem odpovídá granitické struktuře stejnoměrně zrnitých magmatitů, avšak průměrná velikost zrn tvořících základní hmotu je výrazně menší.



*Obr. 7. Porfyrická struktura s trachytickou strukturou základní hmoty - jde o trachyt, jenž je tvořen idiomorfními vyrostlicemi sanidinu obklopenými lištovitými krystalky draselného živce (lišty draselného živce mají zřetelný sklon k paralelnímu uspořádání a „obtékají“ vyrostlice sanidinu). Šířka obrázku 4,5 mm.*



*Obr. 8. Hyalopilitická struktura melafyru tvořeného drobnými lištami plagioklasu a sklovitou hmotou mezi nimi. Šířka obrázku 4,5 mm.*



*Obr. 9. Spilitická struktura spilitu - prostory mezi nepravidelně rozptýlenými lištami plagioklasu jsou vyplněny jemnozrnným agregátem druhotných minerálů (především chloritu, albitu a kalcitu). Mandličky v hornině jsou tvořeny relativně velkými zrny kalcitu (s naznačenou štěpností). Šířka obrázku 8,5 mm.*

Textury magmatitů se nejčastěji dělí podle toho, jakým způsobem jsou jednotlivé součástky v hornině orientovány (tj. podle toho, zda součástky horniny jsou či nejsou určitým způsobem usměrněné). Nejběžnější typy textur magmatitů se označují takto:

všesměrně zrnitá textura - v hornině nelze rozeznat žádnou přednostní orientaci minerálů, uzavřenin, pórů apod.,

fluidální textura - nerosty, uzavřeniny, póry apod. jsou v hornině uspořádány víceméně paralelně a toto uspořádání je způsobeno prouděním magmatu, resp. lávy (obr. 10),

orbikulární (kulovitá) textura - součástky horniny se seskupují do víceméně kulovitých útvarů (orbikul), které mají zpravidla koncentrickou stavbu, jež se projevuje střídáním proužků světlých a tmavých minerálů,

páskovaná textura - v hornině se střídají polohy (pásky) s odlišným nerostným složením, eventuálně s různou strukturou; jsou-li tyto polohy nepravidelné nebo rozplývavé, přechází páskovaná textura do textury označované jako smouhovitá.

Podle toho, zda nerosty nebo sklovitá hmota vyplňují prostor zaujímaný horninou úplně nebo neúplně, lze rozlišit dva základní typy textur:

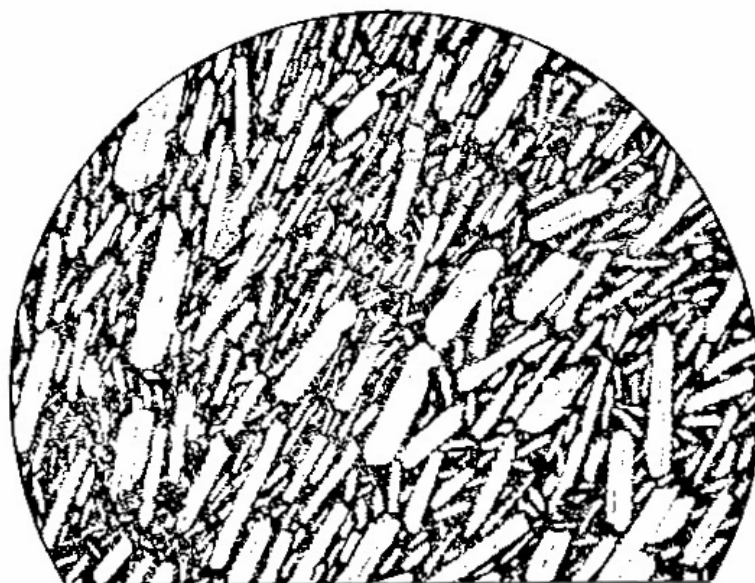
kompaktní textura - horninotvorné součástky nebo sklovitá hmota vyplňují prostor úplně,

pórovitá textura - v hornině jsou přítomny póry, které mohou být druhotně vyplněny; rozlišují se následující podtypy pórovité textury:

vesikulární textura - hornina obsahuje prázdné dutiny kulovitého nebo elipsoidálního tvaru, které se vytvořily při unikání plynu z rychle tuhajícího magmatu, resp. lávy,

mandlovcová (amygdaloidní) textura - vzniká z vesikulární textury druhotným vyplněním dutin mladšími minerály (obr. 11 a 9),

miarolitická textura - hornina obsahuje nepravidelné dutiny, do nichž čnějí idiomorfne omezené krystaly horninotvorných minerálů.



*Obr. 10. Fluidální textura paleoandezitu - fluidálně uspořádané lišty albitu v základní hmotě tvořené devitrifikovaným sklem. Šířka obrázku 2 mm.*



*Obr. 11. Mandlovcová textura melafyru - dutiny kulovitěho, oválného až nepravidelného tvaru jsou lemovány chloritem a jejich středy jsou vyplněny relativně hrubozrnným kalcitem (struktura horniny je hemikrystalická - lišty plagioklasu jsou obklopeny sklovitou základní hmotou). Šířka obrázku 6 mm.*

Textury žilných hornin jsou podobně jako jejich struktury značně proměnlivé v závislosti na podmínkách jejich vzniku. Plutonity bývají kompaktní, ale některé z nich (např. granity) mohou mít miarolitickou texturu. S vesikulární a mandlovcovou texturou se setkáváme jen u výlevných hornin. Výlevné horniny mají často fluidální texturu. Texturu plutonitů lze nejčastěji označit jako všesměrně zrnitou, ale některé plutonity mohou mít i fluidální, páskovanou, smouhovitou nebo orbikulární texturu.

### 3. Chemické klasifikace magmatitů

Magmatické horniny lze podrobněji klasifikovat na základě jejich chemického nebo nerostného složení. Údaje o chemickém složení jsou využívány zejména ke klasifikaci vulkanitů (především těch, jejichž součástky nelze spolehlivě rozlišit ani mikroskopicky a které tudíž nelze klasifikovat podle nerostného složení). Chemické klasifikace magmatitů mají značný význam při řešení otázek spojených s jejich vznikem. Nevýhodou chemických klasifikací je skutečnost, že jsou založeny na pracných a poměrně drahých chemických analýzách. Chemické složení magmatitů se vyjadřuje hmotnostních procentech jednotlivých kyslíčků, a to  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  a  $\text{H}_2\text{O}$  (suma uvedených kyslíčků představuje zhruba 98 % hmoty většiny magmatitů), velmi často se též zjišťuje obsah  $\text{P}_2\text{O}_5$ , příp. se stanovují i obsahy dalších složek, které jsou v magmatických horninách zpravidla přítomny jen ve stopovém množství.

Tab. 1. Průměrné chemické složení (v hmot.% oxidů) hlavních typů plutonitů a vulkanitů

	plutonity						vulkanity				
	peridotit	gabro	diorit	monzonit	granodiorit	granit	bazalt	andezit	dacit	ryolit	fonolit
$\text{SiO}_2$	43,54	48,36	51,86	55,36	66,88	72,08	50,83	54,20	63,58	73,66	56,90
$\text{TiO}_2$	0,81	1,32	1,50	1,12	0,57	0,37	2,03	1,31	0,64	0,22	0,59
$\text{Al}_2\text{O}_3$	3,99	16,84	16,40	16,58	15,66	13,86	14,07	17,17	16,67	13,45	20,17
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	2,51	2,55	2,73	2,57	1,33	0,68	2,88	3,48	2,24	1,25	2,26
$\text{FeO}$	9,84	7,92	6,97	4,58	2,59	1,67	9,05	5,49	3,00	0,75	1,85
$\text{MnO}$	0,21	0,18	0,18	0,13	0,07	0,06	0,18	0,15	0,11	0,03	0,19
$\text{MgO}$	34,02	8,06	6,12	3,67	1,57	0,52	6,34	4,36	2,12	0,32	0,58
$\text{CaO}$	3,46	11,07	8,40	6,76	3,56	1,33	10,42	7,92	5,53	1,13	1,88
$\text{Na}_2\text{O}$	0,56	2,26	3,36	3,51	3,84	3,08	2,23	3,67	3,98	2,99	8,72
$\text{K}_2\text{O}$	0,25	0,56	1,33	4,68	3,07	5,46	0,82	1,11	1,40	5,35	5,42
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,05	0,24	0,35	0,44	0,21	0,18	0,23	0,28	0,17	0,07	0,17
$\text{H}_2\text{O}^+$	0,76	0,64	0,80	0,60	0,65	0,53	0,91	0,86	0,56	0,78	0,96

Z tab. 1 je zřejmé, že chemické složení uvedených druhů magmatických hornin je značně odlišné. Navíc existují i určité rozdíly mezi horninami náležejícími k jednomu druhu. Jedinou z uvedených složek, která je v magmatických horninách přítomna vždy a ve značném množství, je  $\text{SiO}_2$ . Obsah  $\text{SiO}_2$  v běžných magmatitech leží v intervalu 32-80 % a je základem chemické klasifikace magmatitů. Podle obsahu  $\text{SiO}_2$  lze magmatické horniny rozdělit na čtyři skupiny:

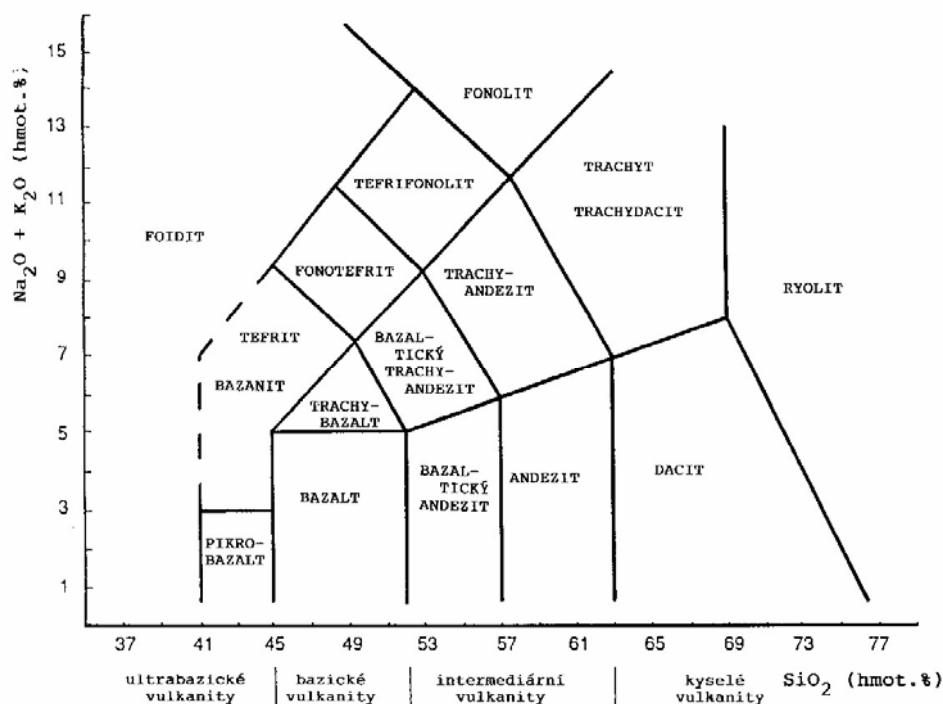
a/ kyselé (acidní) magmatity - obsahují více než 63 %  $\text{SiO}_2$  (jejich typickým zástupcem je granit a ryolit),

b/ neutrální (intermediární) magmatity - obsahují 52-63 %  $\text{SiO}_2$  (např. syenit, diorit, trachyt a andezit),

c/ zásadité (bazické) magmatity - obsahují 45-52 %  $\text{SiO}_2$  (např. gabro a čedič),

d/ ultrabazické magmatity - obsahují méně než 45 %  $\text{SiO}_2$  (např. dunit).

Detailnější členění uvedených skupin je možné na základě obsahu dalších stanovených složek - např. pro klasifikaci vulkanitů v tzv. TAS diagramu (obr. 12) je vedle  $\text{SiO}_2$  využívána suma alkálií ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ).



Obr. 12. TAS diagram ke klasifikaci vulkanitů.

Je pochopitelné, že magmatity odlišného chemismu mají také odlišné nerostné složení. Například horniny s malým obsahem  $\text{SiO}_2$  neobsahují křemen a jsou v nich přítomny tzv. nenасыčené minerály, k nimž patří zejména forsteritovou složkou bohatý olivín, foidy a melilit (tj. minerály, které jsou relativně chudé na  $\text{SiO}_2$  a které se v magmatitech nevyskytují v asociaci s křemenem). V horninách s vysokým obsahem  $\text{SiO}_2$  jsou naopak přítomny zejména tzv. nасыčené minerály, k nimž náleží především všechny živce, amfiboly, pyroxeny a slídy (tj. minerály bohaté na  $\text{SiO}_2$ ). Podle zastoupení křemene, nasyčených a nenasycených minerálů lze pak magmatické horniny rozdělit na tři skupiny:

a/ přesycené horniny - v těchto horninách jsou přítomny nasyčené minerály a též křemen (příp. i jiná modifikace  $\text{SiO}_2$ );

b/ nasyčené horniny - tyto horniny obsahují jen nasyčené minerály (křemen nebo jiná modifikace  $\text{SiO}_2$  se v nich nevyskytuje);

c/ nenасыčené horniny - obsahují nenasycené minerály, které jsou ve většině těchto hornin provázené nasyčenými minerály (nenасыčené horniny se dále dělí na nenasycené horniny bez foidů a na nenasycené horniny s foidy).

Magmatity se často dělí na alkalické a alkalicko-vápenaté. Zařazení horniny do jednoho z uvedených typů se provádí na základě porovnání obsahů více složek zjištěných chemickou analýzou. Alkalický nebo alkalicko-vápenatý charakter horniny se projevuje i odlišným nerostným složením. Pro kyselé alkalické horniny je charakteristické zejména to, že z živců obsahují pouze živce alkalické (K-živce a albit o bazicitě do  $\text{An}_{05}$ ) a že v nich bývá přítomen alkalický pyroxen nebo alkalický amfibol; pro bazické a intermediární alkalické horniny, které obsahují bazičtější plagioklasy, je charakteristická přítomnost foidů.



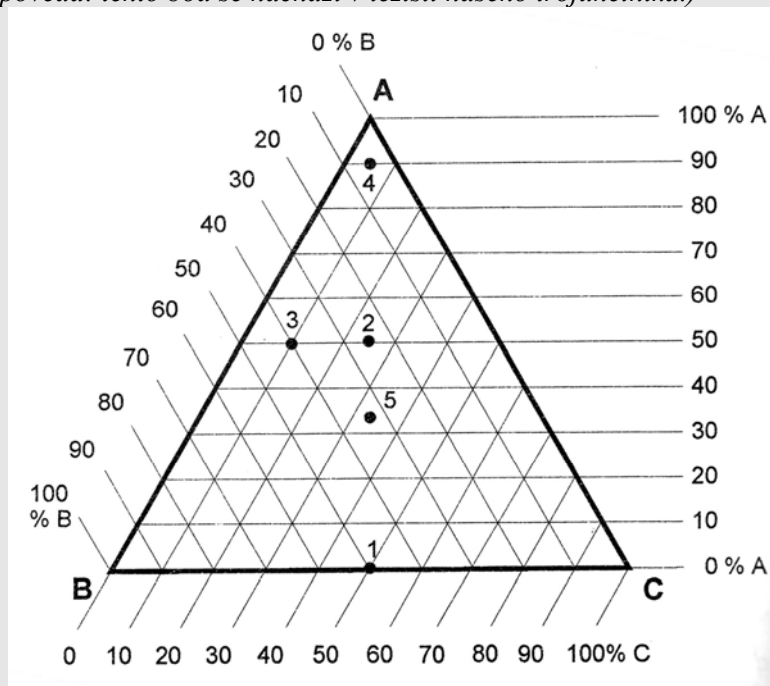
V mineralogii a petrografii se velmi často používají trojúhelníkové diagramy, které vyjadřují vzájemné proporce tří složek. Tyto diagramy mají tvar rovnostranného trojúhelníka. Každý vrchol představuje stoprocentní podíl složky, která je vně trojúhelníka při tomto vrcholu pojmenována (na obrázku v tomto rámečku jde o složky A, B a C); protilehlá strana trojúhelníka odpovídá 0 % dané složky. Součet složek je vždy 100% (tedy  $A + B + C = 100\%$ ). Na obrázku jsou vyznačeny body 1 až 5. Proporce mezi komponentami A, B a C v jednotlivých bodech jsou následující:

bod 1 = 0% A, 50% B, 50% C

bod 2 = 50% A, 25% B, 25% C

bod 3 = 50% A, 40% B, 10% C

Kontrolní otázka: Jaké jsou proporce mezi složkami A, B a C v bodech 4 a 5? (K bodu 5 malá nápověda: tento bod se nachází v těžišti našeho trojúhelníka.)



Teprve pokud je Ti, milý studente, princip trojúhelníkových diagramů tohoto typu zcela jasný, pokračuj v dalším studiu!

#### 4. Mineralogické klasifikace magmatitů

Mineralogické klasifikace magmatitů jsou založeny na jejich nerostném složení, přičemž respektují již uvedené rozdělení magmatitů na hlubinné, žilné a výlevné. Tyto klasifikace vyžadují co nejpřesnější stanovení obsahu jednotlivých součástí (tj. jednotlivých minerálů, příp. sklovité hmoty) v hornině v obj. %, tj. vyžadují stanovení modálního složení horniny.

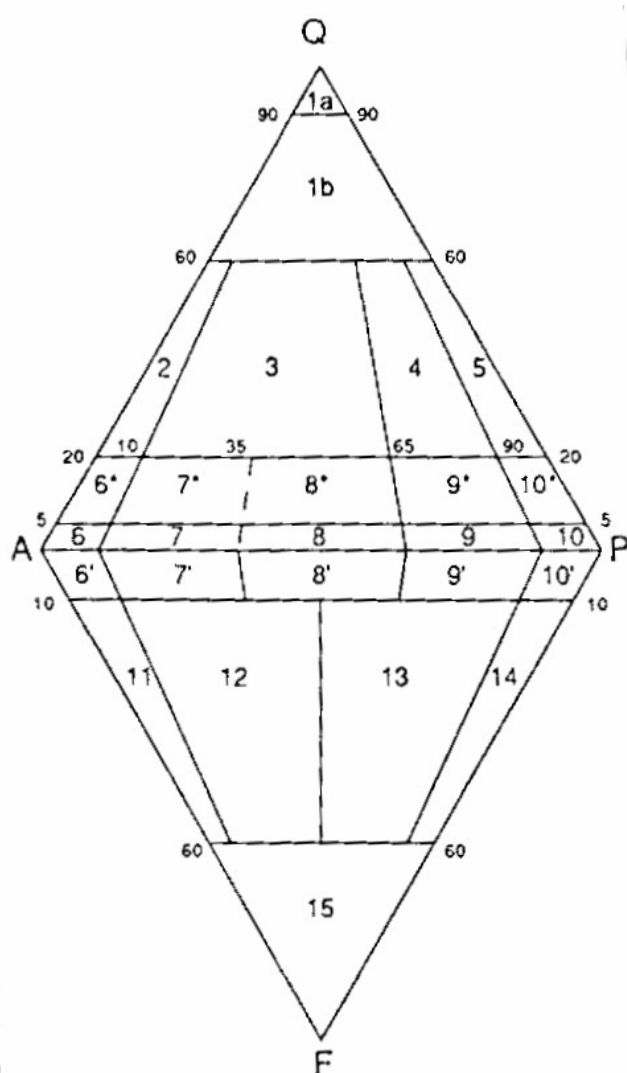
Stanovení modálního složení horniny se provádí mikroskopicky. Vyžaduje značnou zkušenost a je časově poměrně náročné. V případě vulkanitů často nelze modální složení zjistit s dostatečnou přesností (problémy jsou především s optickou identifikací součástí základní hmoty), a právě proto jsou vulkanity obvykle klasifikovány na základě svého chemismu.

V případě hlubinných a výlevných hornin se v současnosti používá Streckeisenova klasifikace, která je v tomto skriptu podána ve značně zjednodušené formě. Na základě obsahu tmavých minerálů lze hlubinné a výlevné horniny rozdělit do dvou hlavních skupin:

- a/ horniny obsahující méně než 90 obj.% tmavých minerálů,
- b/ horniny obsahující více než 90 obj.% tmavých minerálů.

Zatímco klasifikace hornin první skupiny je založena především na světlých minerálech (tj. na obsahu křemene, živců a foidů), klasifikace hornin druhé skupiny je založena na obsahu tmavých minerálů.

Horniny, které obsahují méně než 90 obj. % tmavých součástí, jsou klasifikovány podle kvantitativního zastoupení křemene, alkalického živce (tj. draselného živce a albitu s bazicitou pod  $An_{05}$ ), plagioklasu (s bazicitou nad  $An_{05}$ ) a foidů. Ke klasifikaci je využíván zdvojený trojúhelníkový diagram QAPF (obr. 13), v němž Q = křemen, A = alkalický živec, P = plagioklas, F = foidy. Hodnoty Q, A, P a F snadno vypočteme z údajů o modálním složení horniny ( $Q + A + P + F = 100\%$ ); způsob vynášení hodnot do trojúhelníkového diagramu je znázorněn na obr. 13 - v našem případě jde buď o vynášení do horní poloviny klasifikačního diagramu, tj. do trojúhelníka QAP (v tomto případě  $F = 0$ ), nebo do dolní poloviny diagramu, tj. do trojúhelníka APF (v tomto případě  $Q = 0$ ).



*Vysvětlivky:*

- 1a - kvarcolit (méně vhodně „silexit“),
- 1b - křemenem bohaté granitoidy,
- 2 - alkalicko-živcový granit,
- 3 - granit,
- 4 - granodiorit,
- 5 - tonalit,
- 6\* - alkalicko-živcový křemenný syenit,
- 7\* - křemenný syenit,
- 8\* - křemenný monzonit,
- 9\* - křemenný monzodiorit a křemenné monzogabro,
- 10\* - křemenný diorit, křemenné gabro a křemenný anortozit,
- 6 - alkalicko-živcový syenit,
- 7 - syenit,
- 8 - monzonit,
- 9 - monzodiorit a monzogabro,
- 10 - diorit, gabro a anortozit,
- 6' - alkalicko-živcový syenit s foidy,
- 7' - syenit s foidy,
- 8' - monzonit s foidy,
- 9' - monzodiorit s foidy a monzogabro s foidy,
- 10' - diorit s foidy a gabro s foidy,
- 11 - foidický syenit,
- 12 - foidický monzosyenit,
- 13 - foidický monzodiorit a foidický monzogabro,
- 14 - foidický diorit a foidické gabro,
- 15 - foidolit.

Obr. 13. Základní klasifikační diagram QAPF plutonických hornin s obsahem tmavých minerálů pod 90 obj. %.

Na základě objemu křemene a foidů lze magmatity rozdělit na tři hlavní skupiny (tab. 2):

1. Horniny s křemenem - minimálně 20 % z objemu světlých minerálů připadá na křemen.

2. Horniny bez křemene a bez foidů - z objemu světlých minerálů připadá max. 20 % na křemen nebo max. 10 % na foidy. Pokud horniny této skupiny obsahují 5-20 obj. % křemene, označují se např. jako křemenný syenit, křemenný diorit, křemenné gabro apod.; jsou-li v horninách této skupiny přítomny foidy v množství 0-10 obj. %, označují se např. jako syenit s foidy, diorit s foidy, gabro s foidy apod. - v případě andezitů a bazaltů se však označení „křemenný...“ a „... s foidy“ nepoužívá.

3. Horniny s foidy - minimálně 10 % objemu světlých minerálů připadá na foidy.

Zastoupení světlých minerálů v hlavních typech plutonitů a vulkanitů je uvedeno v tab. 2, která vychází ze Streckeisenovy klasifikace; do tabulky však nebyly zahrnuty všechny typy plutonitů a vulkanitů, které jsou touto klasifikací rozlišovány. Z tab. 2 je zřejmé, že ve Streckeisenově klasifikaci určitému typu plutonické horniny odpovídá určitý typ vulkanické horniny - např. pokud jde o zastoupení světlých součástí odpovídá granitu ryolit (lze tedy říci, že ryolit je výlevným ekvivalentem granitu), avšak někdy nejsou vulkanické horniny děleny tak detailně jako plutonity (např. dacit je výlevným ekvivalentem granodioritu nebo tonalitu, andezit je výlevným ekvivalentem monzodioritu nebo dioritu a obdobně bazalt je výlevným ekvivalentem monzogabra nebo gabra).

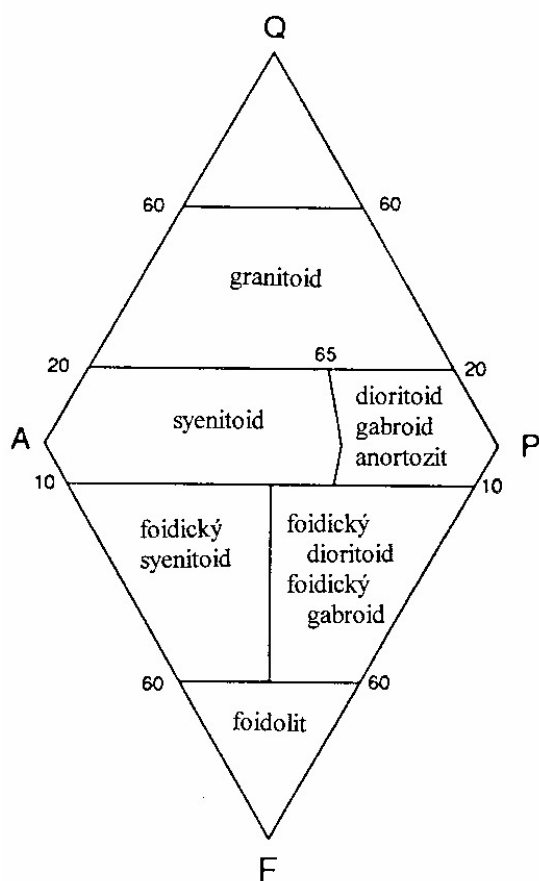
Tab. 2. Klasifikace hlavních typů plutonických a vulkanických hornin

	z celkového objemu živců v hornině připadá na plagioklas	název plutonitu	název vulkanitu	
horniny s křemenem	0-10 %	alkalicko-živcový granit	alkalicko-živcový ryolit	
	10-65 %	granit	ryolit	
	65-90 %	granodiorit	dacit	
	90-100 %	tonalit		
horniny bez křemene a bez foidů	0-10 %	alkalicko-živcový syenit	alkalicko-živcový trachyt	
	10-35 %	syenit	trachyt	
	35-65 %	monzonit	latit	
	65-90 %	An < 50	monzodiorit	andezit
		An > 50	monzogabro	bazalt (čedič)
	90-100 %	An < 50	diorit	andezit
An > 50		gabro	bazalt (čedič)	
horniny s foidy	0-10 %	foidický syenit	fonolit (znělec)	
	10-50 %	foidický monzosyenit	tefritický fonolit	
	50-90 %	An < 50	foidický monzodiorit	fonolitický tefrit
		An > 50	foidické monzogabro	a fonolitický bazanit
	90-100 %	An < 50	foidický diorit	tefrit a bazanit
		An > 50	foidické gabro	

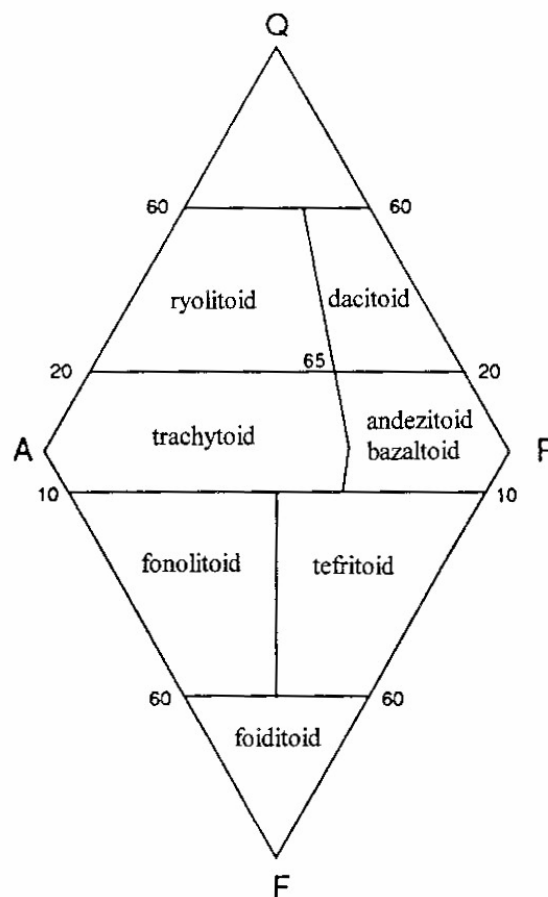
I když je klasifikace hlubinných a výlevných magmatitů obsahujících minimálně 10 obj. % světlých součástí založena na objemu a kvalitě světlých součástí, je charakter těchto hornin blíže určován i povahou tmavých minerálů - pokud je tmavý minerál v hornině přítomen

přinejmenším jako vedlejší složka, lze tuto skutečnost vyjádřit odpovídajícím adjektivem před názvem základního typu horniny. Například granit s obsahem biotitu nad 5 obj. % se označuje jako biotitický granit; pokud granit obsahuje ve vedlejších až podstatném množství biotit i muskovit, označuje se jako muskoviticko-biotitický granit (v tomto případě je v hornině více biotitu než muskovitu) nebo jako biotiticko-muskovitický granit (muskovit převažuje nad biotitem); pokud je v granitu muskovit a biotit přítomen zhruba ve stejném množství, lze horninu označit jako muskoviticko-biotitický až biotiticko-muskovitický granit nebo jednoduše jako dvojslídny granit, protože jiné slídy než biotit a muskovit v granitech zpravidla přítomny nejsou.

Protože přesnou klasifikaci horniny je možno provést až na základě jejího detailního studia (po stanovení modálního složení), byly pro potřeby předběžné (terénní) klasifikace zavedeny skupinové názvy jako např. granitoid, syenitoid, dioritoid, gabroid, ryolitoid, andezitoid, bazaltoid apod. (viz obr. 14 a 15). Z uvedených skupinových názvů je u nás nejpoužívanější termín granitoid, jímž se souhrnně označuje alkalicko-živcový granit, granit, granodiorit a tonalit (viz diagramy na obr. 13 a 14). Skupinové názvy se pro svou jednoduchost často používají k přibližnému vyjádření petrografického složení větších geologických těles (např. masiv tvořený granitem, granodioritem a tonalitem lze jednoduše označit jako granitoidní masiv).



Obr. 14. QAPF diagram pro skupinové označování (terénní klasifikaci) plutonitů.



Obr. 15. QAPF diagram pro skupinové označování (terénní klasifikaci) vulkanitů.

Horniny, které obsahují více než 90 obj. % tmavých součástí, se označují jako ultramafické horniny neboli ultramafity. Klasifikují se na základě objemu olivínu, amfibolu a pyroxenu. Hlubinné ultramafity lze rozdělit do tří hlavních skupin, a to na peridotity (převažující složkou je olivín), hornblendity (převažuje amfibol) a pyroxenity (převažuje pyroxen); obdobným způsobem lze klasifikovat i ultramafické vulkanity.

## 5. Hlubinné magmatity (plutonity)

Plutonity mají zpravidla všesměrně zrnitou texturu. Většina plutonitů je středně zrnitá, méně často jsou tyto horniny hrubozrné a jen ojediněle i velkozrné. Struktury plutonitů jsou většinou stejnoměrně zrnité, avšak u relativně kyselejších plutonitů (např. granitů, granodioritů a syenitů) se poměrně často setkáváme i s porfyrickou strukturou (porfyrické vyrostlice o velikosti nejčastěji 2 až 10 cm jsou tvořeny živcem, základní hmota těchto hornin bývá středně zrnitá). Struktura základní hmoty porfyrických plutonitů je stejně jako struktura drtivé většiny stejnoměrně zrnitých plutonitů hypidiomorfně zrnitá - v případě kyselejších hornin jde o granitickou strukturu, v případě bazických hornin jde nejčastěji o gabrově zrnitou nebo ofitickou strukturu. Barva plutonitů závisí na jejich nerostném složení, a to především na obsahu tmavých součástí. Kyselé horniny mají většinou světlou barvu (bývají bílé, světle šedé nebo narůžovělé); horniny bazičtější jsou tmavší (šedé, modrošedé, šedo hnědé, šedočerné, černo zelené až černé). - Vzhledem k tomu, že při makroskopickém (a tedy jen přibližném!) určování hornin se často význam barvy přeceňuje, je nutno upozornit na skutečnost, že barva horniny nemá v podstatě na její zařazení do systému žádný vliv, neboť je často ovlivňována řadou faktorů, které s jejím primárním nerostným složením nemusí souviset (barva horniny se mění např. při jejím zvětrávání), a navíc je nutno si uvědomit, že barva některých horninotvorných minerálů je značně variabilní.

V následujícím přehledu je uvedena velmi stručná charakteristika nejběžnějších plutonitů, doplněná údaji o jejich rozšíření:

### Alkalicko-živcové granity (alkalicko-živcové žuly)

Alkalicko-živcové granity jsou světlé horniny, složené převážně z křemene a alkalických živců. V malém množství obsahují tmavé součástky - biotit, alkalické pyroxeny a alkalické amfiboly. Jde obecně o málo rozšířené horniny, které se u nás nevyskytují.

### Granity (žuly)

Granity jsou převážně světlé horniny - čerstvé granity mají zpravidla světle šedou barvu (nejčastěji s modravým odstínem), která se navětráním mění na žlutavě šedou; existují však i narůžovělé až červené granity nebo nazelenalé granity. Granity jsou obvykle středně zrnité, ale běžně se vyskytují též jemnozrné nebo naopak hrubozrné typy. Nejčastěji jsou stejnoměrně zrnité, ale dosti časté jsou i porfyrické granity, v nichž porfyrické vyrostlice tvoří draselný živec. Struktura granitů je hypidiomorfně zrnitá (granitická), u porfyrických typů má tuto strukturu základní hmota. Drtivá většina granitů má kompaktní texturu, jen výjimečně je textura těchto hornin miarolitická.

Hlavními složkami granitů jsou křemen, draselný živec (ortoklas nebo mikroklin) a plagioklas, jehož bazicita obvykle odpovídá oligoklasu (může jít i o andezin, příp. i o albit). Z tmavých minerálů, které jsou v granitech přítomny nejčastěji v množství 5-20 obj.%, zpravidla převažuje biotit. Méně hojný bývá amfibol a velmi vzácně se v granitech může

vyskytovat i pyroxen; v kyselejších typech granitů bývá hojně přítomen muskovit. Z akcesorických minerálů granity nejčastěji obsahují apatit, zirkon, titanit, hematit, ilmenit, rutil, magnetit, pyrit, granát, andalusit a cordierit; pro relativně kyselejší muskovitické granity je charakteristická přítomnost turmalínu (skorylu) v akcesorickém až vedlejším množství. Z druhotných minerálů bývá v granitech nejčastěji přítomen chlorit, epidot, muskovit (sericit), kaolinit a kalcit.

Granity tvoří buď v samostatná tělesa často značných rozměrů (největší známé granitové těleso na světě vystupuje ve Finsku na ploše 23.000 km<sup>2</sup>) nebo se vyskytují společně s příbuznými typy magmatitů (např. s granodiority, tonality, křemennými diority apod.). U nás se granity vyskytují především v centrálním masivu Českomoravské vrchoviny (např. „mrákotínská žula“), na Šumavě a v Českém lese, v masivech Smrčín a Krušných hor (v uvedených oblastech jde zejména o biotitické a dvojslídne granity, někdy s porfyrickou stavbou); granity tvoří i krkonošsko-jizerský masiv (porfyrické biotitické granity - např. „liberecká žula“), v menší míře jsou granity přítomny ve středočeském plutonu, brněnském masivu a žulovském masivu.

### Granodiority

Granodiority jsou většinou světle šedé horniny, které se svým vzhledem velmi podobají granitům, avšak v průměru jsou ve srovnání s granity poněkud tmavší. Granodiority bývají nejčastěji středně zrnité. Zpravidla jsou stejnoměrně zrnité, jen někdy porfyrické. Podobně jako granity mají hypidiomorfně zrnitou (granitickou) strukturu a kompaktní texturu.

Na složení granodioritů se podílí především křemen, plagioklas (oligoklas až andezin) a draselný živec (ortoklas, mikroklin) - rozdílné zastoupení živců v granitech a granodioritech je zřejmé z tab. 2. Tmavé minerály jsou v granodioritech zpravidla přítomny v množství 5-25 obj.% - nejčastěji jde o biotit, obvykle méně hojný je obecný amfibol. Vzácně je podstatnou složkou granodioritů pyroxen nebo muskovit. V akcesorickém množství bývá v granodioritech obvykle přítomen apatit, zirkon, titanit, magnetit, ilmenit a pyrit. Druhotné minerály jsou podobně jako v granitech zastoupeny muskovitem (sericitem), chloritem, kaolinitem, epidotem a kalcitem.

Granodiority často tvoří samostatná tělesa ohromných rozměrů (např. převážně granodioritový kalifornský pluton v pohoří Sierra Nevada vystupuje na ploše zhruba 50.000 km<sup>2</sup>). Spolu s granity jsou granodiority nejrozšířenějším typem magmatických hornin na území České republiky - hojně jsou přítomny ve středočeském plutonu, brněnském, dyjském a žulovském masivu.

### Tonality a křemenné diority

V závislosti na dosti variabilním složení těchto hornin je jejich barva značně proměnlivá - nejčastěji jde o světle šedé až šedé horniny (tonality) nebo šedé až šedočerné horniny (křemenné diority). Stavbou se tyto horniny podobají granodioritům, do nichž plynule přecházejí.

Na složení těchto hornin se podílí křemen (v tonalitech v množství větším než 20 % z objemu světlých součástí, v křemenných dioritech připadá na křemen 5-20 % z objemu světlých součástí) a především neutrální plagioklas (andezin); draselný živec bývá v těchto horninách přítomen jen v nepatrném množství. Na tmavé minerály připadá 10-40 % objemu tonalitů a 20-40 % objemu křemenných dioritů - jde především o biotit a amfibol, přičemž tonality zpravidla obsahují více biotitu než amfibolu a v křemenných dioritech je naopak

obvykle více amfibolu než biotitu. V obou typech hornin bývá vzácně přítomen pyroxen. V akcesorickém množství tonality a křemenné diority obsahují apatit, magnetit, zirkon, titanit a ilmenit. Druhotné minerály jsou zastoupeny zejména chloritem, muskovitem (sericitem) a epidotem.

Tonality a křemenné diority jsou součástí střeodočeského plutonu, vyskytují se v brněnském a dyjském masivu.

### Křemenná gabra

Křemenná gabra se od křemenných dioritů liší vyšší bazicitou plagioklasu (jde o labradorit až bytownit) a větším obsahem tmavých minerálů (zejména amfibolu). Obecně jsou křemenná gabra poměrně vzácným typem hornin. Křemenná gabra jsou přítomna v podobě menších těles ve střeodočeském plutonu.

### Alkalicko-živcové syenity

Alkalicko-živcové syenity jsou světlé, zpravidla šedobílé horniny, jejichž hlavní složkou jsou alkalické živce (ortoklas, mikroklin, anortoklas a albit s bazicitou nepřevyšující  $An_{05}$ ). V nepatrném množství bývá v těchto horninách přítomen kyselý plagioklas (albit o bazicitě vyšší než  $An_{05}$  až oligoklas) a křemen (u křemenných alkalicko-živcových syenitů tvoří křemen až 20 % z objemu světlých minerálů). Alkalicko-živcové syenity obsahují 0-25 obj.% tmavých minerálů, z nichž nejhojnější je biotit, zpravidla v menším množství jsou zastoupeny pyroxeny a amfiboly (včetně alkalických pyroxenů a alkalických amfibolů) - od syenitů se alkalicko-živcové syenity liší menším podílem plagioklasů, od alkalicko-živcových granitů se liší nižším obsahem křemene. Alkalicko-živcové syenity se vyskytují společně s foidickými syenity a alkalicko-živcovými granity. U nás jsou tyto horniny velmi vzácné (drobná tělesa alkalicko-živcových syenitů byla zjištěna na Domažlicku).

### Syenity

Barva syenitů závisí především na obsahu tmavých minerálů - nejčastěji mají syenity šedou až černošedou barvu, avšak mohou být i narůžovělé až červené nebo nazelenalé. Syenity jsou zpravidla středně až hrubě zrnité; jejich struktura je hypidiomorfně zrnitá, stejnoměrně zrnitá nebo porfyrická. Jsou to kompaktní horniny s všesměrně zrnitou texturou, ale v některých porfyrických syenitech lze pozorovat fluidální uspořádání živcových vyrostlic.

Hlavními světlými minerály syenitů jsou živce, a to především draselné živce (ortoklas, mikroklin), které převažují nad plagioklasem, jehož bazicita nejčastěji odpovídá oligoklasu, méně často andezinu. Křemen není v syenitech přítomen vůbec nebo jeho množství nedosahuje 5 % z objemu světlých součástí (při obsahu 5-20 % křemene z objemu světlých minerálů jde o křemenný syenit). Syenity zpravidla obsahují 10-45 obj.% tmavých minerálů, a to zejména biotitu a amfibolu, méně často je v nich ve větším množství přítomen pyroxen (diopsid, augit i hypersten). V akcesorickém množství syenity obsahují zejména apatit, zirkon, titanit, magnetit, ilmenit a pyrit.

Syenity jsou obecně poměrně málo rozšířené horniny. Tvoří menší samostatné masivy nebo jsou součástí granitoidních plutonů či těles foidických syenitů. U nás se syenity vyskytují jako součást střeodočeského plutonu (např. biotiticko-pyroxenické a pyroxenicko-biotitické syenity v okolí Tábora). Ve starší petrografické literatuře se často uvádí, že syenity

tvoří podstatnou část třebečsko-meziríčského masivu a jihlavský masiv - v prvním případě jde zejména o tmavý porfyrický amfibolicko-biotitický granit (amfibolické syenity jsou jen vzácnou součástí třebečsko-meziríčského masivu), v druhém případě jde spíše o monzonity, resp. křemenné monzonity.

### Monzonity, monzodiority a diority

V závislosti na obsahu tmavých minerálů mají tyto horniny šedou, šedo zelenou nebo černo zelenou barvu. Jsou středně zrnité, jen zřídka porfyrické. Jejich struktura je hypidiomorfně zrnitá (granitická, někdy s přechodem do gabrově zrnité nebo ofitické). Textura těchto hornin je kompaktní, všesměrně zrnitá.

Zastoupení světlých minerálů v monzonitech, monzodioritech a dioritech je zřejmé z tab. 2, z níž vyplývá, že světlé minerály jsou v těchto horninách zastoupeny především živci. Monzonit obsahuje draselný živec (ortoklas, mikroklin) a plagioklas zhruba ve stejném množství, v monzodioritu a dioritu je plagioklas převažujícím živcem (v dioritu bývá draselný živec přítomen jen v akcesorickém množství nebo úplně chybí). Bazicitou odpovídají plagioklasy těchto hornin obvykle andezinu (při bazicitě plagioklasu nad  $An_{50}$  přechází monzodiorit do monzogabra a diorit do gabra). Podle Streckeisenovy klasifikace tyto horniny obsahují maximálně 5 % křemene z objemu světlých minerálů; pokud tyto horniny obsahují 5 až 20 % křemene z objemu světlých součástí, je tato skutečnost vyjádřena příslušným adjektivem (např. diority často přecházejí přibýváním křemene do křemenných dioritů). Tmavé minerály, které představují zpravidla 15-50 obj.% horniny, jsou zastoupeny biotitem, amfibolem i pyroxenem. V akcesorickém množství je přítomen nejčastěji apatit, titanit, zirkon, magnetit a ilmenit. Z druhotných minerálů v těchto horninách vznikají především jílové minerály, epidot a chlorit.

U nás se horniny uvedených typů vyskytují společně s granitoidy ve středočeském plutonu, třebečsko-meziríčském, jihlavském, brněnském a dyjském masivu.

### Monzogabra a gabra

Monzogabra a gabra jsou tmavé horniny nejčastěji šedočerné nebo zelenočerné barvy. Zpravidla jsou středně zrnité nebo hrubozrné. Jen výjimečně bývají porfyrické. Jejich struktura je hypidiomorfně zrnitá (gabrově zrnitá nebo ofitická), textura kompaktní, zpravidla všesměrně zrnitá, ale někdy i páskovaná.

Ze světlých minerálů jsou v těchto horninách přítomny především živce, a to zejména plagioklasy, které vždy výrazně převažují nad draselnými živci (v gabru bývají draselné živce přítomny jen v akcesorickém množství). Na rozdíl od monzodioritů a dioritů mají plagioklasy gaber bazicitu vyšší než  $An_{50}$  (zpravidla jde o labradorit nebo bytownit, ale často i o plagioklas odpovídající andezinu až labradoritu, jehož průměrná bazicita je však vyšší než  $An_{50}$ ). Množství křemene v těchto horninách nedosahuje 5 % z objemu světlých minerálů (při obsahu 5-20 % křemene z objemu světlých minerálů jde o křemenné monzogabro nebo křemenné gabro). Tmavé minerály, které obvykle tvoří 30-65 obj.% horniny, jsou zastoupeny především klinopyroxeny (diopsidem a augitem). Zpravidla v menším množství jsou v těchto horninách přítomny ortopyroxeny (bronzit, hypersten), amfiboly, biotit a v některých typech gaber se vyskytuje i ve větším množství olivín - přítomnost těchto tmavých minerálů se vyjadřuje v názvu horniny (amfibolické gabro, olivinické gabro; gabra obsahující vedle klinopyroxenu i ortopyroxen se označují jako gabronority, gabra s vysokou převahou ortopyroxenu nad klinopyroxenem jako nority). V akcesorickém množství monzogabra



a gabra obsahují především magnetit, ilmenit, apatit, pyrhotin, granát, titanit a rutil. Často v nich bývá přítomno značné množství druhotných minerálů, a to především epidotu, chloritu, druhotného amfibolu (nahrazujícího pyroxen) a jílových minerálů.

Monzogabra a gabra zpravidla tvoří menší masivy (např. poběžovický a kdyňský masiv v západních Čechách a ranský masiv, jenž vystupuje jižně od Železných hor) a jsou též součástí větších, petrograficky pestřejších těles (např. středočeského plutonu a brněnského masivu).

### Peridotity, pyroxenity a hornblendity

Peridotity, pyroxenity a hornblendity (amfibolovce) patří mezi hlubinné ultramafity, tj. horniny, které obsahují více než 90 obj.% tmavých minerálů. Jsou to tmavé horniny zpravidla zelené, černozeleňé, šedočerné nebo zelenočerné barvy. Jejich struktura je nejčastěji stejnoměrně zrnitá. Obvykle jsou tyto horniny středně zrnité a mají kompaktní a všesměrně zrnitou texturu.

K peridotitům jsou podle Streckeisenovy klasifikace řazeny ultramafity, které obsahují minimálně 40 % olivínu z celkového objemu tmavých minerálů. Peridotity obsahující více než 90 % olivínu z celkového objemu tmavých minerálů se označují jako dunity. Většinou však jsou v peridotitech v podstatném množství přítomny pyroxeny (jde o pyroxenické peridotity, které se podrobněji klasifikují podle zastoupení ortopyroxenů a klinopyroxenů) nebo jsou v peridotitech v podstatném množství přítomny amfiboly (jde o hornblenditické peridotity); často jsou v peridotitech pyroxeny a amfiboly přítomny ve větším množství společně (jde o pyroxenicko-hornblenditické peridotity). Pyroxenity jsou podle Streckeisenovy klasifikace ultramafity obsahující nejméně 90 % pyroxenů z celkového objemu tmavých minerálů; v hornblenditech připadá minimálně 90 % z objemu tmavých minerálů na amfiboly. Horniny na přechodu mezi takto definovanými pyroxenity a hornblendity se označují jako hornblenditické pyroxenity a pyroxenické hornblendity. Z tmavých minerálů uvedené ultramafity často obsahují také biotit. Světlé minerály se v ultramafických horninách takřka nevyskytují - pokud jsou přítomny, jde zpravidla o plagioklasy bazicitou odpovídající labradoritu nebo bytownitu. Akcesorické minerály jsou v ultramafitech zastoupeny především magnetitem, chromitem, ilmenitem, granátem, spinelem a pyrhotinem (uvedené nerosty se v ultramafitech někdy vyskytují i ve vedlejším až podstatném množství).

Peridotity velmi snadno podléhají serpentinizaci, tj. přeměně na horninu zvanou serpentinit (hadec). V České republice se nepřeměněné nebo jen slabě serpentinizované peridotity vyskytují jen velmi vzácně, a to např. na Domažlicku (v okolí Poběžovic) a v ranském masivu. Pyroxenity jsou ve větší míře rozšířeny v ranském masivu; hornblendity se vyskytují např. ve středočeském plutonu a v brněnském masivu.

### Foidické syenity

Foidické syenity jsou nejčastěji šedé až šedočerné horniny, tvořené především alkalickými živci (anortoklasem, mikroklinem, albitem) a foidy (především nefelinem, a proto se tyto horniny často označují jako nefelinické syenity). Tmavé minerály jsou přítomny v množství do 30 % z celkového objemu horniny, přičemž jde nejčastěji o alkalické amfiboly, alkalické pyroxeny a biotit. Foidické syenity se zpravidla společně s alkalicko-živcovými syenity a syenity. U nás jsou foidické syenity rozšířeny jen minimálně - jde o nepatrné výskyty v Českém středohoří a u Čisté (jz. od Rakovníka).

### Foidické monzodiority a foidická monzogabra (essexity)

Tyto horniny mají nejčastěji šedozelenou barvu. Jejich hlavními světlými součástkami jsou plagioklasy (u foidických monzodioritů andezin, u foidických monzogaber labradorit, příp. i bytownit), které převažují nad draselným živcem; foidy (zastoupené především nefelínem) jsou v těchto horninách přítomny v množství větším než 10 % z celkového objemu světlých minerálů. Z tmavých minerálů obsahují především pyroxeny, amfiboly a biotit, přičemž množství tmavých minerálů se pohybuje v intervalu 20-60 obj.%. U nás se tyto horniny vyskytují jen ojediněle v Doupovských horách a Českém středohoří.

### Foidická gabra (therality)

Foidická gabra jsou velmi tmavé, téměř černé horniny, složené především z plagioklasu (labradoritu, bytownitu), pyroxenu a nefelínu. V menším množství někdy obsahují olivín, amfibol, biotit a magnetit. V České republice jsou foidická gabra velmi vzácná a vyskytují se pouze ojediněle v Doupovských horách a Českém středohoří.

## 1.6. Výlevné magmatity (vulkanity)

Na rozdíl od většiny plutonitů jsou výlevné horniny jemnozrné až celistvé. Drtivá většina vulkanitů má porfýrickou strukturu. Základní hmota kyselých vulkanitů má často mikrogranitickou nebo mikrografickou strukturu; intermediární vulkanity mají často základní hmotu s trachytickou strukturou; bazické vulkanity mívají základní hmotu s ofitickou, hyalopilitickou nebo spilitickou strukturou. Sklo se na složení základní hmoty vulkanitů podílí velmi často a někdy může sklovitá hmota tvořit takřka celý objem horniny (jde o tzv. vulkanická skla). Vulkanické horniny mají často fluidální texturu. Po plynech unikajících z tuhnoucí lávy mohou v hornině zůstat dutinky nebo jemné póry - vulkanit má pórovitou texturu (vesikulární nebo mandlovcovou).

Zbarvení vulkanitů závisí na jejich primárním složení, ale velmi výrazně také na stupni a charakteru jejich přeměn. Protože rozsah a charakter těchto přeměn často značně závisí na stáří vulkanitů, liší se zpravidla starší vulkanity od mladších vulkanitů svým vzhledem (neplatí to však obecně!). Proto se v minulosti vulkanické horniny rozdělovaly na dvě skupiny: neovulkanity (mladé vulkanity kenozoického stáří) a paleovulkanity (vulkanity druhohorního, prvohorního nebo předprvohorního stáří). Tomuto rozdělení vulkanitů na dvě stáří odlišné skupiny odpovídala i dvojí nomenklatura vulkanitů - například výlevné ekvivalenty granitů se označovaly jako ryolity (pokud stáří odpovídaly neovulkanitům) nebo jako křemenné porfyry (pokud šlo o paleovulkanity). V současnosti se od této nepřilíživé dvojí nomenklatury upouští a k označení vulkanitů libovolného stáří se používají termíny dříve vyhrazené jen pro neovulkanity (tyto termíny jsou uvedeny v tab. 2). Pokud je nutno vyjádřit, že vulkanit má předtřetihorní stáří, lze použít při označení horniny předponu paleo- (např. paleoryolit = ryolit předtřetihorního stáří, tj. křemenný porfyr).

Podobně jako u plutonitů byly i do následujícího stručného přehledu zařazeny jen nejvýznamnější typy vulkanitů (s přihlédnutím k petrografickým poměrům v České republice). Vzhledem k tomu, že se ve starší geologické literatuře objevují tehdy platné názvy paleovulkanitů a že některé z těchto názvů se používají dosud, jsou tyto již zastaralé termíny v přehledu nejběžnějších vulkanitů rovněž uvedeny:

### Alkalicko-živcové ryolity

Alkalicko-živcové ryolity jsou výlevným ekvivalentem alkalicko-živcových granitů. Jsou to většinou světlé, šedobílé nebo narůžovělé horniny, ale při vyšším obsahu tmavých minerálů mohou mít až tmavě zelenou nebo černozeleňou barvu. Porfyrické vyrostlice v alkalicko-živcových ryolitech tvoří alkalický živec (albitovou složkou bohatý sanidin), křemen, alkalický pyroxen, alkalický amfibol a biotit; základní hmota je složena ze sanidinu a křemene. Od ryolitů se alkalicko-živcové ryolity liší hlavně přítomností alkalického amfibolu a alkalického pyroxenu.

V České republice se vyskytují pouze prvohorní a předprvohorní alkalicko-živcové ryolity (tj. alkalicko-živcové paleoryolity neboli křemenné keratofyry), a to v Barrandienu (např. v okolí Mníšku pod Brdy), v okolí Železného Brodu a Rýmařova.

### Ryolity

Ryolity jsou výlevným ekvivalentem granitů. Mají nejčastěji šedou, šedozeleňou, narůžovělou až růžově červenou barvu. Vyrostlice v těchto horninách tvoří sanidin, kyselý plagioklas, křemen, biotit a vzácně i amfibol nebo pyroxen. V základní hmotě ryolitů jsou obsaženy tytéž minerály a často i sklo.

Ryolity patří mezi relativně hojné vulkanické horniny, které se vyskytují často společně s dacity a andezity. Paleoryolity neboli křemenné porfyry se nacházejí v Krušných horách (v okolí Teplic), v Barrandienu (např. na Rokycansku), v Podkrkonoší a v okolí Broumova. Ryolity stáří odpovídající neovulkanitům se na území České republiky nevyskytují - třetihorní ryolity jsou hojné např. na středním a východním Slovensku (Štiavnické, Kremnické a Slanské vrchy).

### Dacity

Dacity představují podle Streckeisenovy klasifikace výlevné ekvivalenty granodioritů nebo tonalitů. Jsou to většinou světle až tmavě šedé, někdy nazelenalé horniny. Vyrostlice tvoří plagioklas (oligoklas, andezin), v menší míře sanidin, křemen, biotit, amfibol a pyroxen. Základní hmota může být složena ze všech minerálů, které mohou tvořit vyrostlice, ale často obsahuje i značný podíl skla.

Dacity se vyskytují obvykle společně s ryolity a andezity. Obdobně paleodacity neboli křemenné porfyry se nacházejí společně s paleoryolity (např. v Podkrkonoší).

### Alkalicko-živcové trachyty

Alkalicko-živcové trachyty jsou výlevným ekvivalentem alkalicko-živcových syenitů. Jsou to zpravidla světlé horniny šedobílé, šedé, nazelenalé nebo narůžovělé barvy. Hlavní složkou těchto hornin je sanidin, jenž tvoří porfyrické vyrostlice i základní hmotu. Tmavé součástky, které jsou v alkalicko-živcových trachytech přítomny v jen nepatrném množství, mohou být zastoupeny alkalickým pyroxenem, alkalickým amfibolem nebo biotitem. Alkalicko-živcové paleotrachyty neboli keratofyry bývají vždy postiženy výraznými druhotnými přeměnami, při nichž bývá sanidin nahrazen albitem a tmavé minerály bývají rozloženy na chlority, případně druhotné amfiboly.

U nás se mladé alkalicko-živcové trachyty vyskytují jen ojediněle v Českém středohoří. K alkalicko-živcovým paleotrachytům neboli keratofyrům lze přiřadit některé vulkanity v Barrandienu (např. v okolí Řičan a Rokycan), na Železnobrodsku a Rýmařovsku.

### Trachyty

Trachyty jsou výlevným ekvivalentem syenitů. Mají zpravidla šedou, šedobílou nebo nažloutlou barvu. Skládají se zejména z alkalického živce (sanidinu) a plagioklasu (oligoklasu až andezinu, někdy i labradoritu) a z tmavých minerálů, zastoupených biotitem, amfibolem nebo pyroxenem a vzácně i olivínem. Vyrůstlice mohou tvořit všechny z uvedených minerálů. V základní hmotě horniny bývá vzácně přítomno i sklo.

Trachyty se vyskytují ve vulkanických komplexech společně s andezity a bazalty, ale také s alkalicko-živcovými trachyty, do nichž trachyty často přecházejí. Obecně jsou trachyty rozšířenější než alkalicko-živcové trachyty. V České republice se trachyty, jejichž stáří odpovídá neovulkanitům, vyskytují jen místy na Tepelské vrchovině a v Českém středohoří. Paleotrachyty neboli ortofyry (nebo také bezkrémenné porfyry) se nacházejí v Barrandienu (např. v okolí Rokycan) a na Rýmařovsku.

### Latity

Latity jsou výlevným ekvivalentem monzonitů. Jsou to stále ještě světlé horniny, avšak v průměru poněkud tmavší než předcházející trachyty. Jejich hlavními součástkami jsou živce, a to alkalické živce (sanidin) a plagioklas (oligoklas, andezin až labradorit), přičemž živce obou skupin jsou v latitech přítomny zhruba ve stejném množství. Tmavé minerály jsou zastoupeny amfibolem, pyroxenem, biotitem a někdy i olivínem. Vyrůstlice tvoří v těchto horninách zpravidla amfibol a plagioklas. Podle starších klasifikací vulkanitů byly horniny přibližně odpovídající latitům označovány jako trachyandezity nebo trachybazalty (v prvním případě šlo o horniny na přechodu mezi trachytem a andezitem, v druhém případě mezi trachytem a bazaltem).

Latity se vyskytují jen zcela ojediněle na Tepelské vrchovině a v Českém středohoří.

### Andezity

Andezity jsou výlevné ekvivalenty monzodioritu a dioritu. V závislosti na nerostném složení kolísá jejich barva nejčastěji od světle zelené až po černozelelou, případně až téměř černou. Ze světlých součástí andezity obsahují především plagioklas (oligoklas a hlavně andezin) a v menší míře draselný živce. Tmavé minerály jsou zastoupeny zejména pyroxenem (augitem a hyperstenem), amfibolem a biotitem. Uvedené minerály tvoří jak vyrůstlice, tak i základní hmotu, v níž někdy bývá přítomno i sklo. Podle povahy tmavých minerálů se andezity dělí na pyroxenické andezity (nejrozšířenější typ andezitů), amfibolické andezity a biotitické andezity. V akcesorickém množství andezity často obsahují magnetit.

Drobné výskyty andezitů jsou v širším okolí Uherského Brodu. Hojně se andezity vyskytují na středním a východním Slovensku (Štiavnické, Kremnické, Slanské a Tokajské vrchy, Vihorlat). Paleoandezity neboli porfyry se u nás vyskytují společně s paleoryolity, alkalicko-živcovými paleoryolity, paleotrachyty a dalšími typy vulkanitů v Barrandienu.

### Bazalty (čediče)

Bazalty jsou výlevným ekvivalentem monzogaber a gaber. Mají šedočernou až černou barvu. Světlé součástky jsou v podstatném množství zastoupeny často jen plagioklasem, jehož bazicita zpravidla odpovídá labradoritu, někdy bytownitu a vzácně až anortitu; draselný živec je v bazaltech zpravidla přítomen jen ve vedlejším nebo akcesorickém množství, případně zcela chybí. Tmavé minerály jsou zastoupeny především klinopyroxeny (augitem), v menší míře amfiboly, ortopyroxeny, biotitem a v některých typech bazaltů i hojným olivínem. Všechny výše uvedené tmavé minerály mohou tvořit porfyrické vyrostlice; vyrostlice plagioklasů jsou jen výjimečné. V základní hmotě bazaltů je někdy přítomno i sklo.

Bazalty patří mezi nejrozšířenější vulkanické horniny. U nás se bazalty kenozoického stáří nacházejí především v Doupovských horách a v Českém středohoří, kde jsou převládajícím typem vulkanitů. Menší výskyty bazaltů jsou na Bruntálsku. Paleobazalty odlišného stáří a původu se u nás označovaly jako spility, diabasy nebo melafyry. Termín spilit se používal k označení zpravidla předprvohorních, silně přeměněných bazických vulkanitů, tvořených zejména chloritem a albitem. V České republice se spility nacházejí v pruhu mezi Klatovy a Kladnem a na Příbramsku. Rovněž diabasy představují značně přeměněné bazické vulkanity prvohorního nebo i předprvohorního stáří, které obsahují druhotné minerály jako chlorit, kalcit, epidot, druhotný amfibol, minerály serpentinové skupiny, zeolity atd. Diabasy se u nás hojně vyskytují v Barrandienu a v Nížkém Jeseníku (v pruhu mezi Šternberkem a Horním Benešovem u Bruntálu). Jako melafyry se ve střední Evropě označovaly paleobazalty mladších prvohor (karbonské a permské) nebo paleobazalty druhohorního stáří. Melafyry mají poměrně často mandlovcovou texturu, přičemž mandle bývají vyplněny chloritem, kalcitem, různými formami SiO<sub>2</sub>, zeolity apod. (melafyry tohoto typu se zpravidla označují jako mandlovce). U nás jsou melafyry rozšířeny v Podkrkonoší.

### Fonolity (znělce) a tefritické fonolity

Fonolity jsou výlevným ekvivalentem foidických syenitů; tefritické fonolity jsou výlevným ekvivalentem foidických monzosyenitů. Jsou to světlé horniny zelenošedé barvy. Fonolity jsou tvořeny především vyrostlicemi sanidinu (bohatého albitovou složkou), nefelínu, pyroxenu (egirinu nebo egirinaugitu) a alkalického amfibolu; v základní hmotě je přítomen sanidin, nefelín, leucit a pyroxen. Tefritické fonolity navíc obsahují plagioklas (zpravidla andezin nebo i labradorit), jenž tvoří vyrostlice a jenž se podílí i na složení základní hmoty. V akcesorickém množství tyto horniny obsahují především magnetit. Dutiny v obou typech vulkanitů bývají vyplněny mladšími minerály, a to především druhově početnou asociací zeolitů a kalcitem.

Fonolity a tefritické fonolity stářím odpovídající neovulkanitům se u nás hojně vyskytují v Českém středohoří.

### Fonolitické tefrity a fonolitické bazanity

Fonolitické tefrity a fonolitické bazanity svým postavením v Streckeisenově klasifikaci odpovídají hlubinným foidickým monzodioritům a foidickým monzogabrům. Mají tmavší barvu než fonolity a tefritické fonolity. Ze světlých minerálů obsahují plagioklas (nejčastěji labradorit), alkalický živec (sanidin) a některý z foidů - od fonolitů a tefritických fonolitů se fonolitické tefrity a fonolitické bazanity liší převahou plagioklasu nad alkalickým živcem. Z tmavých minerálů je v nich přítomen zejména pyroxen (augit) a v menším množství

amfibol a magnetit. Ve fonolitických bazanitech je v podstatném množství přítomen olivín; fonolitické tefrity obsahují méně než 10 obj.% olivínu.

Fonolitické tefrity a fonolitické bazanity jsou horniny relativně vzácné. U nás se vyskytují místy v Českém středohoří.

### Tefrity a bazanity

Tefrity a bazanity jsou výlevnými ekvivalenty foidických dioritů a foidických gaber. Jsou to tmavé horniny, složené z plagioklasu (zpravidla labradoritu), foidu (nefelínu, leucitu), pyroxenu (augitu a egirinaugitu) a malého množství amfibolu, biotitu, magnetitu a někdy i sodno-draselného živce; v bazanitech je v podstatném množství přítomen olivín, tefrity obsahují méně než 10 obj.% olivínu.

Tefrity a bazanity stářím odpovídající neovulkanitům hojně rozšířeny v Doupovských horách a Českém středohoří.

### Nefelinity a leucity

Nefelinity a leucity jsou vulkanické horniny, které náležejí mezi tzv. foidity, tj. magmatické horniny, v nichž z celkového objemu světlých minerálů připadá na foidy minimálně 60 % (světlé minerály přitom tvoří minimálně 10 % objemu foiditů). Nefelinity jsou složeny hlavně z pyroxenu a nefelínu, v olivinických nefelinitech je navíc přítomen v podstatném množství olivín; leucity jsou tvořeny zejména pyroxenem a leucitem, olivinické leucity obsahují v podstatném množství olivín.

Nefelinity a leucity se u nás hojně vyskytují především v Doupovských horách a Českém středohoří.

### Vulkanická skla

Jak již bylo uvedeno, bývá sklo přítomno jako součást základní hmoty vulkanitů. Pokud je sklovitá hmota obsažena v hornině v množství do 20 obj.%, označuje se tato hornina jako vulkanit se sklem (např. ryolit se sklem). Při obsahu 20-50 obj.% skla jde o sklem bohatý vulkanit (např. sklem bohatý ryolit), při obsahu 50-80 obj.% sklovité hmoty jde o sklovitý vulkanit (např. sklovitý ryolit). Pokud vulkanické horniny obsahují více než 80 obj.% sklovité hmoty, označují se jako vulkanická skla.

Vulkanická skla jsou poměrně málo rozšířené horniny, které vznikají při velmi rychlém tuhnutí lávy na okrajích některých výlevů lávy nebo vzácněji i rychlým utuhnutím celých vulkanických těles menších rozměrů, resp. rychlým utuhnutím vyvržených kusů lávy. Bližší zařazení vulkanických skel do petrografického systému je možné jen na základě znalosti jejich chemického složení. Většina vulkanických skel chemismem odpovídá kyselým vulkanitům (ryolitům). Vulkanická skla se zpravidla dělí na obsidiány, smolky, perlity a pemzy.

Obsidiány jsou kompaktní černá, tmavohnědá, někdy načervenalá nebo i nazelenalá vulkanická skla se skelným leskem a lasturnatým lomem.

Smolky mají černou, tmavohnědou, žlutohnědou nebo tmavě zelenou barvu. Mají lasturnatý lom. Od obsidiánů se liší smolným leskem.

Perlity jsou vulkanická skla šedé nebo šedomodré barvy s charakteristickou kulovitou (perlitickou) odlučností.

Pemzy jsou lehká pěnovitá skla nejčastěji šedobílé nebo šedé barvy.

## 1.7. Žilné horniny

Typické žilné horniny tvoří zejména pravé nebo ložní žíly pronikající staršími horninami podél puklin nebo vrstevních spár. Žíly tedy mají zpravidla charakter deskovitých těles. Protože krystalizace magmatu při vzniku žilných hornin probíhala zpravidla podstatně rychleji než při vzniku plutonitů, bývají žilné horniny relativně jemnozrnnější než plutonity - zpravidla jsou jemnozrnné až celistvé, často však podobně jako vulkanity obsahují sklovitou hmotu. Vzhledem k tomu, že magma již před proniknutím do puklin či vrstevních spár (které jsou nyní vyplněny žilnou horninou) obsahovalo určitý objem krystalů, mají některé žilné horniny porfýrickou strukturu.

Do tohoto studijního textu byly zařazeny dvě významné (z hlediska petrografických poměrů v ČR) skupiny žilných hornin:

a/ aplity a pegmatity,

b/ lamprofyry.

### Aplity a pegmatity

Aplity jsou rovnoměrně zrnité žilné horniny s průměrnou velikostí zrna pod 2 mm. Mají nejčastěji panalotriomorfně zrnitou strukturu, někdy s přechodem do hypidiomorfně zrnité struktury. Aplity jsou horniny zpravidla chudé na tmavé minerály a svým složením obvykle odpovídají granitům (jde o tzv. žulové aplity), v nichž jsou tmavé minerály zastoupeny pouze muskovitem nebo k muskovitu přistupuje buď biotit nebo turmalín (poměrně časté jsou aplity, v nichž je z tmavých minerálů přítomen pouze turmalín-skoryl). Žulové aplity se u nás hojně vyskytují především ve středočeském plutonu.

Pegmatity jsou na rozdíl od aplitů zpravidla hrubozrnné nebo velkozrnné horniny. Průměrná velikost zrna pegmatitů je větší než 2 mm (tato hodnota tvoří hranici mezi pegmatity a aplity), velmi často jsou však rozměry zrn v pegmatitech mnohonásobně vyšší - vyskytují se v nich až několikametrové krystaly draselného živce, muskovitu, berylu, křemene a turmalínu. Charakteristickým znakem větších pegmatitových těles je jejich zonální stavba, která se projevuje střídáním zón rozdílného složení a struktury (nejlépe je tato zonálnost patrná na příčném řezu pegmatitovou žilou).

Většina pegmatitů se svým složením blíží granitům. V těchto pegmatitech se poměrně často vedle křemene, živců, muskovitu a biotitu nacházejí velká zrna granátu (almandinu s vysokým podílem spessartinové složky), sloupcovité krystaly skorylu, někdy i berylu a bývá v nich přítomna řada relativně vzácných minerálů, z nichž mnohé jsou charakteristické právě pro pegmatity. Granitové pegmatity se u nás hojně vyskytují na Písecku, Domažlicku, v Hrubém Jeseníku, v okolí Žulové a zejména na západní Moravě (např. Dolní Bory u Velkého Meziříčí).

Poněkud odlišné složení mají tzv. lithné pegmatity, v nichž se hojně vyskytují lithné slídy (zejména lepidolit) a lithné turmalíny (elbaity) - světoznámý lithný pegmatit se nachází v Rožně u Bystřice nad Pernštejnem.

### Lamprofyry

Lamprofyry jsou tmavé žilné horniny. Mnohé z nich mají zcela specifické složení, jež nemá obdobu mezi hlubinnými či výlevnými horninami. Charakteristickým znakem

lamprofyry jsou vyrostlice tmavých minerálů (biotitu, amfibolu, pyroxenu, často též olivínu) v drobně zrnité základní hmotě, která též hojně obsahuje tmavé minerály.

Lamprofyry se vyskytují v masívech hlubinných magmatitů. V České republice se lamprofyry nacházejí obzvláště ve středočeském plutonu, kde jsou nejhojněji zastoupeny minetami a spessartity. Jako minety se označují lamprofyry, v nichž jsou světlé minerály zastoupeny draselným živcem, jenž převažuje nad plagioklasem, a v nichž je z tmavých minerálů přítomen biotit, diopsidický pyroxen a někdy též olivín. Spessartity jsou lamprofyry, v nichž jsou světlé minerály zastoupeny plagioklasem, jenž převažuje nad draselným živcem, a které z tmavých minerálů obsahují amfibol, pyroxen (augit) a někdy též olivín.

K žilným horninám jsou přiřazovány též těšínity, pikrity, kimberlity a karbonatity.

Těšínity jsou vzhledem k svému geologickému vystupování řazeny mezi žilné nebo hlubinné horniny, ale někdy i k vulkanitům. Jsou to jemně zrnité až hrubozrné horniny tmavě šedé až šedočerné barvy. Jejich hlavními složkami jsou amfibol, pyroxen (augit), bazický plagioklas a analcim, v některých těšínitech je v podstatném množství přítomen i olivín - složením tedy těšínity v podstatě odpovídají foidickému gabru, avšak místo nefelínu obsahují analcim. U nás jsou těšínity rozšířeny zejména v Podbeskydské pahorkatině (především v okolí Nového Jičína a Českého Těšína, podle nějž se tyto horniny nazývají).

Pikrity jsou podobně jako těšínity někdy též řazeny k výlevným horninám. Nejčastěji jde o šedočerné až černé, středně až hrubě zrnité horniny, složené především z olivínu, pyroxenu (augitu), amfibolu a menšího množství biotitu a apatitu. Pikrity se vyskytují společně s těšínity v Podbeskydské pahorkatině; ojedinělé výskyty pikritů v asociaci s paleobazalty jsou známy z Barrandienu.

Kimberlity jsou ultramafické horniny příbuzné pikritům. Nejčastěji mají tmavě šedou barvu. Jsou složené převážně z olivínu (zpravidla částečně serpentinizovaného), dále obsahují pyroxeny (bronzit, hypersten), flogopit a granát (pyrop). V České republice byly kimberlity nebo jim velmi blízké horniny zjištěny jen zcela ojediněle v Českém středohoří (u Měronic); klasickou oblastí výskytu kimberlitů je Jihoafrická republika (kimberlity se nazývají podle jihoafrického města Kimberley).

Karbonatity jsou složením mimořádné magmatické horniny, které obsahují minimálně 50 obj.% primárního karbonátu (zpravidla kalcitu nebo dolomitu, méně často sideritu). Z nekarbonátových minerálů je v těchto horninách nejčastěji přítomen pyroxen (egirin, egirinaugit), flogopit, apatit a magnetit. Kromě žilných karbonatitů jsou známy i výlevné karbonatity. Na území České republiky nebyly karbonatity dosud nalezeny.

## Literatura doporučená pro další studium

- Best M.G. (1982): *Igneous and Metamorphic Petrology*. W.H.Freeman and Company, New York.
- Bouška V. a kol. (1980): *Geochemie*. Academia, Praha.
- Bowes D.R. (ed.) (1989): *The Encyclopedia of Igneous and Metamorphic Petrology*. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Dudek A., Fediuk F., Palivcová M. (1962): *Petrografické tabulky*. Nakladatelství ČSAV, Praha.
- Dudek A., Malkovský M., Suk M. (1984): *Atlas hornin*. Academia, Praha.
- Gregerová M., Hovorka D., Suk M. (1995): *Geochemie geologických procesů v litosféře. II. Metody a interpretace*. PřF MU, Brno.
- Gregerová M., Suk M. (1991): *Klasifikační principy metamorfovaných hornin*. PřF MU, Brno.
- Hejtman B. (1977): *Petrografie*. SNTL, Praha.
- Holub F.V. (2002): *Obecná a magmatická petrologie*. Karolinum, Praha.
- Hovorka D., Suk M. (1985): *Geochemia a genéza eruptivních a metamorfovaných hornin*. Univerzita Komenského, Bratislava.



- Le Maitre R.W. et al. (1989): *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford etc.
- Němec F. (1967): *Klíč k určování nerostů a hornin*. SPN, Praha.
- Pauk F., Bican J. (1978): *Praktická cvičení z mineralogie a petrografie*. SPN, Praha.
- Pauk F., Habětín V. (1979): *Geologie pro zeměpisce*. SPN, Praha.
- Petránek J. (1993): *Malá encyklopedie geologie*. Nakladatelství JIH, České Budějovice.
- Svoboda J. et al. (1983): *Encyklopedický slovník geologických věd. 1. svazek (A-M), 2. svazek (N-Ž)*. Academia, Praha.
- Wilson M. (1989): *Igneous Petrogenesis*. Harper Collins Academic, London.
- Zeman J. (1990): *Základy fyzikální geochemie I. Magmatické a metamorfni systémy*. PřF MU Brno.
- Zimák J. (1998): *Mineralogie a petrografie*. Vydavatelství Univerzity Palackého, Olomouc.