

Petrologie

Obsah:

1. Úvod do Petrologie2
2. Mineralogická klasifikace vyvřelých hornin.....34
3. Úvod do sedimentární petrografie a petrologie (sedimentologie)...60
4. Metamorfované horniny.....114

Úvod do Petrologie

WHAT ARE ROCKS?

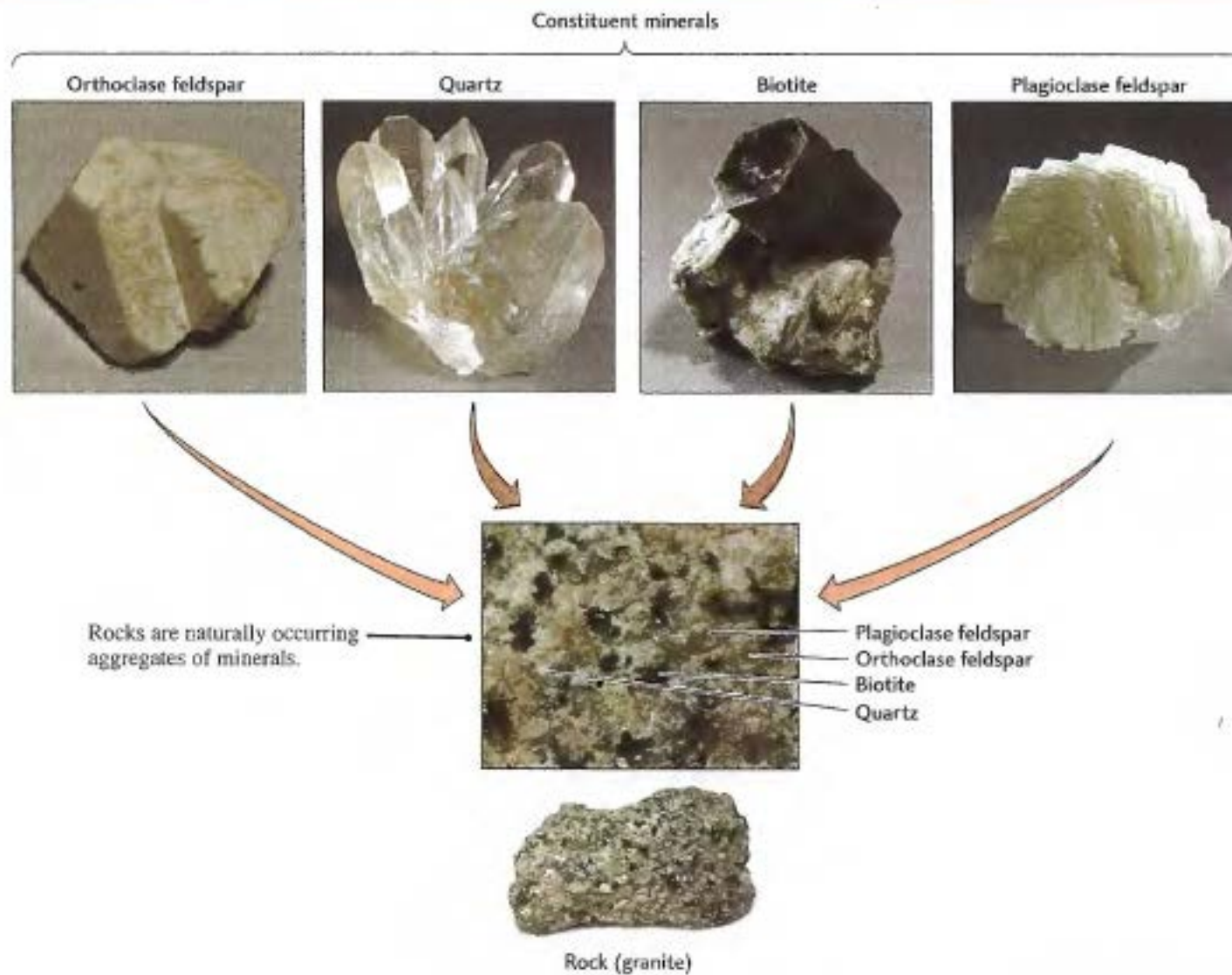
A geologist's primary aim is to understand rock properties and to deduce their geologic origins from these properties. Such deductions further our understanding of our planet and provide important information about fuel reserves. For example, knowing that oil forms in certain kinds of sedimentary rocks that are rich in organic matter allows us to explore for new oil reserves more intelligently. Similarly, our knowledge of the properties of rocks will help us find new reserves of other useful and economically valuable mineral and energy resources, such as gas, coal, and metal ores.

Understanding how rocks form also guides us in solving environmental problems. Will this rock be prone to earthquake-triggered landslides? How might it transmit polluted waters in the ground? The underground storage of radioactive and other wastes depends on analysis of the rock to be used as a repository.

In the rest of this chapter, we turn our attention to the major groups of rocks, the minerals that form them, and the plate tectonic environments in which rocks form.

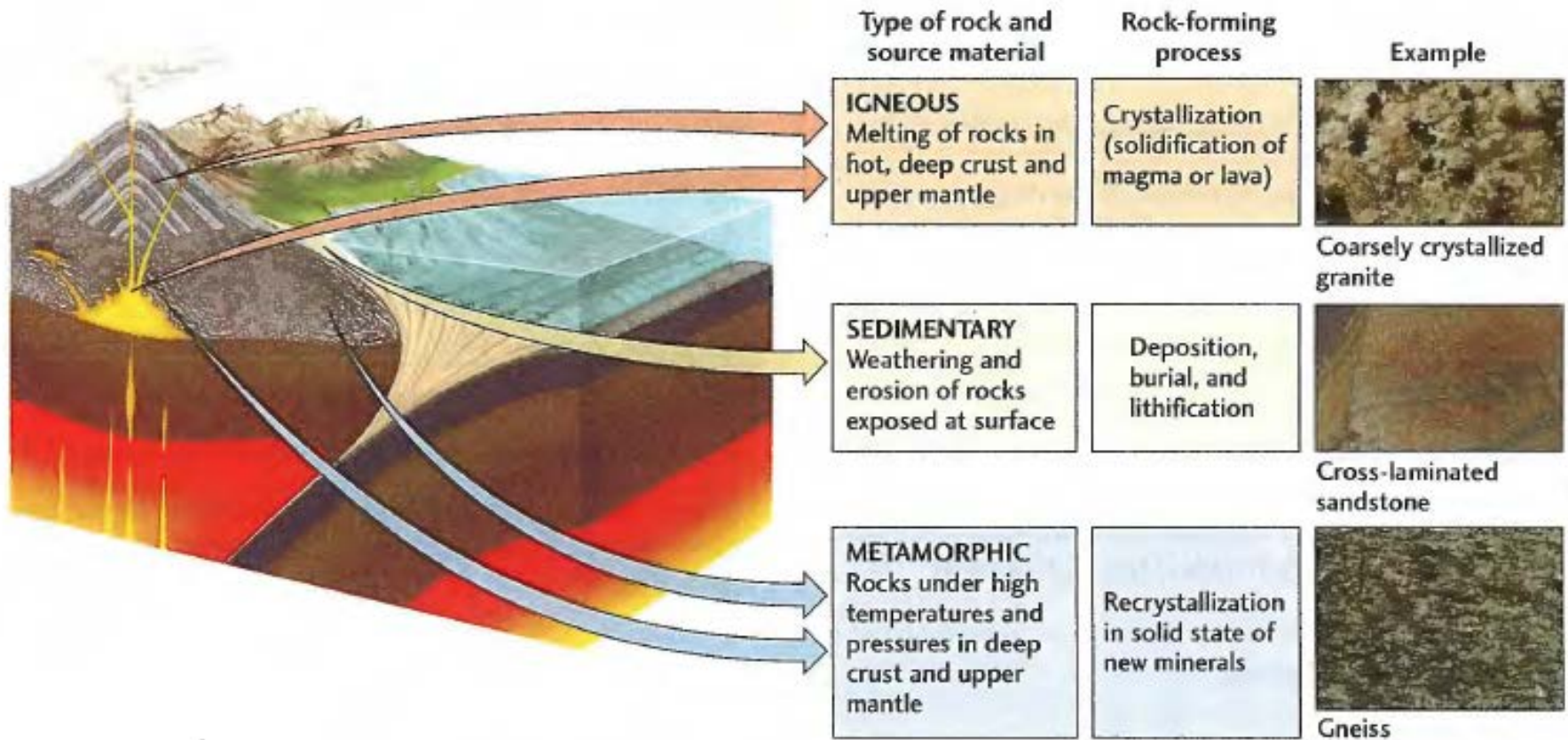
A **rock** is a naturally occurring solid aggregate of minerals or, in some cases, nonmineral solid matter. Some rocks, such as white marble, are composed of just one mineral, in this case calcite. A few rocks are composed of nonmineral matter. These include the noncrystalline, glassy volcanic rocks obsidian and pumice and coal, which is compacted plant remains. In an aggregate, minerals are joined so that they retain their individual identity (Figure 3.21).

Key Figure 3.21 Minerals are the building blocks of rocks.



Key Figure 3.22

The three rock groups are formed in different environments by different geologic processes.



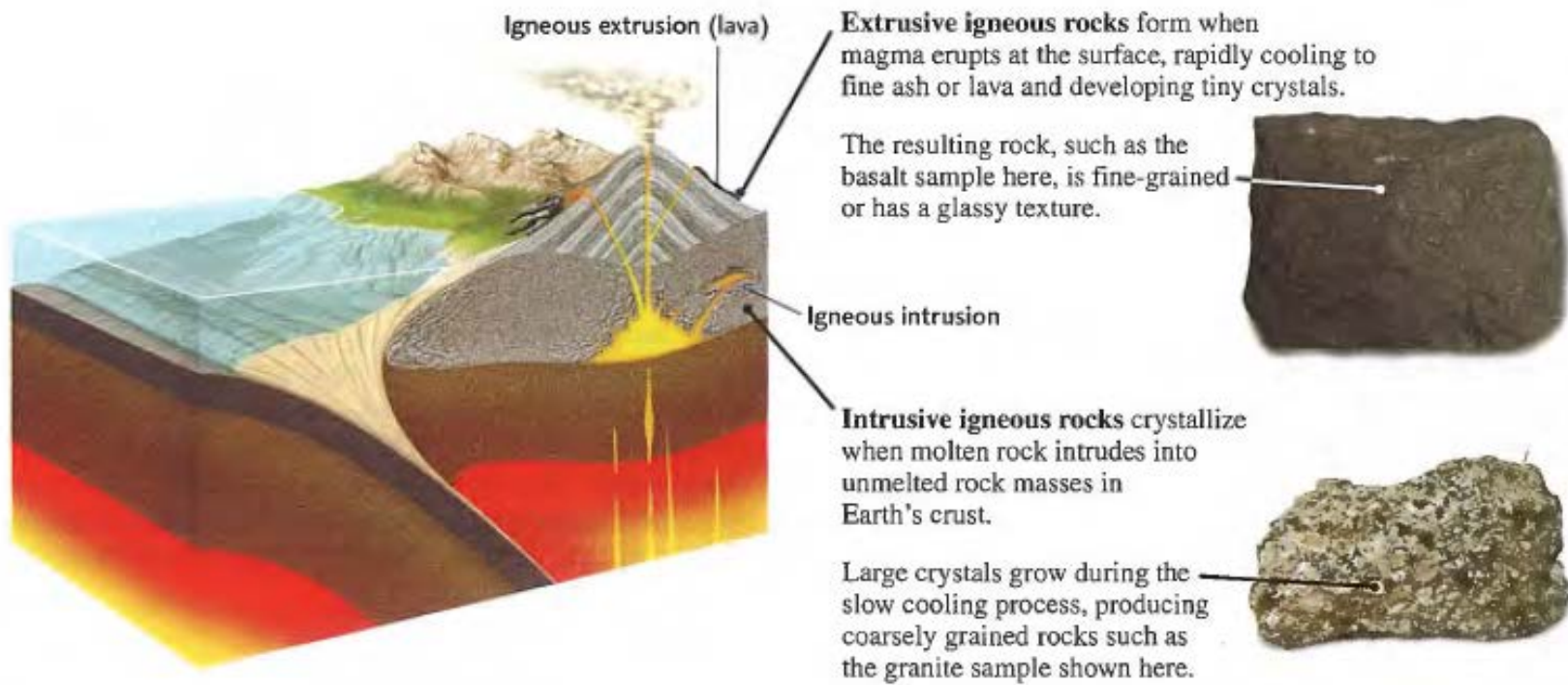


Figure 3.23 The formation of *extrusive igneous rocks* (basalt is shown here) and *intrusive igneous rocks* (granite is shown here). [John Grotzinger/Ramón Rivera-Moret/Harvard Mineralogical Museum.]

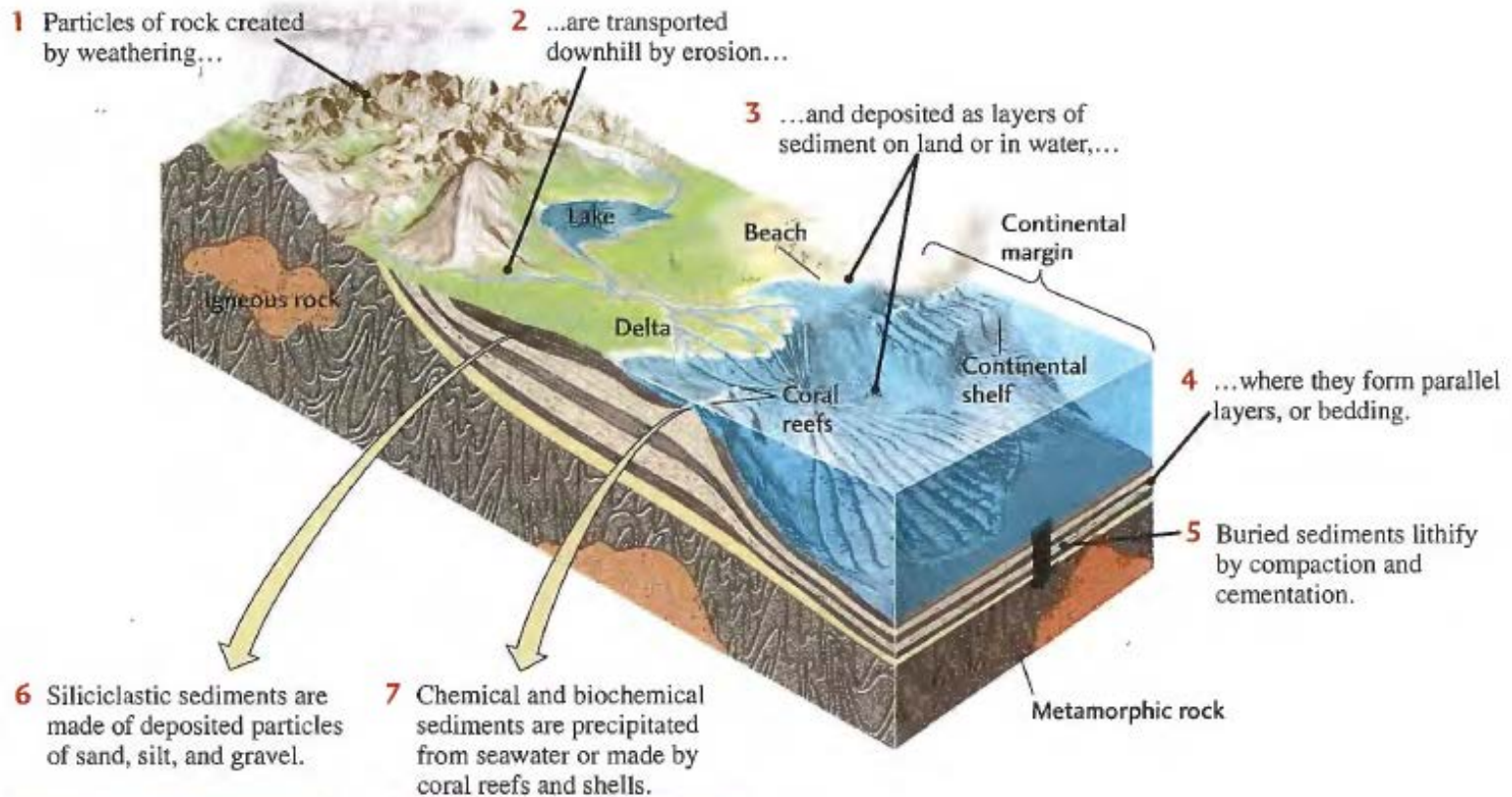
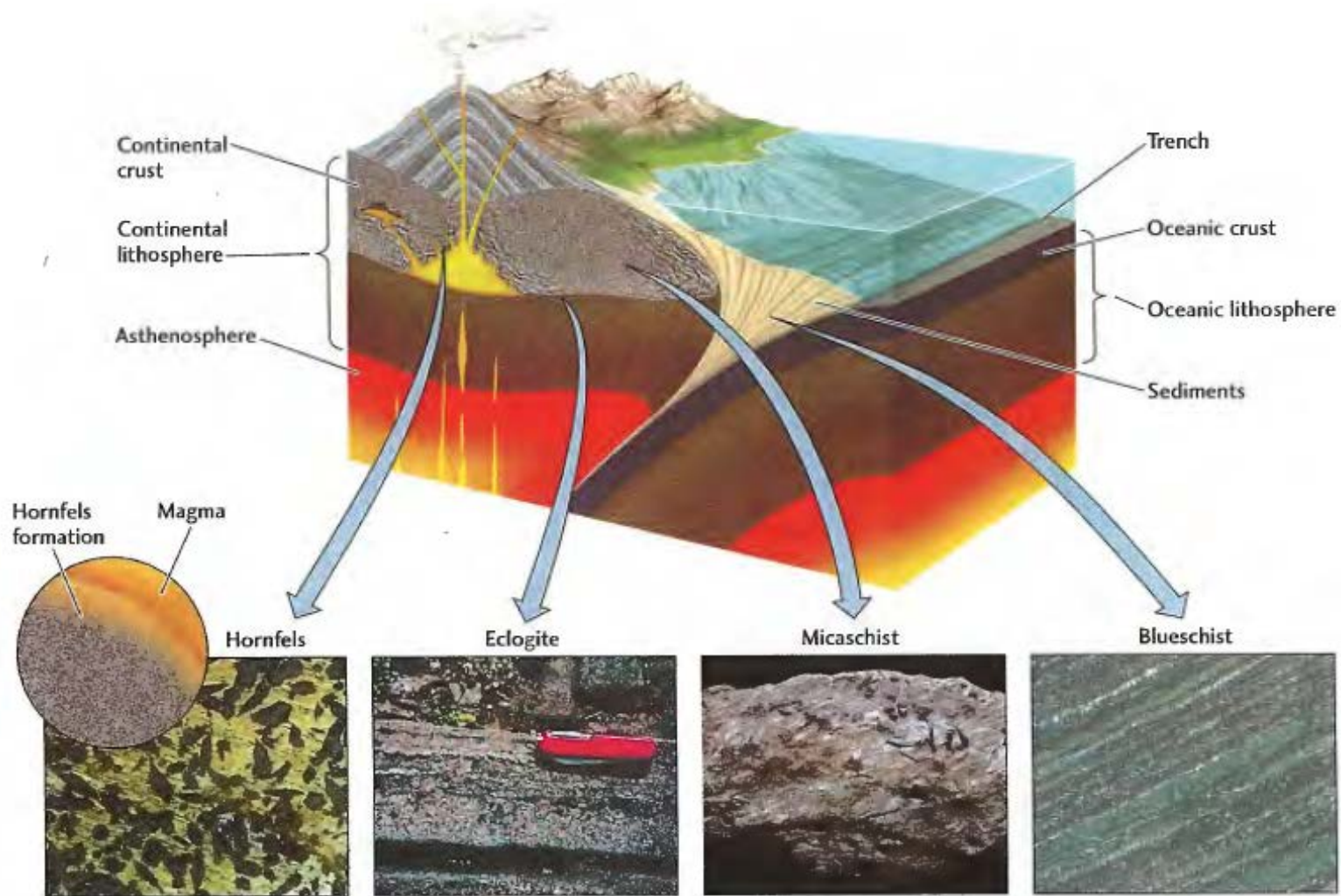


Figure 3.24 Weathering breaks down rock into smaller particles that are then carried downhill and downstream by erosion to be deposited as layers of sediment along continental margins. Other sediment is produced by biochemical precipitation, such as in the

formation of coral reefs. Some corals are lithified during their growth phase and therefore may experience little change during deep burial. *left*: Cross-laminated sandstone; *right*: fossilized coral. [John Grotzinger/Ramón Rivera-Morel/MIT.]



Contact metamorphism occurs in limited areas where magma intrusion metamorphoses neighboring rock by its heat, forming hornfels.

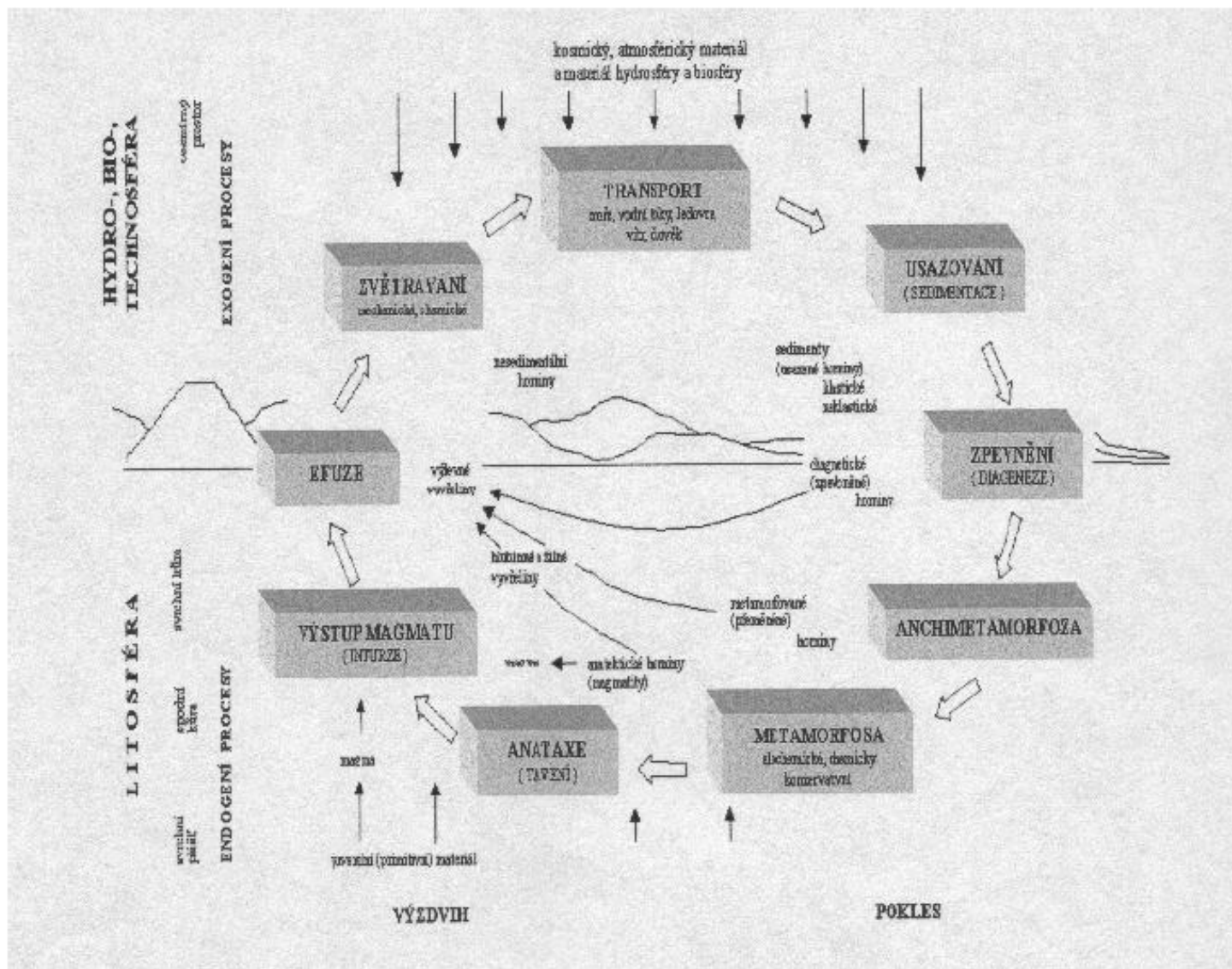
Ultra-high-pressure metamorphism occurs deep in the continental lithosphere and oceanic crust.

Regional metamorphism occurs where high pressures and temperatures extend over large regions.

High-pressure, low-temperature metamorphism occurs where oceanic crust subducts beneath the leading edge of a continental plate.

Figure 3.25 Metamorphic rocks form under four main conditions. Examples of rocks shown here are (from left to right)

hornfels [Biophoto Associates/Photo Researchers], *eclogite* [Julie Baldwin], *micaschist* [John Grotzinger], and *blueschist* [Mark Cloos].

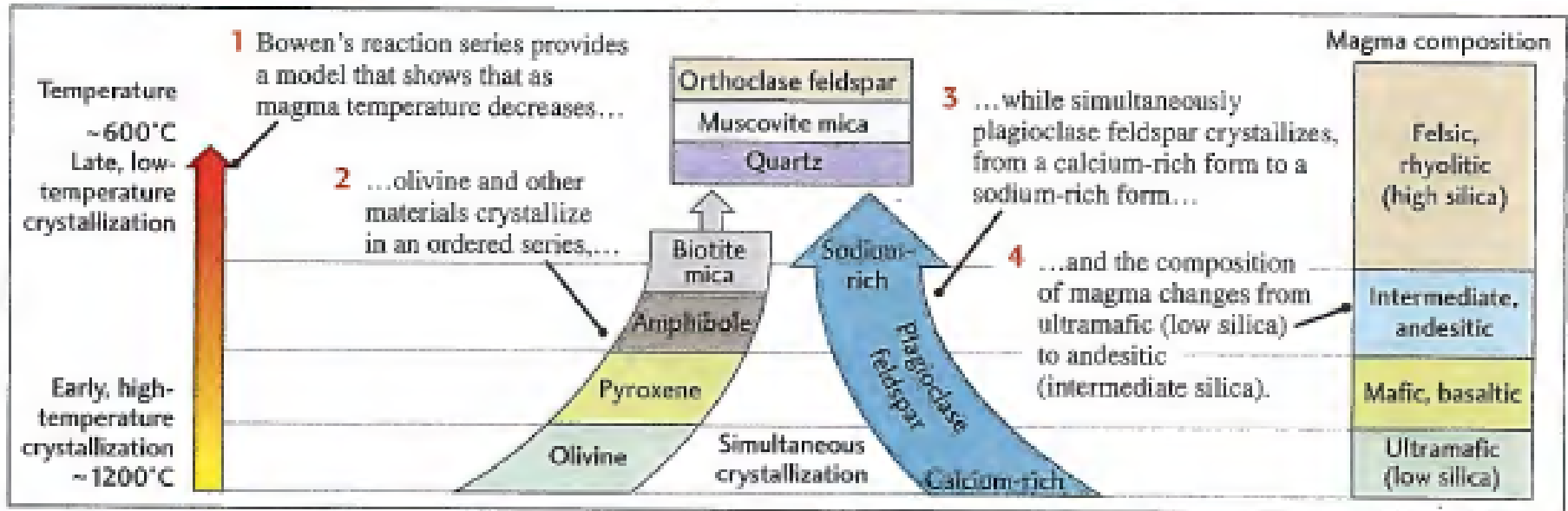


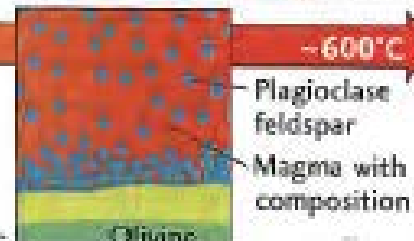
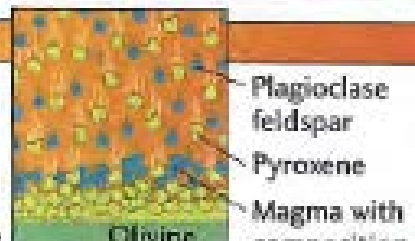
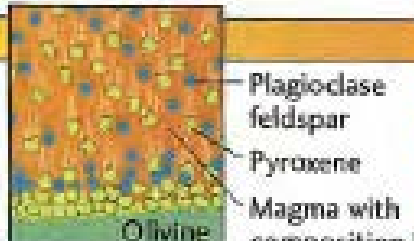
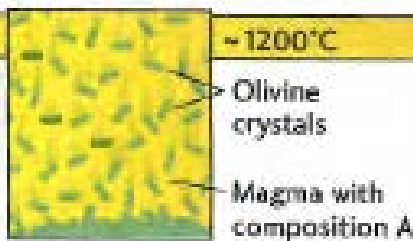
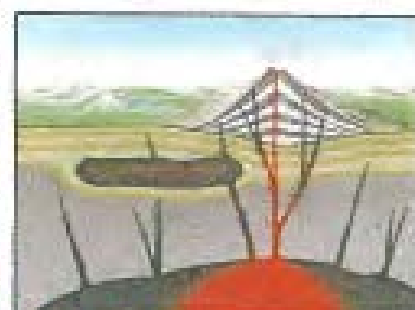
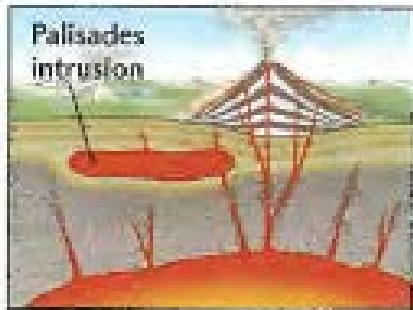
Upravený diagram vzájemných vztahů hornin ve vývojovém cyklu (podle J. Huttona)

Vyvřelé horniny

Key Figure 4.5

Fractional crystallization explains the composition of a basaltic intrusion.





5 Olivine crystallizes first, leaving magma with composition A.

6 Pyroxene and plagioclase feldspar then crystallize, again changing the magma composition...

7 ...and because the pyroxene settles out first, a gradient of pyroxene and feldspar is established, leaving a magma with composition C.

8 Finally, pyroxene is entirely crystallized and plagioclase feldspar continues to crystallize from magma with composition D.

9 Laboratory experiments have established an order for crystallization of minerals in magma: e.g., olivine, then pyroxene, then plagioclase feldspar.

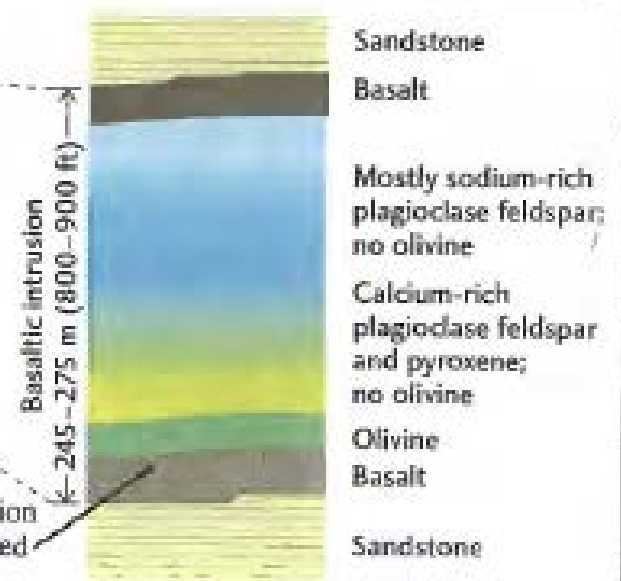
10 As magma cools, minerals crystallize at different temperatures and settle out of the magma, leaving the remaining magma with a different composition.

11 Minerals in the Palisades are ordered with olivine at the bottom, a gradient of pyroxene and plagioclase feldspar in the center, and plagioclase feldspar at the top.

12 These findings explain the composition of rocks in the Palisades of New Jersey, a basaltic intrusion.

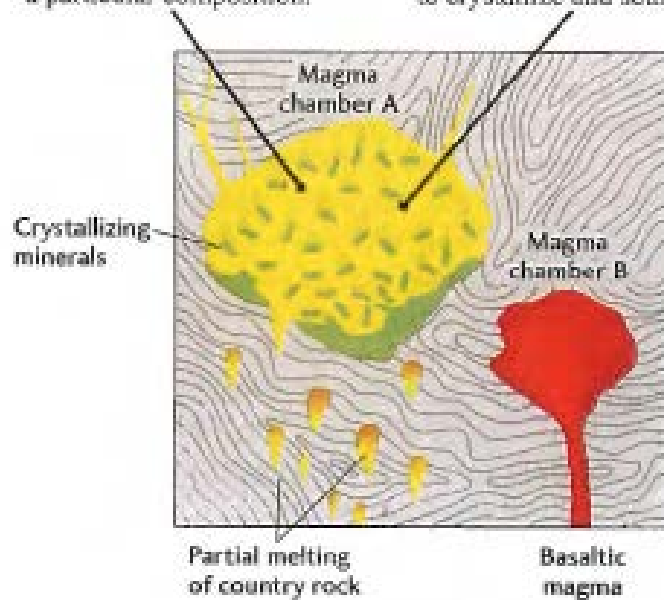


13 Layers of finely grained basalt which cooled quickly at the edges of the intrusion surround the slowly cooled interior of the intrusion.



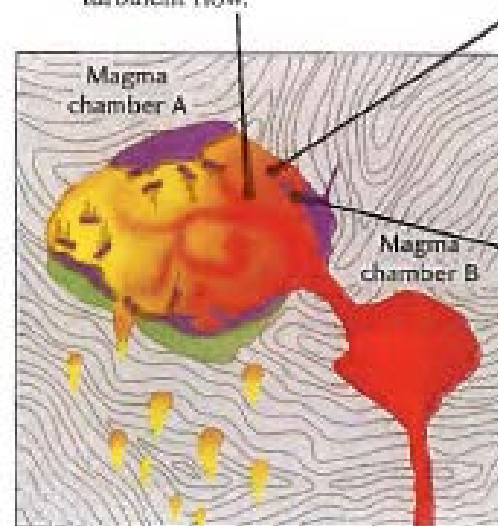
1 Partial melting of country rock creates a magma of a particular composition.

2 Cooling causes minerals derived from country rock to crystallize and settle.



3 A basaltic magma chamber breaks through, causing turbulent flow.

4 Mixing of two magmas results in andesitic magma.



5 Crystals formed in the mixed magma have a different composition, and may accumulate on the sides and roof of the magma chamber due to turbulence.

Figure 4.6 Modern Ideas of magmatic differentiation, thought to be a more complex process than first recognized. Melting is usually partial. Some magmas derived from rocks of varying

compositions may mix, whereas other magmas are immiscible. Crystals may be transported to various parts of the magma chamber by turbulent currents in the liquid.

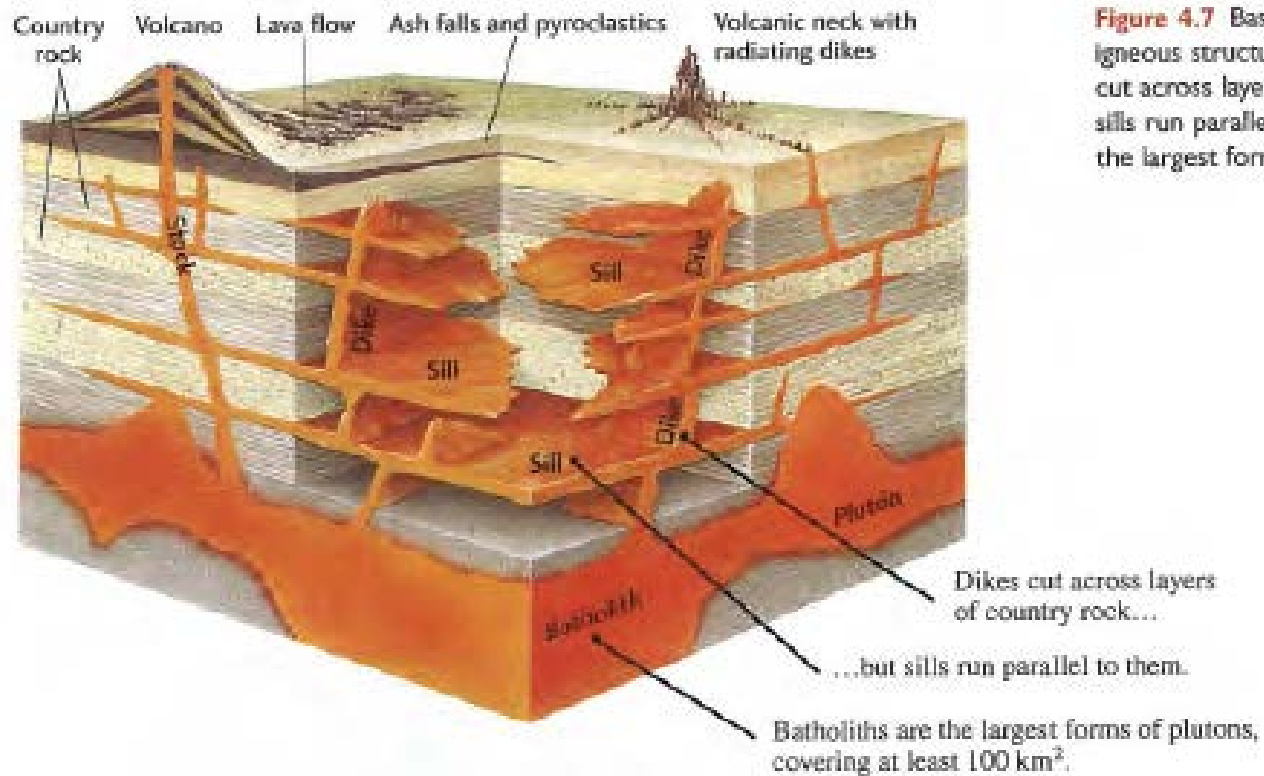
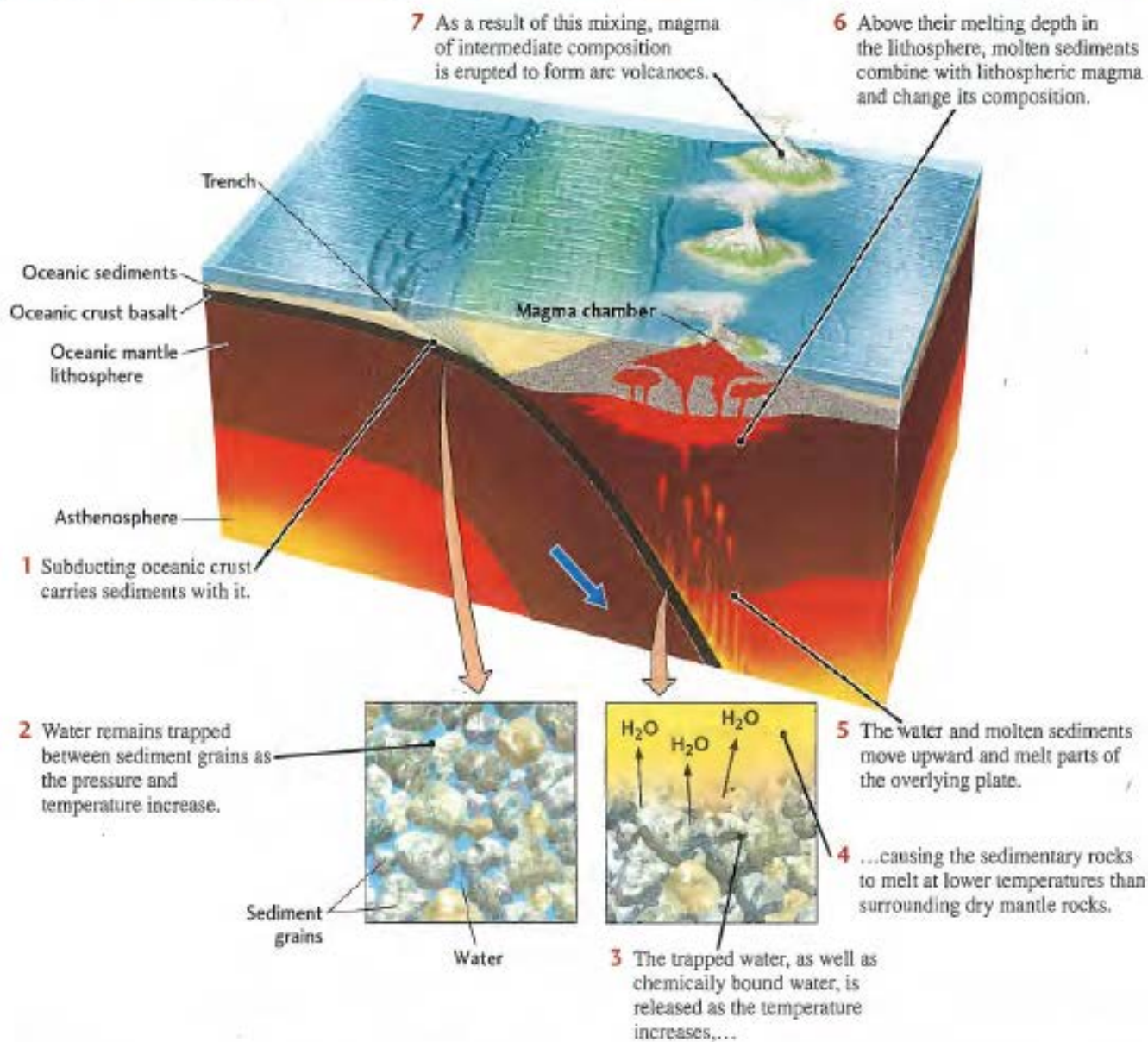


Figure 4.7 Basic extrusive and intrusive igneous structures. Notice that dikes cut across layers of country rock, but sills run parallel to them. Batholiths are the largest forms of plutons.

Key Figure 4.14 Fluid-induced melting creates a magmatic geosystem in subduction zones.



IGNEOUS MINERALS

Most of the minerals found in igneous rocks occur in other classes of rocks, as well. Appendix A lists minerals that occur in selected rock types. Primary minerals are those that form when the rock first forms. Secondary minerals form later, via alteration or weathering. As the student of petrology is assumed to have studied mineralogy, this section of the text offers a brief review of some of the more common rock-forming minerals while focusing attention on particular occurrences in igneous rocks.

The most important rock-forming minerals are silicates. Silicates are assigned to one of six groups-nesosilicates, sorosilicates, inosilicates, cyclosilicates, phyllosilicates, and tectosilicates-on the basis of their silicate structures. If the fundamental unit of the silicates, the silica tetrahedron, occurs as isolated units connected by other ions, the mineral has a Si to O ratio of 1:4 ($-\text{SiO}_4$) and is a nesosilicate. Minerals with paired silica tetrahedra are sorosilicates. Their Si:O ranges up to 2:7 ($-\text{Si}_2\text{O}_7$). Cyclosilicates, with Si/O of 1:3 ($-\text{Si}_6\text{O}_{18}$), have rings of tetrahedra. In the inosilicates, silica tetrahedra form single or double chains having ideal Si to O ratios of 1:3 and 4:11 (e.g., $-\text{Si}_2\text{O}_6$ and $-\text{Si}_8\text{O}_{22}$), respectively.

The phyllosilicates are sheet-structured minerals with Si:O of up to 2:5 ($-\text{Si}_4\text{O}_{10}$). Finally, silica tetrahedra form threedimensional frameworks in the tectosilicates, with Si to O ratios as high as 1:2 (e.g., $-\text{Si}_3\text{O}_8$ or $-\text{SiO}_2$). The student should realize that these Si/O ratios are generalizations; Al or Ti may substitute for Si in silica tetrahedra, altering the actual Si/O values.

In addition to the silicates, several other types of minerals are important rock-forming minerals in igneous rocks. Among these are the carbonates; certain sulfides, sulfates, phosphates, and halides; and the oxides, which are present in minor to abundant quantities in some rocks. Oxides such as hematite and carbonates such as calcite are also common as secondary minerals.

Nesosilicates, Sorosilicates, and Cyclosilicates

The most important igneous rock-forming nesosilicates are the olivines. Others include garnets, zircon, topaz, and the aluminum silicates (andalusite, kyanite, and sillimanite). The olivines constitute the solid solution series Mg_2SiO_4 - Fe_2SiO_4 . Magnesium-rich olivines, especially forsterites, are important minerals in low-silica rocks (e.g., rock 1, table 3.1), as well as in some intermediate-silica volcanic rocks. Olivine typically forms subhedral to anhedral equant grains, but may form euhedral phenocrysts, skeletal crystals, or rare bladed crystals in volcanic rocks.

Mg-rich olivines are unstable in the presence of quartz for reasons that will be made clear in chapter 5. Iron-rich olivines are somewhat less common than the magnesium-rich varieties. Fayalite $[(\text{FeMg})_z\text{SiO}_4]$, the iron-rich endmember of the series, occurs locally with quartz in some silica-oversaturated igneous rocks and is also found in iron-rich, low-silica rocks.

The remaining nesosilicates usually comprise a small percentage of the minerals in specific types of igneous rocks. Exceptionally, garnet may form local concentrations, rivaling other minerals in abundance. Aluminous garnets, topaz, and the aluminum silicates all occur in peraluminous silica-rich rocks. Zircon is ubiquitous in siliceous rocks. Sphene is a common, minor mineral, especially in plutonic rocks. All of these minerals typically form small to very small euhedral crystals.

The only common sorosilicates found in igneous rocks are minerals of the epidote group. Allanite forms microscopic grains in biotite in many intermediate- to high-silica plutonic rocks. Epidote may occur as a primary phase in the siliceous plutonic rocks (Zen and Hammarstrom, 1984; B. W. Evans and Vance, 1987), but it is usually secondary.

Cyclosilicates are not commonly abundant but are locally important igneous rock-forming minerals. Beryl occurs widely as uncommon, small euhedral crystals in silica-rich plutonic rocks and may occur as gem-quality crystals (emeralds) in siliceous pegmatitic rocks. Similarly, tourmaline, most commonly the black variety schorlite, appears as euhedral forms in these rocks. Axinite occurs locally in cavities in the siliceous plutonic rocks. Rare cordierite is a phase in both plutonic and volcanic rocks.

Inosilicates

Inosilicates are major constituents of igneous rocks. Of the inosilicates, only the pyroxenes and amphiboles are abundant. Pyroxenes of both orthorhombic character (orthopyroxenes) and monoclinic character (clinopyroxenes) occur over a range of rock chemistries. Only monoclinic amphiboles are important in igneous rocks.

The common, primary igneous pyroxenes that are calcium-rich include diopside $[(CaMg)_2Si_2O_6]$, augite $[(Ca,Na,Mg,Fe^{+2},Al,Ti)_2(SiAl)_2O_6]$, and hedenbergite $[(CaFe)_2Si_2O_6]$. 10 These grains form subhedral to euhedral phenocrysts and anhedral grains in the groundmass of low-silica volcanic rocks and may occur in more siliceous rocks as well. In low-silica plutonic rocks, augite typically forms small to medium grains. Where the texture is ophitic, the pyroxenes may be several centimeters long.

Calcium-poor pyroxenes include the orthopyroxenes enstatite $[(MgFe)_zSi_2O_6]$ and ferrosilite $[(FeMg)_2Si_2O_6]$ and the clinopyroxene pigeonite $[(Mg,Fe,Ca)(Mg,Fe)Si_2O_6]$. Pigeonite, which is stable at high temperatures, forms small grains in low-silica rocks. In plutonic rocks, pigeonite has usually "inverted," or changed to orthopyroxene containing exsolved augite. Enstatite typically occurs as subhedral grains

in both volcanic and plutonic rocks of low silica content and as euhedral phenocrysts in low- to intermediate-silica volcanic rocks. Ferrosilite is reported from siliceous plutonic rocks.

Alkali pyroxenes also occur in igneous rocks. Aegirine (Acmite) ($\text{NaFeSi}_2\text{O}_6$) and aegirine-augite occur in peralkaline plutonic rocks. Euhedral to subhedral grains of these same two pyroxenes occur as phenocrysts and groundmass grains in sodic, siliceous volcanic rocks.

Hornblendes and alkali amphiboles, all of which are monoclinic, are the important amphiboles of the igneous rocks. The hornblende group, composed of calcium amphiboles, includes common hornblende [$\text{Ca}_2(\text{Mg,Fe}^{+2})_4(\text{Al,Fe}^{3+})(\text{Si}_7\text{Al})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$] and amphiboles such as pargasite and ferrohastingsite.

phenocrysts in a wide range of plutonic and volcanic rocks. Magnesium-rich hornblende occurs in low-silica rocks, where it may form anhedral grains, coronas, or large poikilitic grains. Hornblende is a very common euhedral phenocryst mineral in intermediate-silica volcanic rocks. Commonly the hornblende has been oxidized to form oxyhornblende (basaltic hornblende). In the more alkali and silica-rich rocks, more iron-rich hornblendes occur. Hornblende is a particularly important mineral in the study of plutonic rocks, because the Al content of hornblende is an indicator of pressure and therefore of depth of crystallization (Hammarstrom and Zen, 1986; Hollister et al., 1987).

Alkali-bearing amphiboles occur in soda- and potash-rich igneous rocks. Riebeckite, the only blue amphibole to occur in igneous rocks, forms euhedral phenocrysts in peralkaline volcanic rocks and euhedral to anhedral grains in plutonic rocks. Other alkali-bearing amphiboles occurring in igneous rocks include barkevikite, kaersutite, kataphorite, and arfvedsonite.

Phyllosilicates

Sheet silicates, like the chain silicates, are important constituents of igneous rocks. Primary phyllosilicate minerals include muscovite, phlogopite, and biotite. Secondary phyllosilicates include minerals of the chlorite and clay groups. Biotite $[K_2(Mg, Fe)_{6-4} (Fe, Al, Ti)_{0-2} (Si_{6-5} Al_{2-3}) O_{20} (OH, F)_4]$, the most common of the phyllosilicates, occurs in a wide range of igneous rock types. Phlogopite is simply a low-iron, high-magnesium form of biotite that occurs in low-silica rocks. The white mica muscovite $K_2(AlFe)_4(Si_6Al_2)O_{20}(OH, F)_4]$ occurs primarily in siliceous plutonic rocks of peraluminous character. Here it forms anhedral to euhedral plates. In pegmatitic rocks, euhedral

muscovite crystals may reach one-third of a meter or more in diameter. Primary muscovite does not occur in volcanic rocks. Very fine-grained white mica, seen through the petrographic microscope, has been called *sericite*, especially in the older literature. This mica typically occurs as a replacement or alteration product of feldspar. Clay minerals and chlorites also typically occur as replacement minerals. The clay replaces feldspar as well as other minerals. Chlorite commonly replaces biotite in silica-rich plutonic rocks and it also replaces other ferromagnesium minerals.

Tectosilicates

Tectosilicates are the most important rock-forming minerals. This importance arises from the fact that the group includes the most abundant minerals of the crust (feldspars, quartz) and because minerals of this group are used as a basis for some rock classifications.

Quartz (SiO_2) is the main silica mineral in igneous rocks. Typically quartz forms anhedral grains, both in plutonic rocks and in the groundmass of many volcanic rocks. As phenocrysts, quartz may be euhedral. Other silica minerals occurring in igneous rocks include fibrous crystals of cristobalite and tridymite, which occur in siliceous volcanic rocks.

The alkali feldspars $[(K,Na)AlSi_3O_8]$ are widely distributed in intermediate- to high-silica rocks, but also occur in some low-silica rocks. In porphyritic volcanic and plutonic rocks, K-rich alkali feldspar commonly forms euhedral phenocrysts. Subhedral to euhedral poikilitic grains are common in plutonic rocks, as are anhedral grains. K-rich alkali feldspar in plutonic rocks may be perthitic, containing exsolution lamellae of albite. Orthoclase and microcline are the common alkali-feldspars in plutonic rocks, whereas sanidine and anorthoclase occur typically in volcanic rocks.

Plagioclase feldspar $[(NaCa)Al_{1-2}Si_{3-2}O_8]$ is the most abundant crustal mineral. It occurs as euhedral to anhedral grains in all common types of plutonic and volcanic rocks. The calcium-rich plagioclases-anorthite, labradorite, and bytownite-are present in low-silica rocks, whereas the Na-rich plagioclases-andesine, oligoclase, and albite-are typically found in intermediate- to high-silica rocks.

Feldspathoids, as a group, are far less abundant than feldspars. Nepheline $[(\text{Na}_{3-4}\text{K}_{1-0})\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{16}]$, the most common of the feldspathoids, occurs typically as anhedral grains in undersaturated rocks. Leucite (KAlSi_2O_6) is quite rare, occurring as euhedral phenocrysts in some volcanic rocks. Similarly, sodalite and cancrinite are rare constituents of silica-undersaturated plutonic rocks.

Nonsilicates

Many of the nonsilicate rock-forming minerals that are found in igneous rocks are listed in appendix A. Among these, magnetite (Fe_3O_4) is ubiquitous and apatite [$\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$] is very widely distributed.

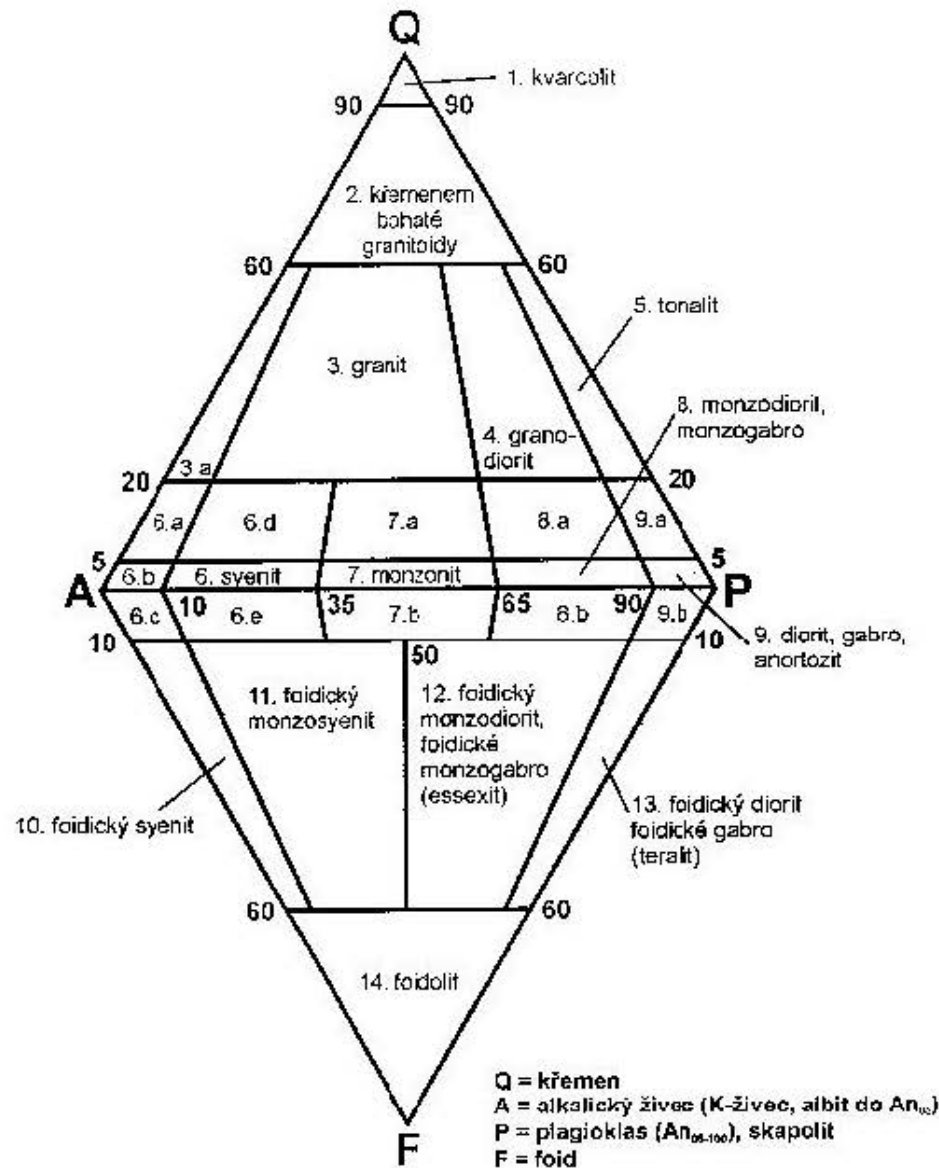
Calcite (CaCO_3) also occurs widely, but usually as a secondary mineral. In the unusual rocks called carbonatites, however, calcite, along with dolomite and ankerite, is a principal mineral.

Mineralogická klasifikace vyvřelých hornin

Přehled vyvřelých hornin (podle Hejtmana 1979)

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

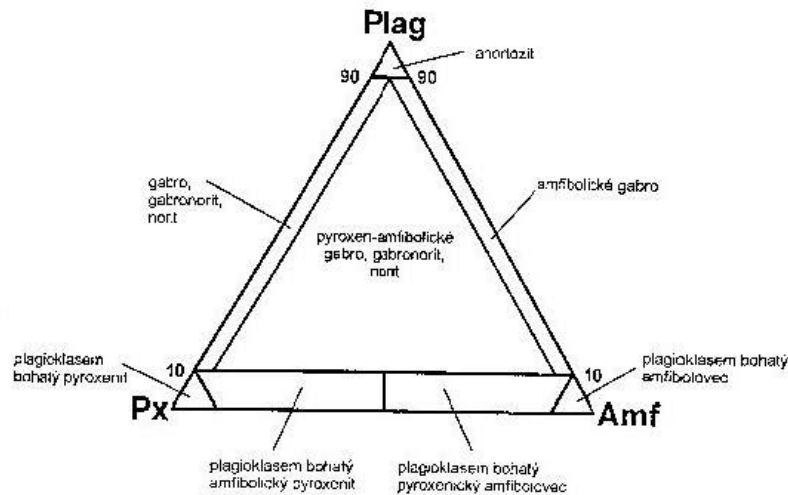
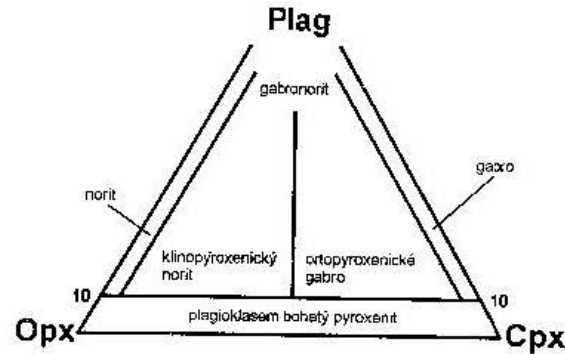
Hlubinné vyvřelé (plutonické) horniny (mafické minerály < 90 %) podle ČSN EN 12670.



Legenda

- 3.a alkalicko-živcový granit
- 6.a křemenný alkalicko-živcový syenit
- 6.b alkalicko-živcový syenit
- 6.c alkalicko-živcový syenit s foidy
- 6.d křemenný syenit
- 6.e syenit s foidy
- 7.a křemenný monzonit
- 7.b monzonit s foidy
- 8.a křemenný monzonit/křemenné monzogabro
- 8.b monzodiorit/monzogabro s foidy
- 9.a křemenný diorit/křemenné gabro
- 9.b diorit/gabro s foidy

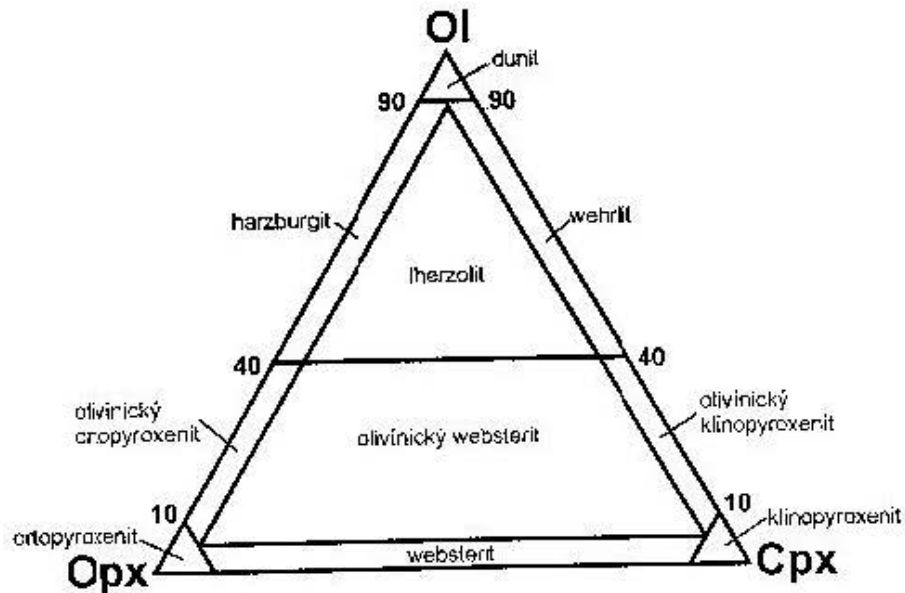
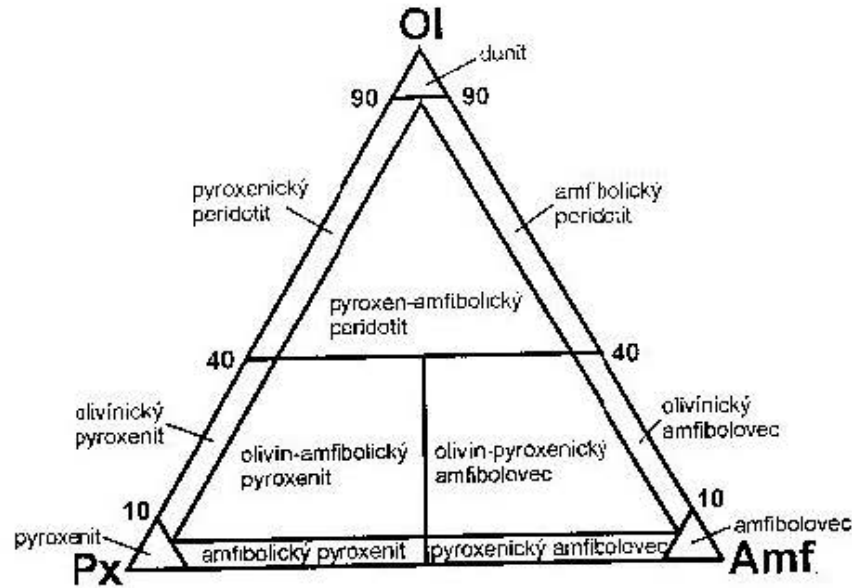
Detail pole 9 (diorit, gabro a anortosit).



Legenda

- Cpx klinopyroxen
- Opx ortopyroxen
- Px pyroxen
- Amf amfibol
- Ol olivín
- Plag plagioklas (An₀₋₁₀₀) a skapolit

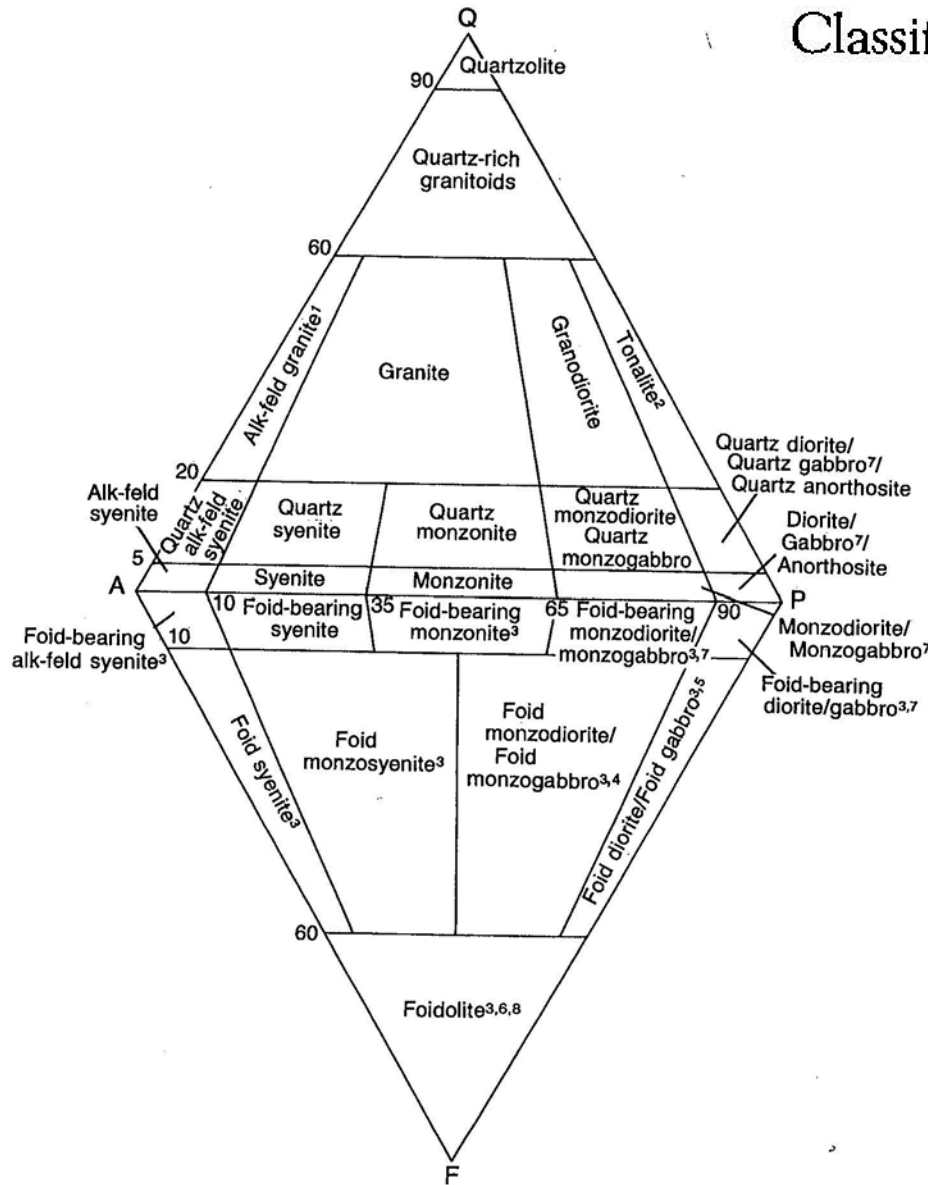
Ultrabazické horniny (mafické minerály > 90 %) podle ČSN EN 12670.



Legenda

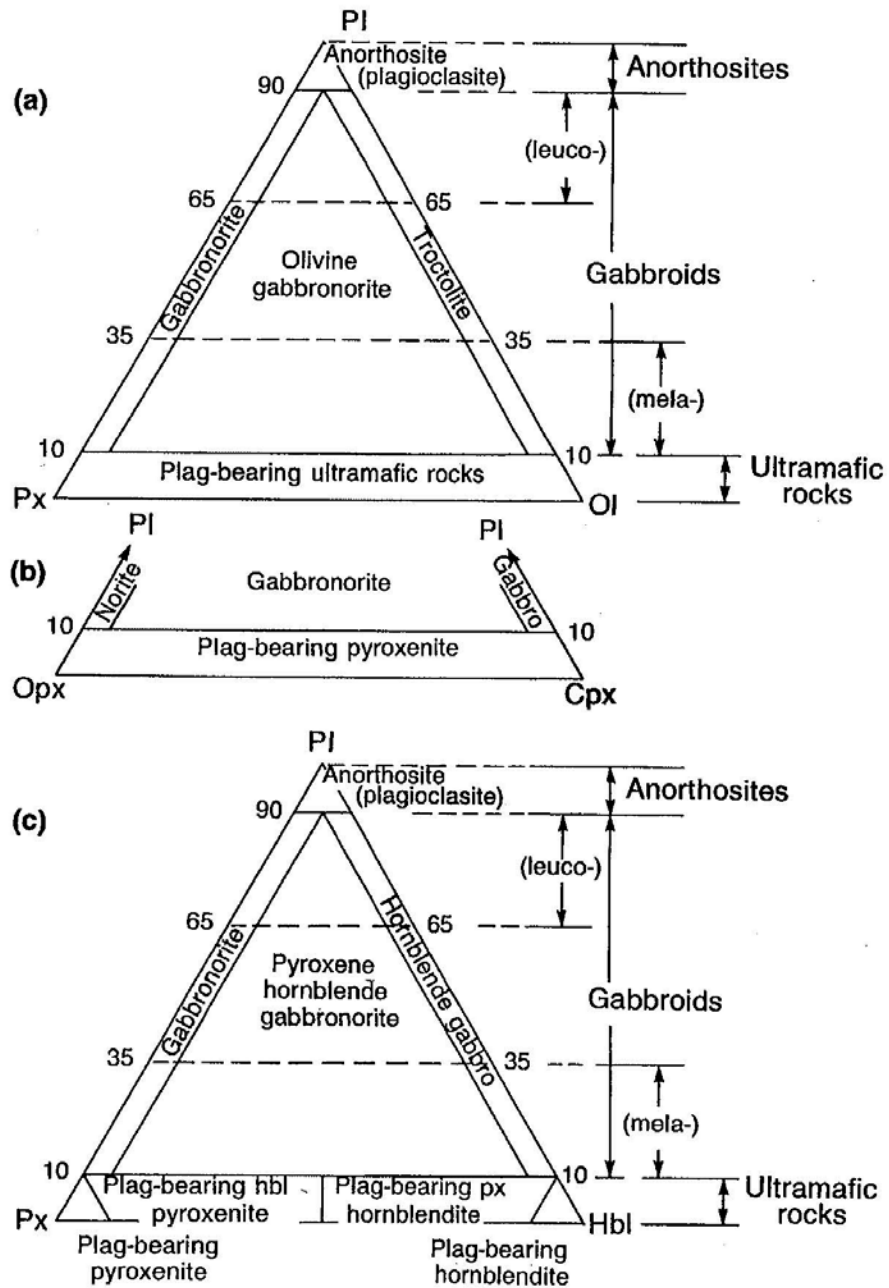
Cpx	klinopyroxen
Opx	ortopyroxen
Px	pyroxen
Amf	amfibol
Ol	olivín

Classifications of Igneous Rocks



IUGS classification of phaneritic feldspathic rocks, diamond-shaped version (modified after Streckeisen, 1973, 1976). (1) Specify alkali feldspar(s) present in each case (e.g., orthoclase granite). (2) *Alaskite* may be used for light-colored alkali-feldspar granite ($M = 0-10$). M = mafic and related minerals. (3) *Trondhjemite* may be used for light-colored tonalites ($M = 0-10$) that contain oligoclase or andesine. (4) Specify feldspathoid(s) present in each case (e.g., nepheline-bearing syenite). (5) Specify feldspathoid(s) present in each case (e.g., nepheline syenite). (6) *Essexite* may be used for nepheline monzodiorite/monzogabbro. (7) *Theralite* = nepheline gabbro; *teschenite* = analcite gabbro. (8) Many special names exist; for example, nepheline-rich foidolites include *urtite*, *ijolite*, and *melteigite*. Diorite and gabbro (norite) are distinguished as follows: In diorite, plagioclase is oligoclase or andesine ($< An_{50}$); chief mafic minerals are hornblende and/or biotite, in some cases also augite; olivine is uncommon. In gabbro (norite), plagioclase is labradorite or bytownite ($> An_{50}$); chief mafic minerals are clinopyroxene, orthopyroxene, and olivine.

Classifications of Igneous Rocks



IUGS classifications of gabbroic rocks. (a) For rocks composed of plagioclase, pyroxene, and olivine. (b) For rocks composed of plagioclase, orthopyroxene, and clinopyroxene. (c) For rocks composed of plagioclase, pyroxene, and hornblende.

(From Streckeisen, 1976)

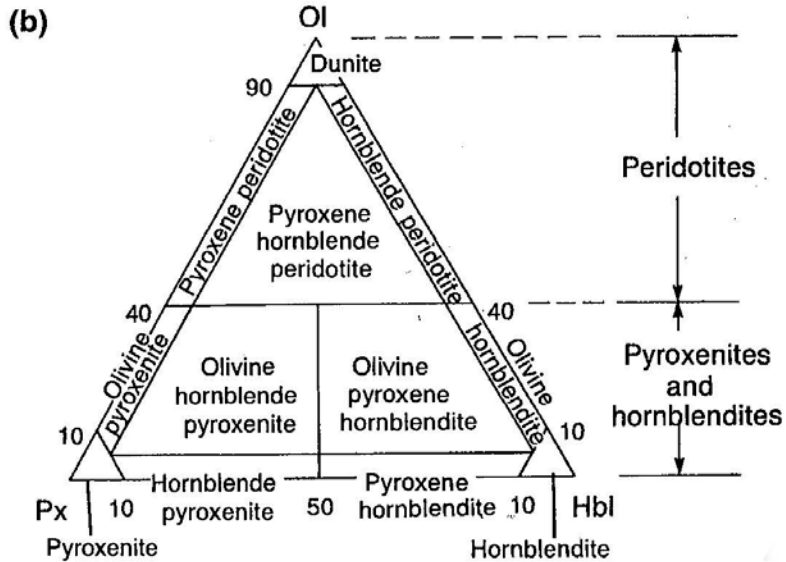
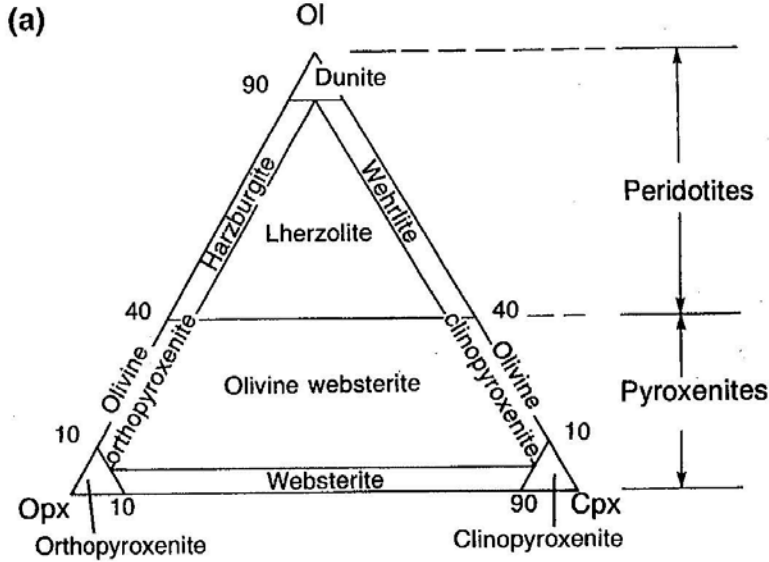
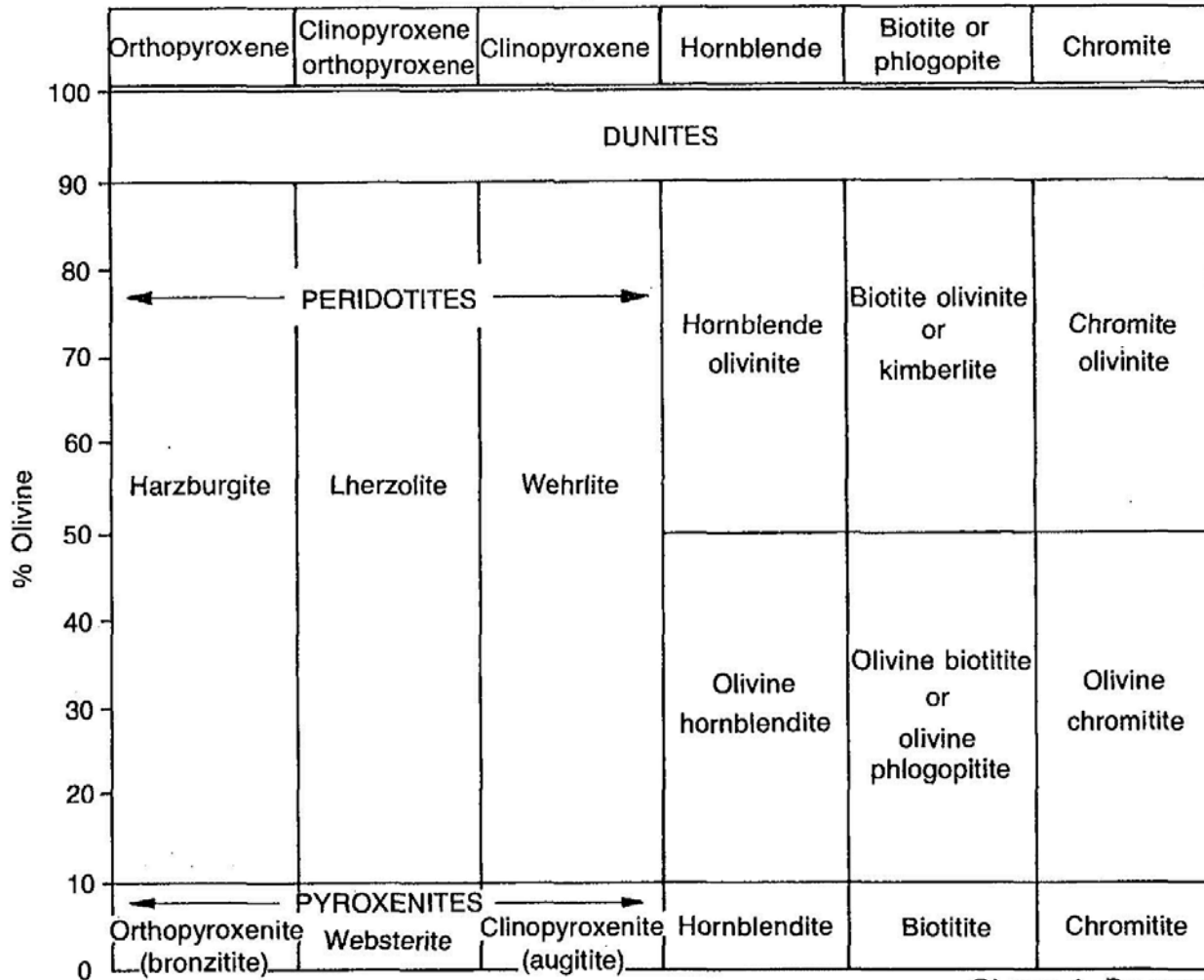


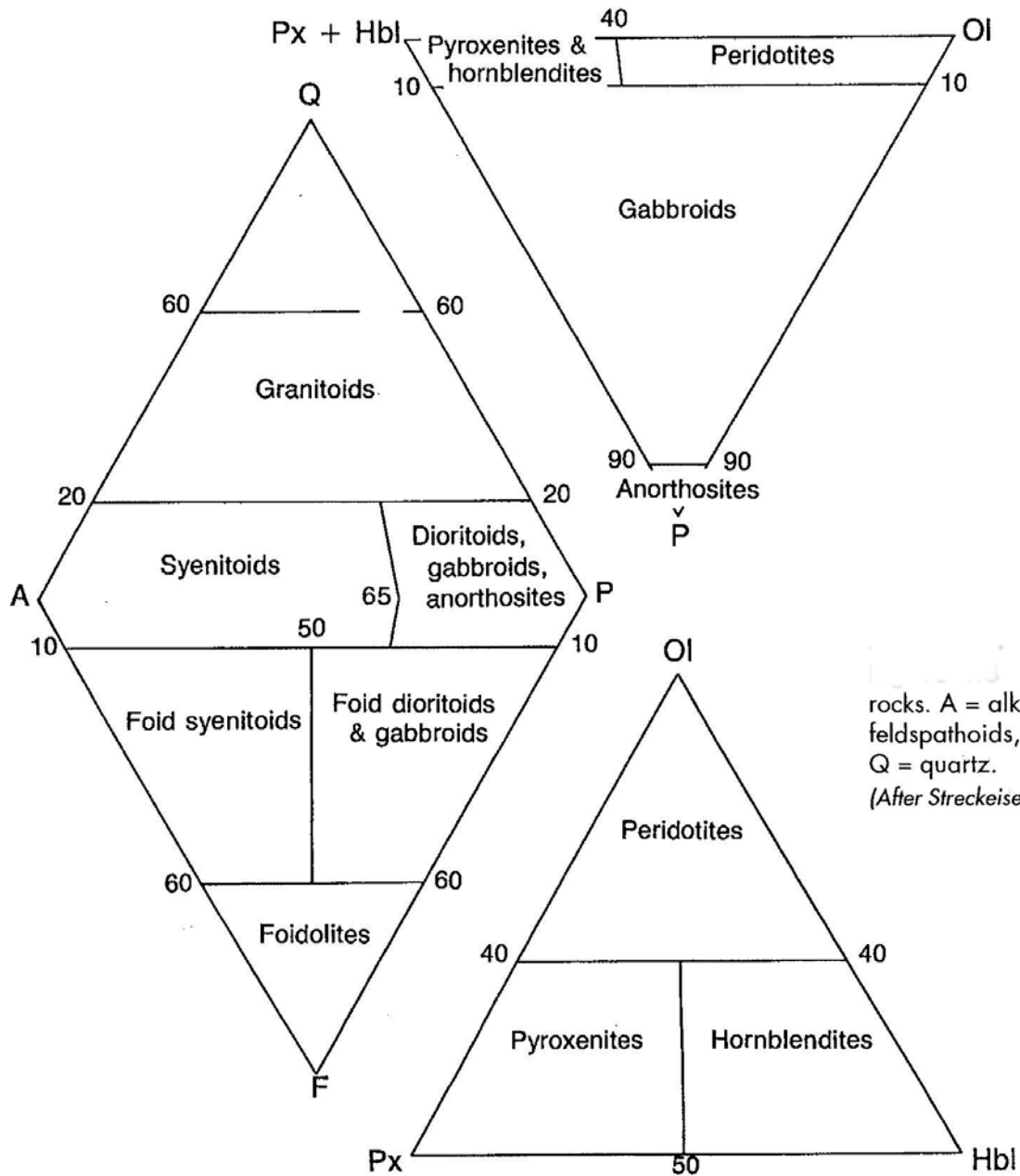
Figure 3 IUGS classification of ultramafic (phaneritic ferromagnesian) rocks. (a) For rocks with olivine and two pyroxenes. (b) For rocks with hornblende, olivine, and pyroxene. Ol = olivine, Opx = orthopyroxene, Cpx = clinopyroxene, Px = pyroxenes, Hbl = hornblende. (From Streckeisen, 1976)

A classification of phaneritic ferromagnesian rocks



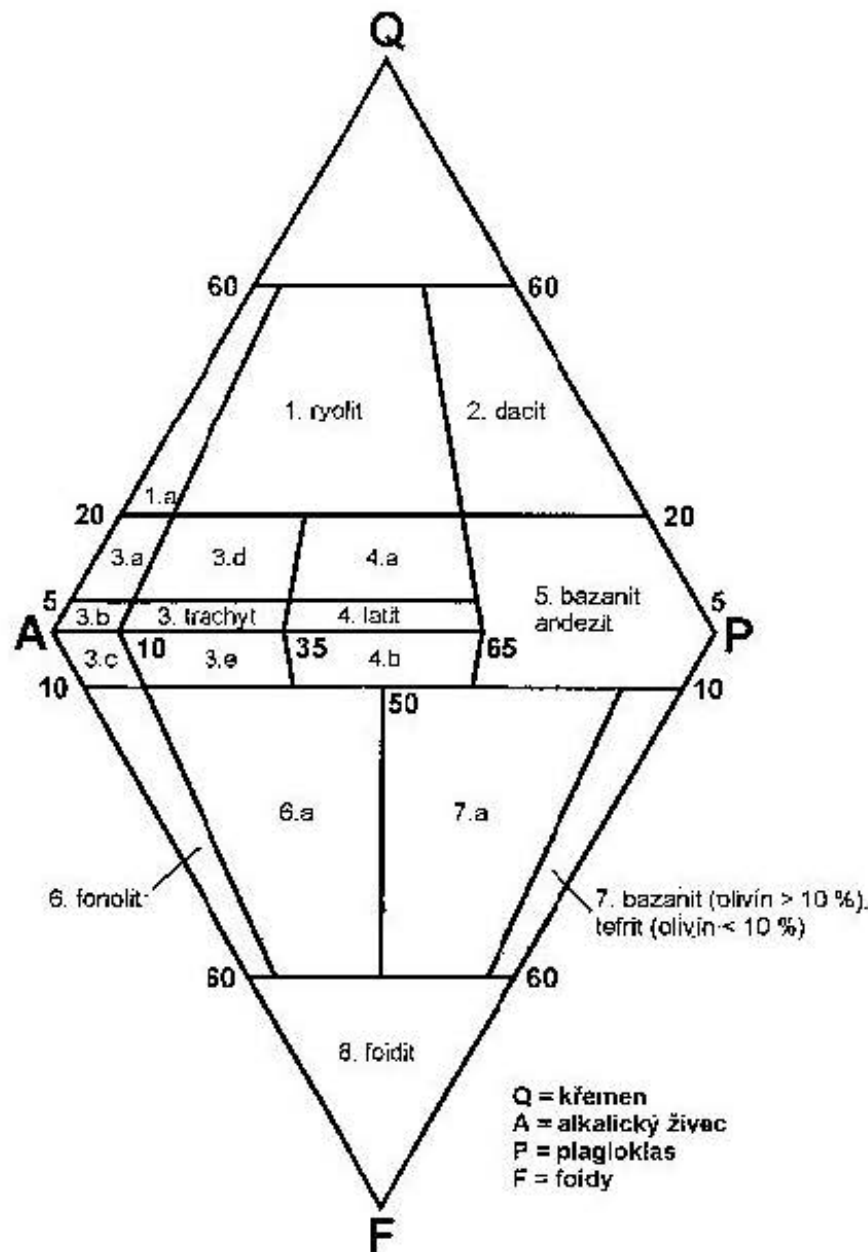
©Loren A. Raymond

Raymond's classification of phaneritic ferromagnesian (ultramafic) rocks. From Raymond, 1984, 1993



IUGS field classification of phaneritic (plutonic) rocks. A = alkali feldspar, Hbl = hornblende, F = feldspathoids, P = plagioclase, Px = pyroxene, Ol = olivine, Q = quartz.
 (After Streckeisen, 1976)

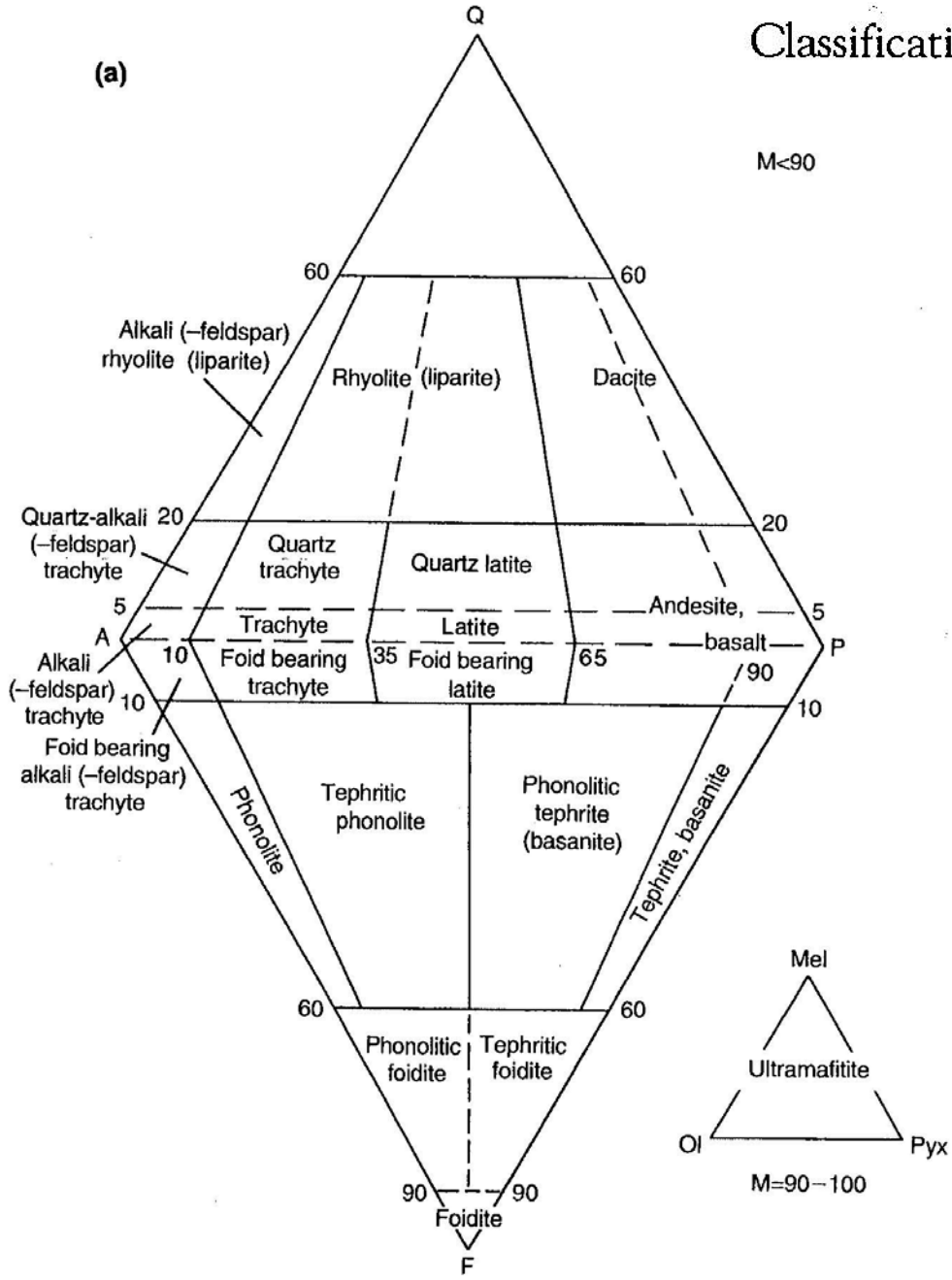
Klasifikace vulkanických hornin používaná v případech znalosti modálního složení.



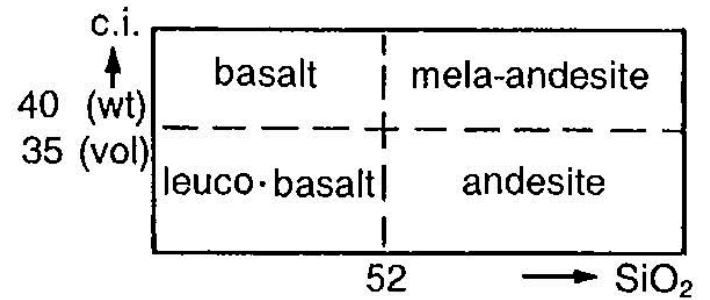
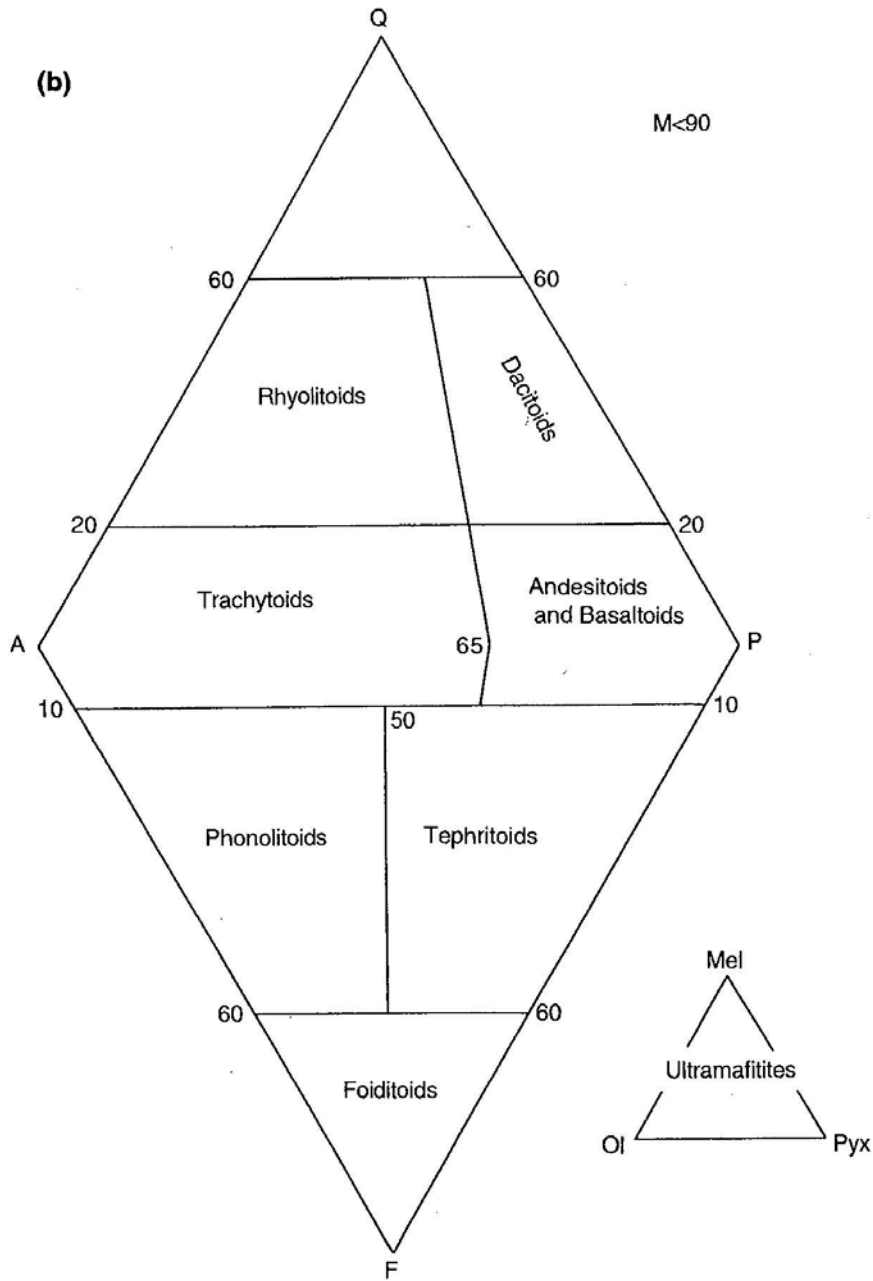
Legenda

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

Classifications of Igneous Rocks



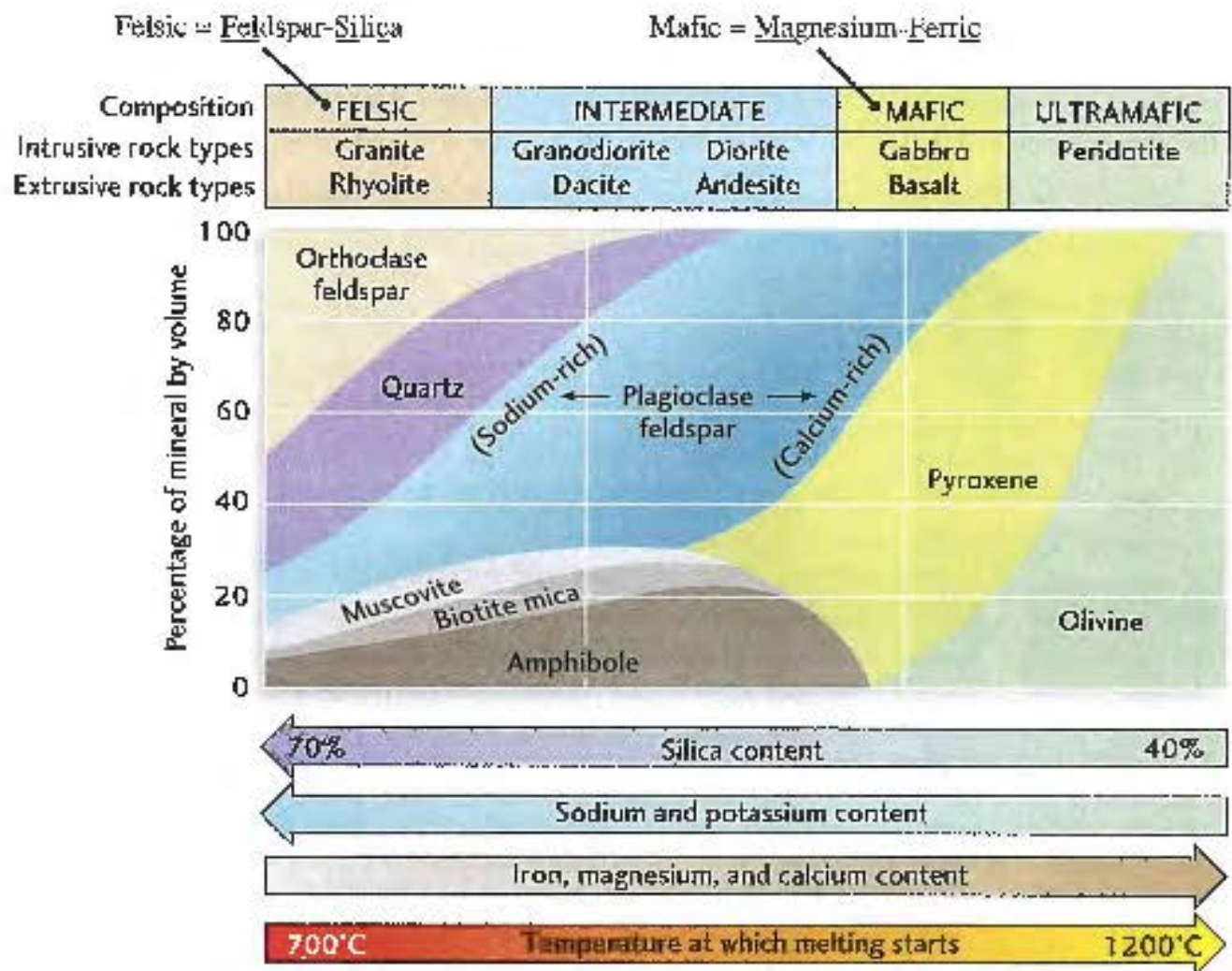
The IUGS classification of volcanic rocks (a), including a field classification (b).
 (From Streckeisen, 1979)



IUGS chart for distinguishing between andesite and basalt (c. i. = color index).
 (After Streckeisen, 1979)

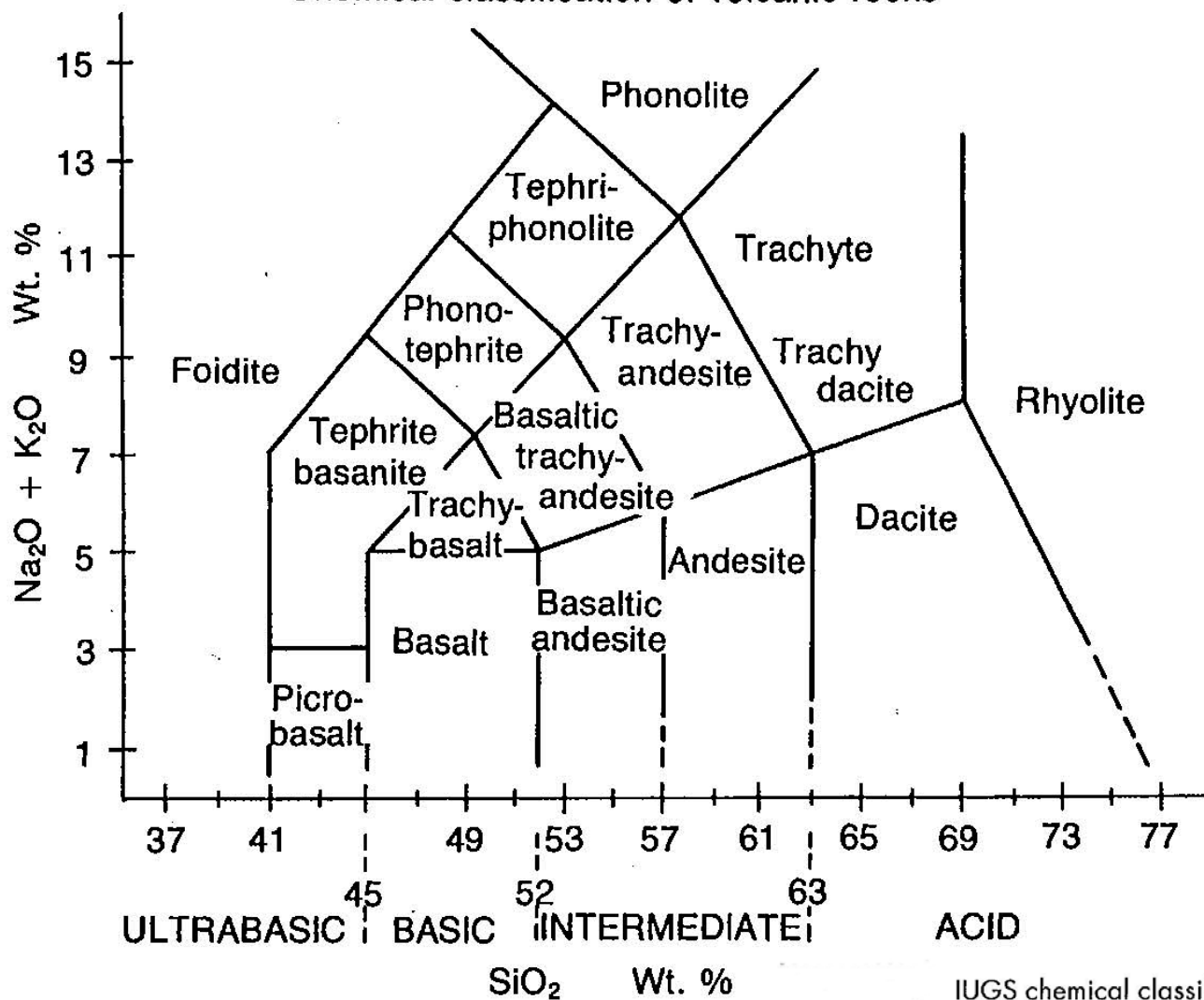
Chemická klasifikace vyvřelých hornin

Igneous Rocks: Solids from Melts



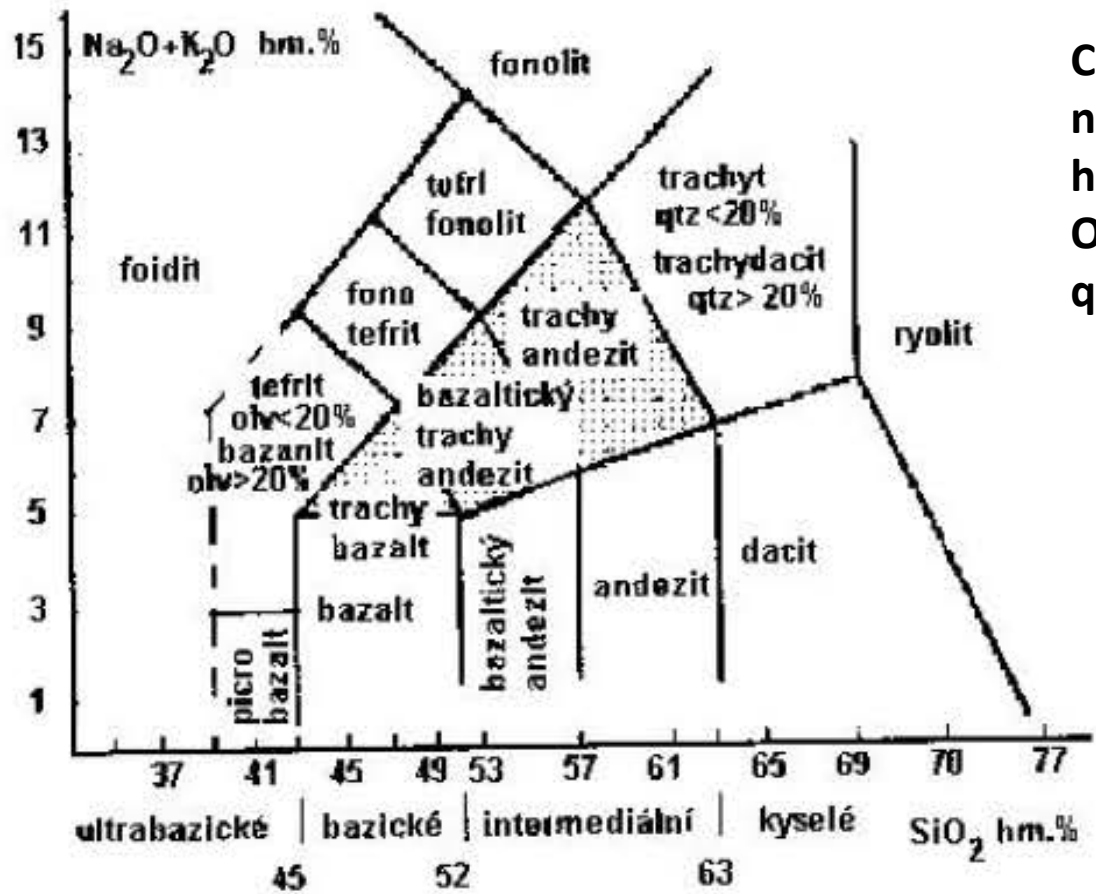
Classification model of igneous rocks. The vertical axis shows the mineral composition of a given rock as a percentage of its volume. The horizontal axis is a scale of silica content by weight. Thus, if you know by chemical analysis that a coarsely textured rock sample is about 70 percent silica, you could determine that its composition is about 6 percent amphibole, 3 percent biotite, 5 percent muscovite, 14 percent plagioclase feldspar, 22 percent quartz, and 50 percent orthoclase feldspar. Your rock would be granite. Although rhyolite has the same mineral composition, its fine texture would eliminate it.

Chemical classification of volcanic rocks



IUGS chemical classification of volcanic rocks, based on total alkalis and silica.

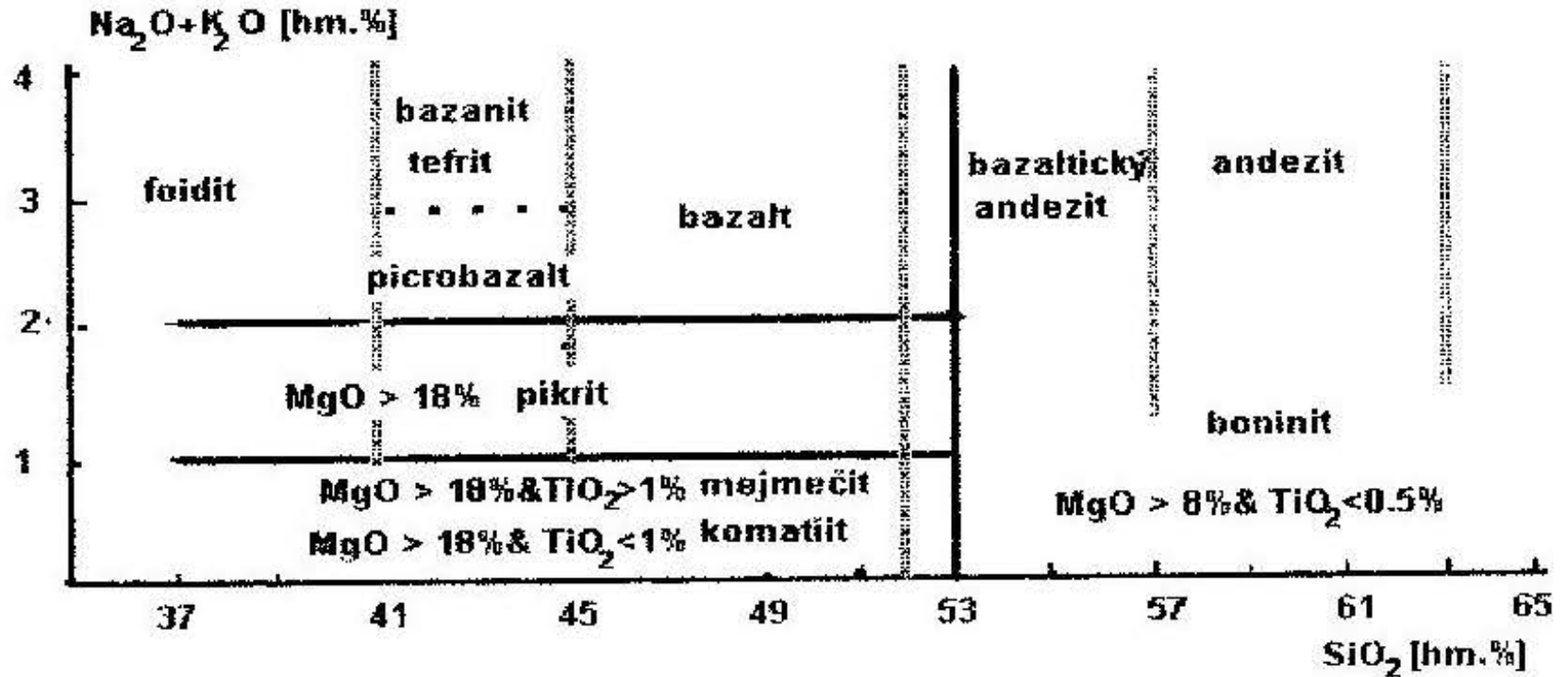
(From M. J. LeBas, et al., "A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram" in *Journal of Petrology*, 27:745-50, 1986
 Copyright © 1986 Oxford University Press, Oxford England. Reprinted by permission.)

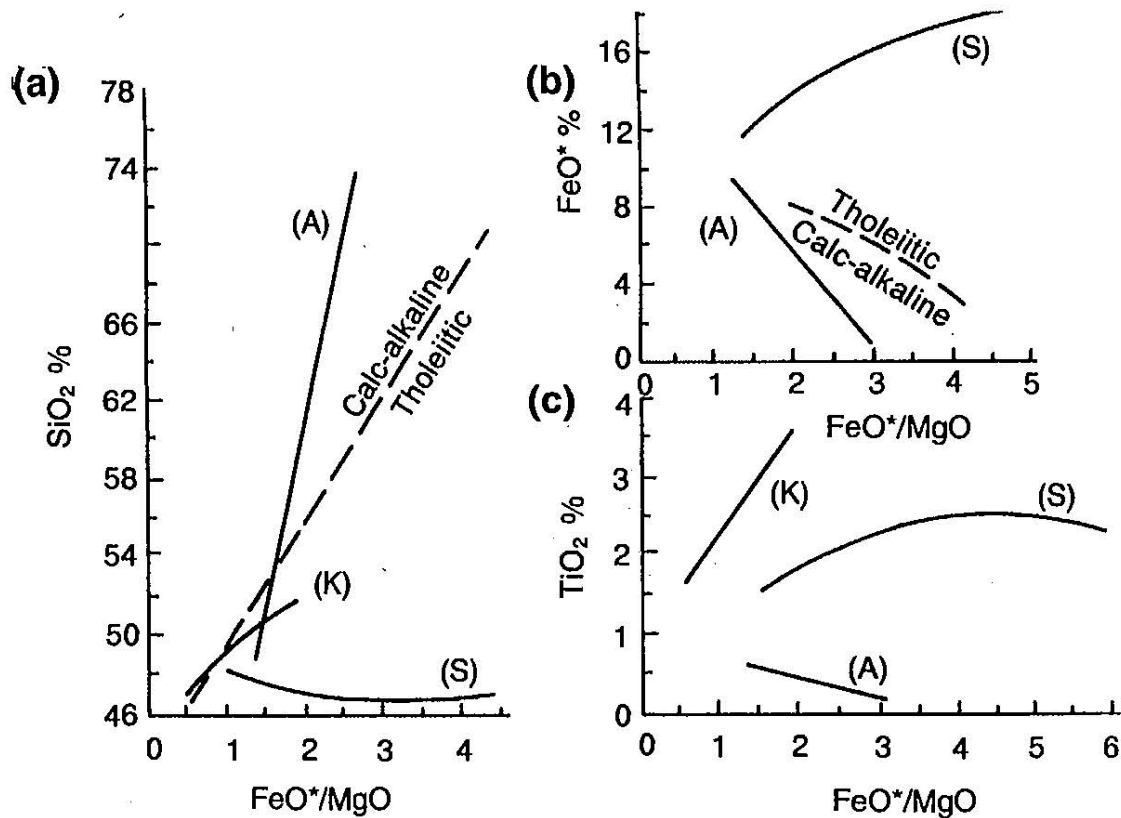


Chemická klasifikace a nomenklatura vulkanických hornin (Le Bas et al. 1986).
 Olv – olivín normativní,
 qtz – křemen.

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

Chemická klasifikace Mg bohatých vulkanických hornin (diagram Tas)

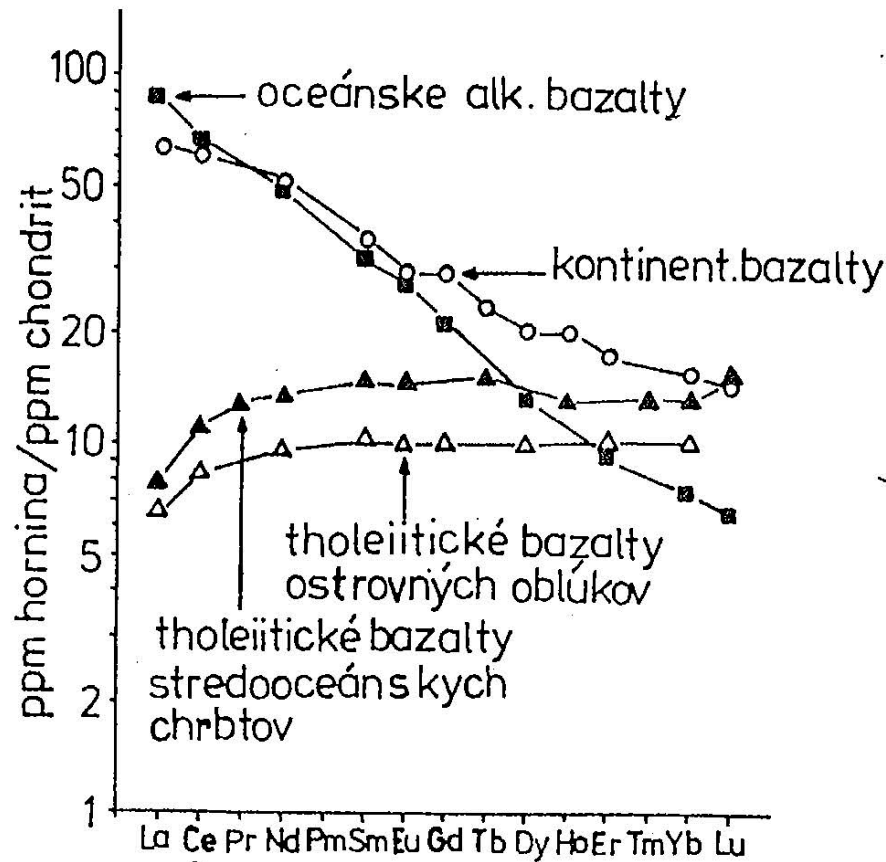




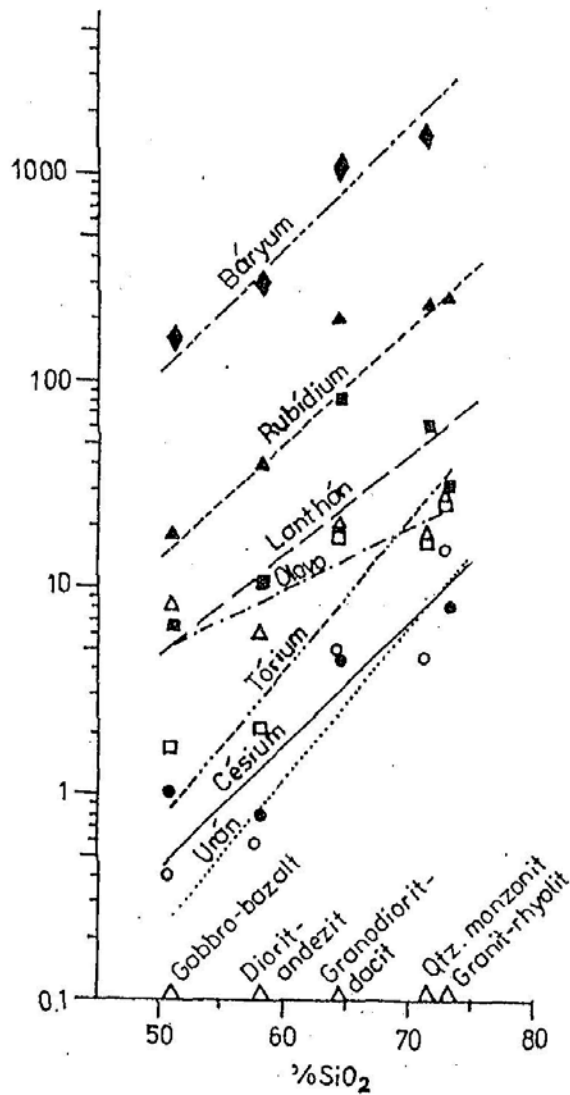
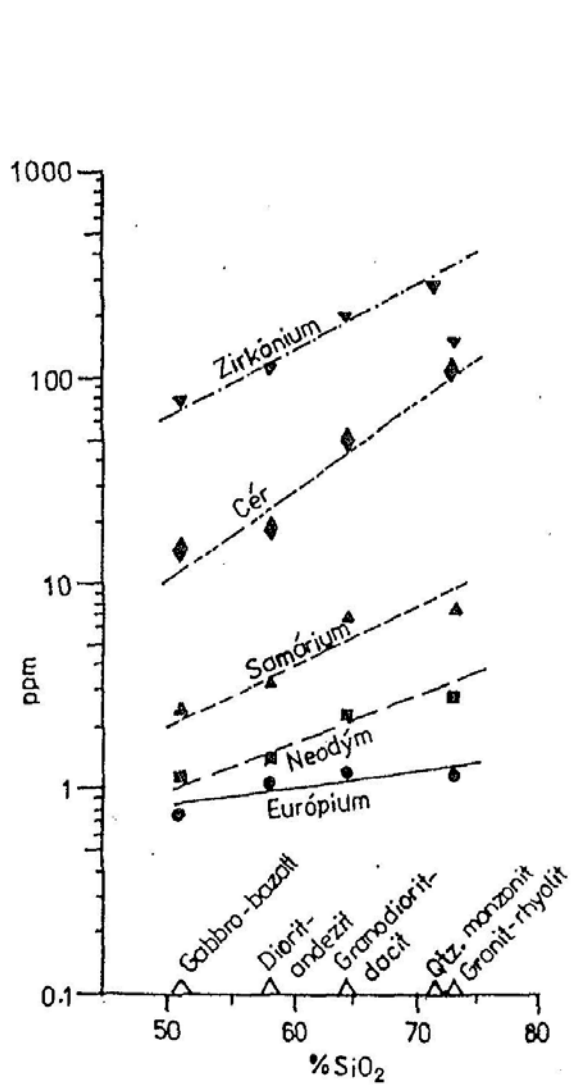
Oxide plots for distinguishing between calc-alkaline and tholeiitic rock series. (a) SiO_2 vs. FeO^*/MgO , where FeO^* represents total iron as FeO . (b) FeO^* vs. FeO^*/MgO . (c) TiO_2 vs. FeO^*/MgO . Curves for Amagi Volcano, Japan (A), Kilauea Volcano, Hawaii (K), and the Skaergaard Intrusion, Greenland (S) are shown.

(Miyashiro, 1975d)

Krivky chondriticky normalizovaných obsahov prvkov vzácnych zemin v rôznych typoch bazaltov



Obsahy niektorých stopových prvkov v základných typoch erupтивных hornín



Struktury a textury vyvřelých hornin

U vyvřelých hornin se rozlišují:

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

Struktury jsou:

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

Označování zrnitosti hornin podle průměrné velikosti zrna

Označení horniny podle zrnitosti	Průměrná velikost zrna [mm]	Příklady hornin
velkozrná	nad 33	pegmatity
velmi hrubozrná	33 až 10	
hrubozrná	10 až 3,3	↑ ↓
středně zrnitá	3,3 až 1	hlubinné horniny
drobnozrná	1 až 0,33	↓
jemnozrná	0,33 až 0,1	↑ základní hmota žilných hornin
velmi jemnozrná	0,1 až 0,01	↓ ↑
celistvá	pod 0,01	základní hmota výlevných hornin

Table 2.5 Names of Special Igneous Rock Textures

Volcanic^a	Plutonic	Other
Microlitic	Poikilitic	Zoned
Spherulitic	Graphic	Corona
Vitrophyric	Ophitic	Kelphytic rim
Intersertal	Subophitic	Rapikivi
Intergranular	Diabasic	Epitaxial
Felty	Orthocumulate	Poikilitic
Pilotaxitic	Mesocumulate	
Trachytic	Adcumulate	
Subophitic	Symplectic	
Ophitic	Myrmekitic	
Dictytaxitic	Seriate	
Glomeroporphyritic	Trachytoidal	
Pyroclastic	Granophyric	
Seriate		
Spinifex		

Sources: Based on the observations of the author and, in part, on R. L. Bates and Jackson (1980), Howell Williams et al. (1982), Heinrich (1956), and Irvine (1982). For more thorough discussions and representations of textures, refer to the contemporary work of Williams et al. (1982) and the classic work of Johannsen (1939).

^aTerms not defined in the text are defined in the glossary.

Earth System

The sedimentary stages of the rock cycle comprise several overlapping processes

1 Weathering breaks down rocks physically and chemically.

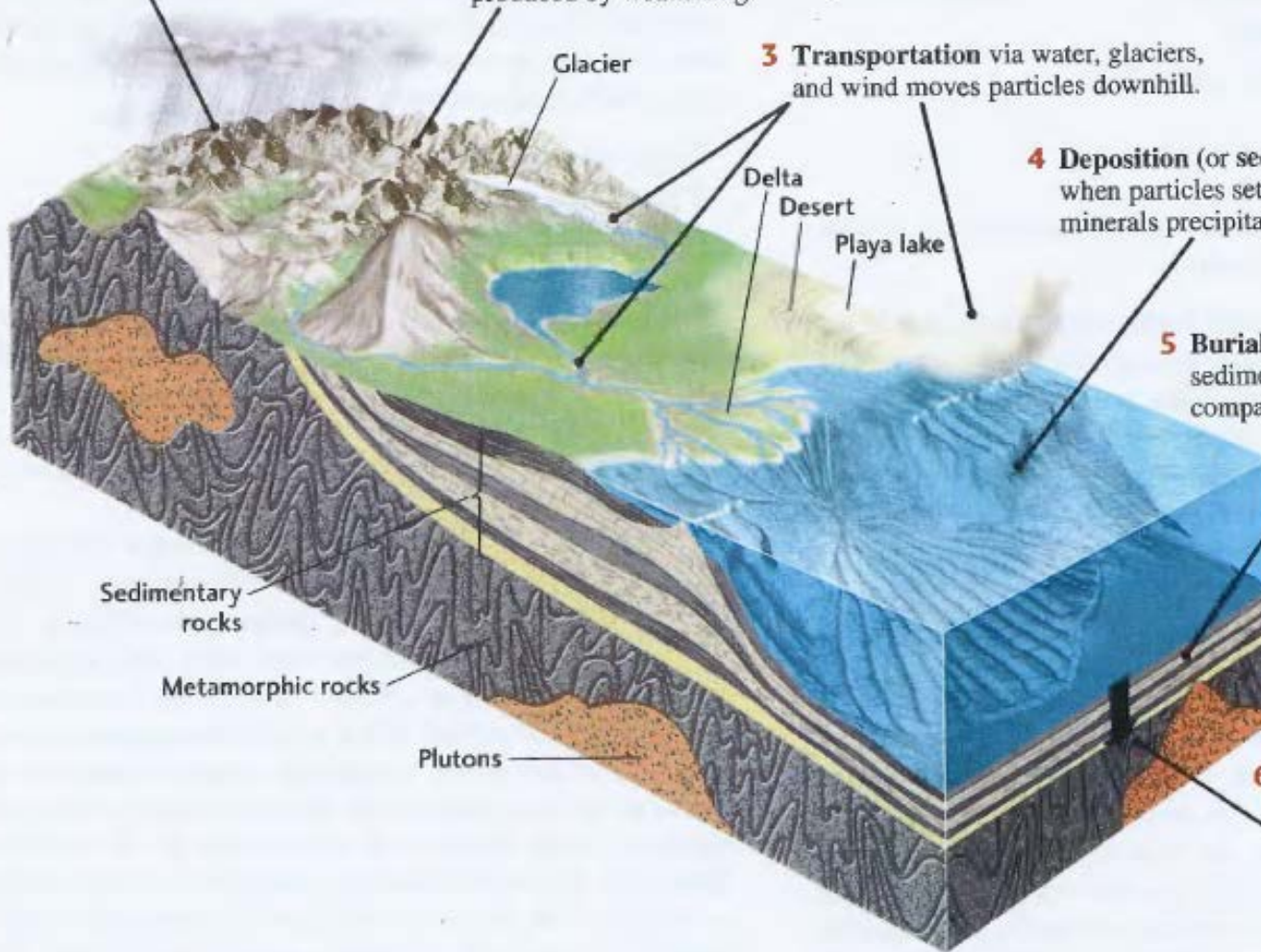
2 Erosion carries away particles produced by weathering.

3 Transportation via water, glaciers, and wind moves particles downhill.

4 Deposition (or **sedimentation**) occurs when particles settle out or dissolved minerals precipitate.

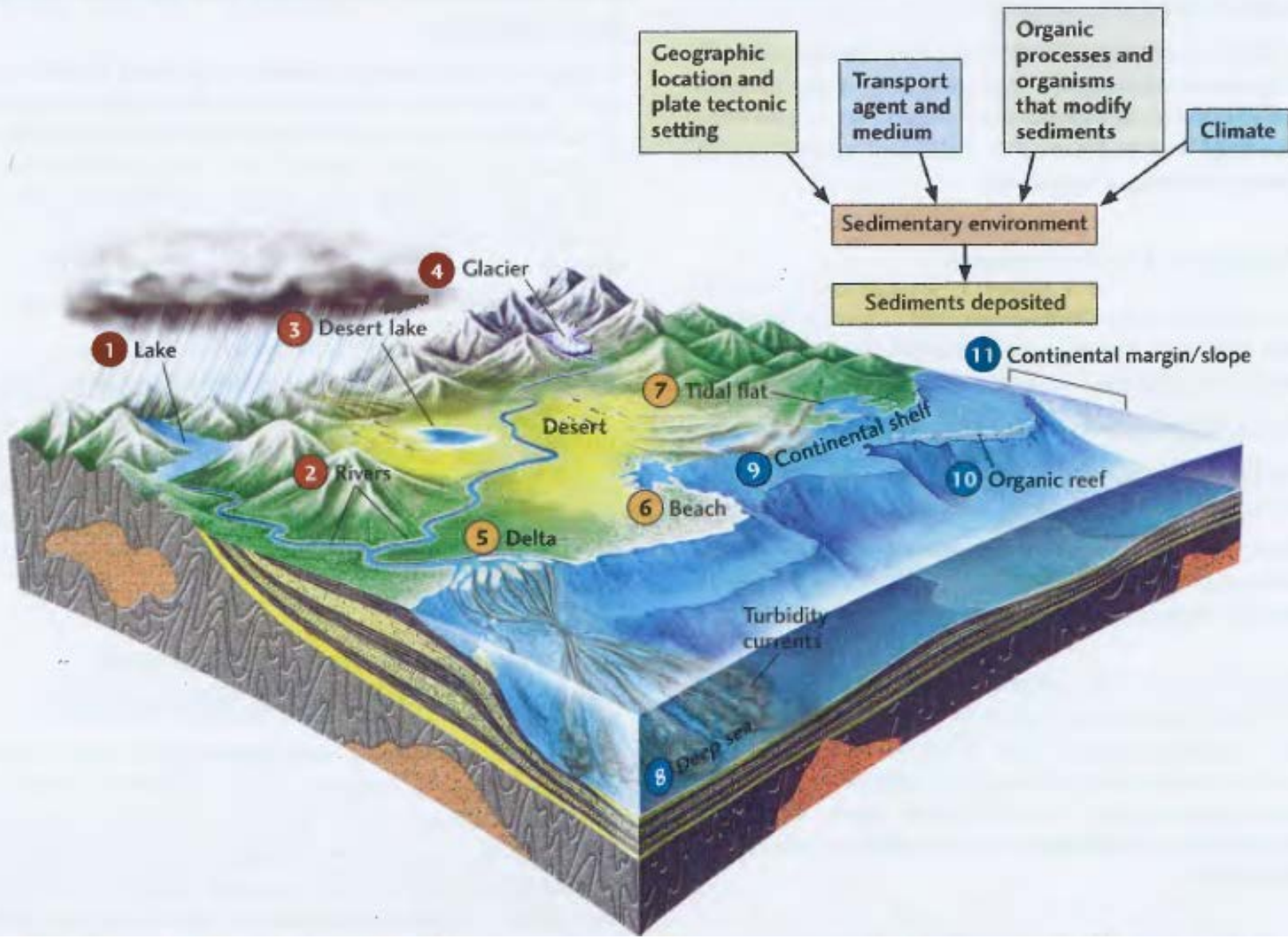
5 Burial occurs as layers of sediment accumulate and compact previous layers.

6 Diagenesis, which involves pressure, heat, and chemical reactions, lithifies the sediment to make sedimentary rocks.



Key

**Multiple factors interact to create
sedimentary environments**



Continental Environments

	1	2	3	4
	Lake	Alluvial	Desert	Glacial
Transport agent	Lake currents, waves	River currents	Wind	Ice, meltwater
Sediments	Sand and mud, saline precipitates in arid climates	Sand, mud, and gravel	Sand and dust	Sand, mud, and gravel
Climate	Arid to humid	Arid to humid	Arid	Cold
Organic processes	Freshwater organisms and precipitates	Organic matter in muddy flood deposits	Little organic activity	Little organic activity

Shoreline Environments

	5	6	7
	Delta	Beach	Tidal flats
Transport agent	River currents, waves	Waves, tidal currents	Tidal currents
Sediments	Sand and mud	Sand and gravel	Sand and mud
Climate	Arid to humid	Arid to humid	Arid to humid
Organic processes	Burial of plant debris	Little organic activity	Organisms mix sediments

Marine Environments

	8	9	10	11
	Deep sea	Continental shelf	Organic reefs	Continental margin/slope
Transport agent	Ocean currents Turbidity currents	Waves and tides	Waves and tides	Ocean currents and waves
Sediments	Mud and sand	Sand and mud	Calcified organisms	Mud and sand
Organic processes	Deposition of remains of organisms	Deposition of remains of organisms	Secretion of carbonates by corals and other organisms	Deposition of remains of organisms

6.1. Zvětrávání

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

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

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

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

hydrolyza, při níž atmosférický vodík H^+ reaguje s alkalickými zeminami, kaliem a natriem a také kalcium horninotvorných minerálů, které se tím rozkládají,

hydratace (a dehydratace) při níž vodík s kyslíkem vytváří molekulu, která se ovšem při zvýšení teploty snadno vytěsňuje. Důsledkem hydratace je změna objemu, což způsobuje rozpad nebo naopak zpevnění zvětralin, vznik trhlin apod.

Z dalších pochodů jsou nejdůležitější:

oxidace vzdušným kyslíkem, uplatňující se např. při zvětrávání sulfidů. Dochází k destrukci minerálů obsahujících prvky, které se slučují s kyslíkem (Fe, Mn, U, V)

působení kyselin, které jsou dvojího původu, jednak kyseliny produkované půdními organizmy, jednak kyseliny humózní, vznikající při tlení a hnití organického materiálu. Kromě kyselin rostliny vytváří i další látky, zejména enzymy, které obsahují půdní minerály

iontová výměna: v kyselém prostředí ion H^+ vstupuje do jílových minerálů místo Ca^{2+} , K^+ a Mg^{2+}

činnost člověka: výrazné změny procesů zvětrávání jsou způsobeny člověkem nepřímo okyselením atmosféry a kyselými dešti, případně dalšími zplodinami, zejména ve městech

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

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

Vznik jílových minerálů a rozpouštění závisí na rozdílných podmínkách pH a rozdílném chování dvou hlavních složek hornin SiO_2 a Al_2O_3 . Rozpustnost SiO_2 se zvyšujícím se pH zvyšuje, zatímco rozpustnost Al_2O_3 je vysoká především při nízkých a vysokých hodnotách pH prostředí.

V podstatě tak vzniká podle intenzity chemického působení sled:

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

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

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

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

Intenzita zvětrávání je funkce $I = R, E_s, A + H, E, T$

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

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

zdravá hornina, v níž žádný z minerálů není postižen zvětráváním,

navětralá hornina, část minerálů byla postižena zvětráváním, přičemž zdravé se navzájem dotýkají,

zvětralá hornina, většina minerálů byla ovlivněna zvětráváním a zdravé se navzájem nedotýkají,

rozložená hornina, nabyla zvětráváním ráz zeminy.

6.2. Reziduální horniny

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

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

- 1. Úlomkovitá rezidua:** kamenná těž skalní moře (u nás vznikla v ledových dobách, v současnosti vznikají v arktických podmínkách). Reziduální brekcie v archaiku (Kanada, Norsko) se označují jako regolity. Podle tvaru se odlišují kamenné řeky a kamenné proudy (granitové na Šumavě, rulové na Sněžce, pískovcové v Broumovských stěnách, drobové u Domášova). Velikost částic nad 256 mm.
- 2. Štěrková rezidua:** velikost částic 2 – 256 mm
- 3. Písková rezidua:** velikost částic 0,062 – 2 mm
- 4. Jílová rezidua:** velikost částic pod 0,062 mm

Nejdůležitější a nejrozšířenější reziduální horniny na zemském povrchu jsou půdy. Zabývá se jimi vědní obor pedologie (půdoznalství), jehož terminologické zásady jsou poněkud odlišné od petrologických. Rozlišuje se *půdní druh* určený zrnitostí (půdy písčité, jílovitohlinité, hlinité, jílovité), *půdní typ* je vývojové stadium půdy, záviselých na podmínkách zvětrávání a složení mateřské horniny (např. černozem, hnědozem, podzol, glej, rendzina bohatá CaCO_2 apod.). Soubor půdních horizontů vytváří *půdní profil* na svislém řezu kůrou.

Chemogenní (cementační) rezidua

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

1. **kaolin:** vzniká v teplém vlhkém klimatu převážně z kyselých vyvřelin, granitů, ryolitů nebo z hornin obdobného složení (z arkóz)
2. **montmorillonity a bentonity** vznikají z bazických vyvřelin a jejich tufů
3. **laterity** vznikají ve velmi vlhkém a teplém klimatu ve velmi bazických půdách (pH 11), z nichž je odnášen křemen a většinou i hydroxidy železa. Jsou obohaceny o hliník a někdy i o železo.
4. **caliche** vzniká v polosuchém klimatu, obohacném o zvětraliny, karbonáty, zejména CaCO_3

Pouštní krusty (durikrusty) se rozlišují podle složení: saltkrusty (zpevněné solí), gypkrusty (sádrovcem nebo anhydritem) a kalkkrusty jsou nejčastěji zpevněné CaCO_3 . V aridním klimatu vznikají hlavně saltkrusty, ostatní v teplém semiaridním. V teplém humidním klimatu vznikají ferikrusty, alkrusty, silkrusty a v mírně humidním zvětrávané Fe kůry (křemže), železivce (speciální odrůdy železivců jsou tzv. bechyňské koule).

6.3. Zvětrávání

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

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

Eroze je úměrná proudící hmotě m a rychlosti v :

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

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

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

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

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

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

Příkladem rozsahu říční eroze jsou změny koryta některých řek. Ku příkladu Žlutá řeka od 13. do 19. století několikrát změnila ústí, zpočátku ústila do moře asi o 700 km severněji, při katastrofických záplavách v roce 1889 přeložila ústí daleko k jihu a musela být po několika letech uměle přeložena do starého koryta. Berounka původně ústila do Vltavy přímo ve Zbraslavi a její dnešní ústí vzniklo za povodně v roce 1829. K říční erozi patří i podzemní vyluhování (vznik krasu) a sufózní pohyby. Jako sufózní se označuje podzemní eroze vodou prosakující z povrchu a cirkulující v propustných horninách. Vznikají prohlubně podobné krasovým závrtům, ve spraších (Jičín, Hrubá Skála, Mnichovo Hradiště) v eluviu u Manětína a závrtové prohlubně na Sokolovsku ve starsedelských pískovcích. Labe odnáší z České kotliny ročně přes 900 000 tun pevného, většinou nerozpustného materiálu.

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

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

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

V Českém masívu zjistili Pačes a Moldan (1977) v lesních povodích erozi 8,5 - 12,3 mm/1000 let, v hospodářsky obdělávaných 38 - 130 mm/1000 let. V Tatrách dosahuje 86 - 95 mm a v Moravském krasu 25 mm za 1000 let. Asi ze 40 % se na ní podílí sesuvy a bahnotoky. Přímá ztráta hmoty v našich podmínkách se odhaduje na 500 t.ha⁻¹.rok⁻¹. Rychlost eroze ovlivňují klimatické a hydrogeologické podmínky (např. srážky, teplota, sluneční svit, odpar, síla větru), územní poměry (tvar svahu, členitost, expozice), půdní poměry (druh a typ půdy, obsah humusu), biologické faktory (vegetační kryt, geologický stav půdy) a hospodářsko-technické faktory, například užívání a obhospodařování půdy, meliorační zásahy, výstavba komunikací a podobně. Zásahy člověka mají čím dále tím větší význam, jen ve 20. století se zvýšily nejméně 3x a lidské ovlivnění tak překrývá všechny ostatní vlivy.

6.4. Transport zvětralinového materiálu

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

- ***gravitační transport***, k němuž patří na souši řícení skal, sesuvy, mikrometeority a pod vodou bahnotoky a turbiditní proudy, v kůře pak apiry, zejména solné
- ***transport atmosférou*** je dvojitý. Materiál je přenášen jako úlomky (váté písky, sopečné vyvřeliny, nebo v plynném stavu. Vzduchem migrují prvky uvolněné při sopečných výbuších z magmatu (vodní pára, CO₂, H₂S, HCl, kovy ve formě fluoridů), z fumarol (sloučeniny síry), z vrtů (CO₂, He, metan) a také z energetických (uhelné a geotermální elektrárny) a průmyslových zdrojů (aerosoly těžkých kovů, CO₂)

transport vodou probíhá:

a) ve formě úlomků minerálů nebo hornin buď přímo ve vodním prostředí nebo pohybem po dně (rozlišuje se vlečení, válení a kutálení). Při tom dochází k diferenciaci podle velikosti a podle

měrné váhy a k opracování podle fyzikálních vlastností úlomků

b) ve formě roztoků buď pravých (karbonáty, sulfáty, chloridy, komplexní sloučeniny jako hydrokarbonáty, bisulfidy apod.), jako koloidní roztoky (ovlivněny elektrolyty, proto jen

v říční vodě) nebo gely (v mořské vodě) nebo jako suspenze (např. SiO_2 , humáty železa a manganu)

transport ledem – vznikají netříděné sedimenty tvořící morény, tzv. till. I v tomto případě však dochází k určitému třídění a diferenciaci

transport činností člověka: souvisí především s industriální činností člověka, s těžbou a s dopravními a vodními stavbami, výstavbou měst apod. Jeho rozsah a rychlost přesahuje často přírodní procesy. V celé ČR se podle kvalifikovaných odhadů přemístí až 3 miliardy tun zeminy ročně (to je 10 Řípů) a na celém světě více než 100 miliard tun.

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

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

6.5. Usazování (sedimentace)

Základní příčinou usazování je převis gravitační síly nad energií pohybu (snížení rychlosti proudu, větru, ochlazení média, rozpouštění ledu). Rychlost usazování je velmi rozdílná. Ku příkladu v Černém moři se usadí v některých místech 24 cm za 100 let, v jiných vůbec nic. Závisí to na tektonickém režimu: v oceánském prostředí v průměru 1 mm za rok, nejrychlejší v orogenním stádiu a pak rychlost sedimentace klesá v postorogenním a platformním stádiu. Kromě tektonického faktoru ovlivňují sedimentaci i morfologie pánve, klima (tepelná energie Slunce) a místní prostředí (např. délka transportu, vzdálenost pobřeží, hloubka, pH a eH). V důsledku změn těchto faktorů vzniká charakteristická zonálnost sedimentů a dochází k sedimentární diferenciaci. Ta je dána fyzikálními podmínkami (diferenciace podle velikosti částic, podle měrné hustoty) nebo chemickými podmínkami (diferenciace podle rozpustnosti), které ovšem závisí na změnách teploty, pH a eH. Diferenciace se projevuje v sedimentárních formacích jednak v prostoru, jednak v čase.

Vývoj v prostoru je nejčastěji vyznačen „ubýváním“ mocnosti směrem k centru pánve, „ubýváním“ velikosti zrna, změnami v chemizmu (charakteristická je ku příkladu zonálnost Fe---Mn---P směrem k centru pánve), změnami facií sedimentů. Vývoj v čase je charakterizován zvyšováním zralosti, „ubýváním“ velikosti zrna a zvyšováním významu nevratných změn (třídění, změny způsobené úlohou živočichů a změnami způsobenými člověkem).

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

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

Prostředí sedimentace

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

Kontinentální prostředí:

Suchozemské:

- ✓ *zvětralinové* v mírném pásu, kombinace fyzikálního a chemického zvětrávání a eroze horské
- ✓ *glaciální*: nános morény nebo výplavové uložení materiálu vynášeného z ledovce tavnou vodou
- ✓ *pouštní*: málo vody, většinou malá mocnost. Podle složení rozlišujeme pouště skalní a kamenité (Ahagar), písčité (Gobi), tvořené aluviálními uloženími (šterkové sedimenty, výplně sníženin a aluviální kužely), tvořené jezerními uloženími, pouště tvořené sprašemi, pouště s různými aluviálními povrchy a pouště s durikrustou (saltkrusta, gypkrusta, kalkkrusta).
- ✓ *přímořské roviny*
- ✓ *aluviální plošiny*

Vodní:

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

Přechodná prostředí:

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

Mořské prostředí:

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

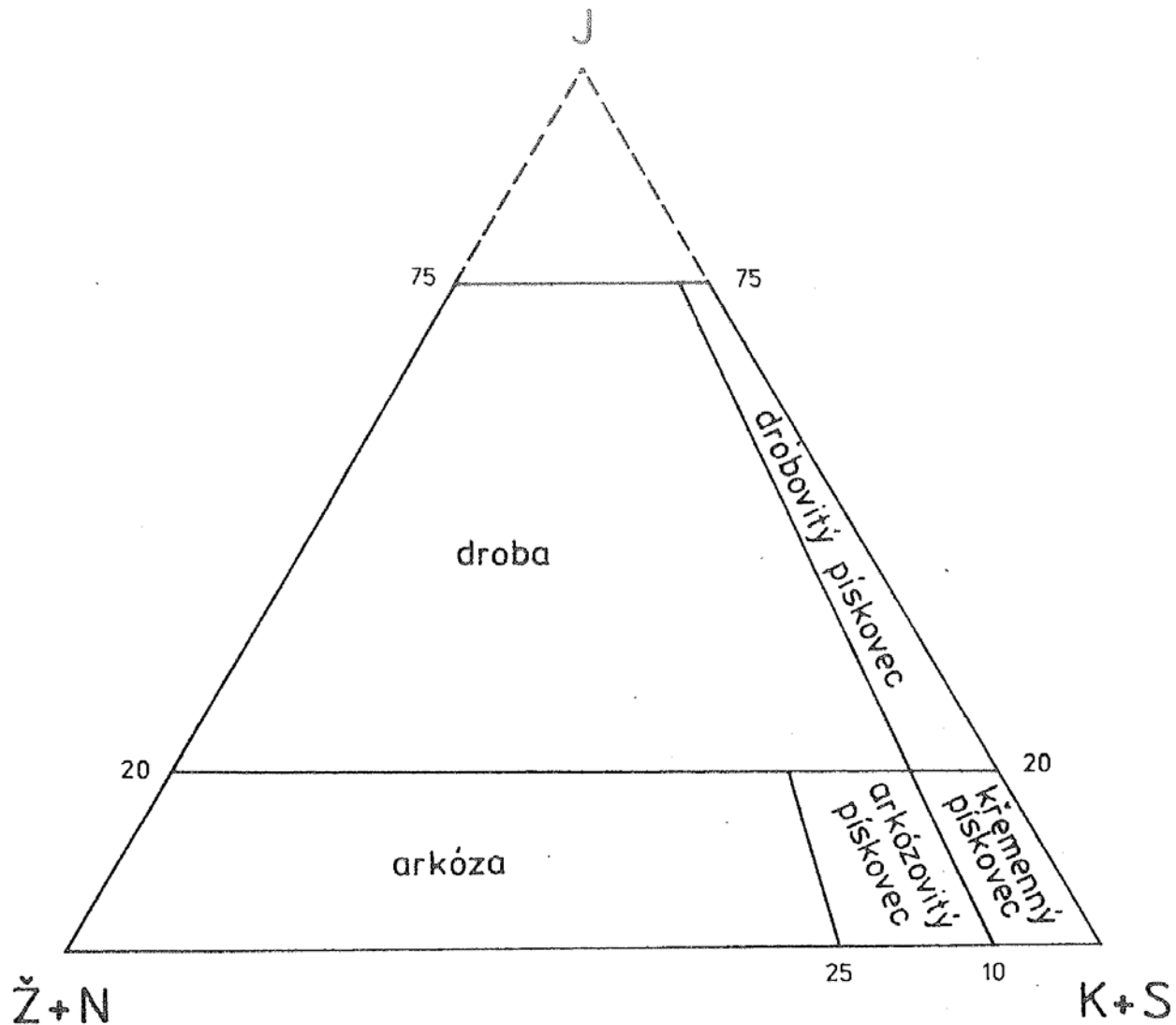
Název	Definice	Mechanismus sedimentace	Prostředí	Hlavní diagnostické znaky
Gravity (debrity)	Sled sedimentů usazených převážně jakýmkoli gravitačními proudy	Sedimentace z gravitačních proudů se střídá s pomalou sedimentací ze suspenze	Obvykle hlubší pánev	
Homogenity	Homogenní vrstvy sedimentů uložené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

Rozdělení klastických sedimentů podle převládající velikosti částic

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

Vulkanické (pyroklastické) horniny podle ČSN 12670

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



Používaná klasifikace pískovců, tak jak byla zavedena J. Petránkem et al. /1961/. Proti původnímu pojetí směřují čáry oddělující různé druhy pískovců do vrcholu trojúhelníka. Je to správnější, protože poměr mezi součástmi zůstává stejný.

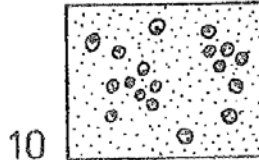
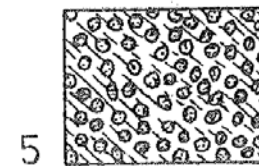
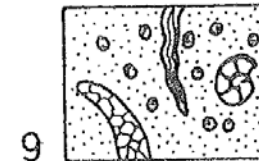
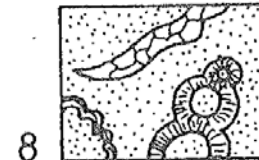
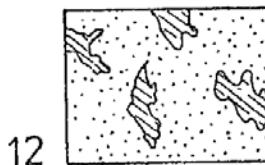
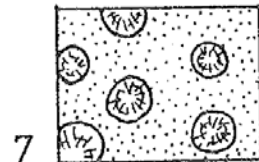
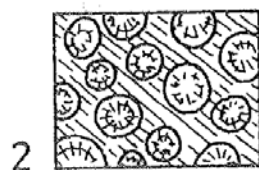
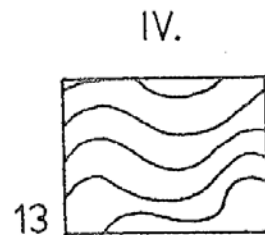
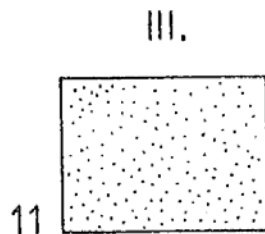
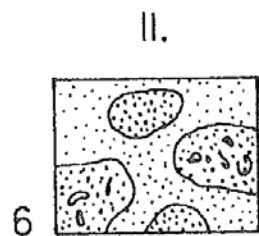
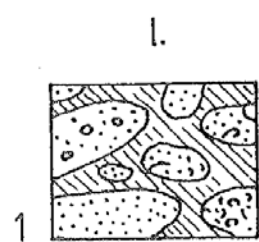
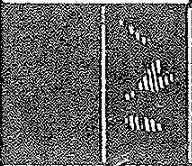
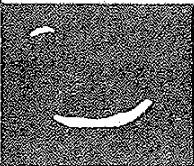





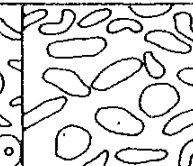


Schéma pojmenování vápenců podle R. L. Folka /1959, 1962/. Vápence se dělí na tři druhy: alochemické /č. 1 až 10/, ortochemické /č. 11, 12/ a autochtonní /biolitické, č. 13/. Alochemické vápence jsou tvořeny alochemy /klasty/ a mají v pojivu buď sparit /I, č. 1 až 5/, nebo mikrit /II, č. 6 až 10/. Názvy vápenců jsou kombinací jmen alochemů se sparitem nebo mikritem. 1. intrasparrit, 2. oosparrit, 3. biosparrit, 4. biopelsparrit, 5. pelsparrit, 6. intramikrit, 7. oomikrit, 8. biomikrit, 9. biopelmikrit, 10. pelmikrit. Orthochemické vápence jsou buď mikritové

/č. 11, nebo dismikritové /č. 12/. Autochtonní nebo biolitové vápence /č. 13/ jsou tvořeny na místě rostoucími organismy /korálové, řasové vápence/. Podle R. L. Folka /1959/, mírně upraveno

% ALOCHEMŮ	0-1	1-10	10-50	>50				
								
	A	B	C	D	E	F	G	H

Osm strukturních typů vápenců podle R. L. Folka /1959, 1962/. Názvy vápenců jsou tyto: A. mikritový, nebo dismikritový vápenec, B. fosiliferní mikritový vápenec, C. biomikritový vápenec, D. biomikritový vápenec. Má nad 50 % alochemů, R. L. Folk /1962/ jej na rozdíl od předešlého označuje jako „packed”, tzn. s nahloučenými fosiliemi, E. vápenec na přechodu mezi biomikritovým a biosparitovým, F. netříděný biosparitový vápenec, G. tříděný biosparitový vápenec, H. tříděný biosparitový vápenec se zaoblenými klasty. Jsou-li přítomny jiné alochemy než fosilie, nahradíme předponu bio- jinou / oo-, pel-, intra-/. U typu B budou místo fosiliferních mikritových vápenců mikritový vápenec s ooidy, peloidy nebo intraklasty

Klasifikace vápenců podle ČSN EN 12670.

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

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

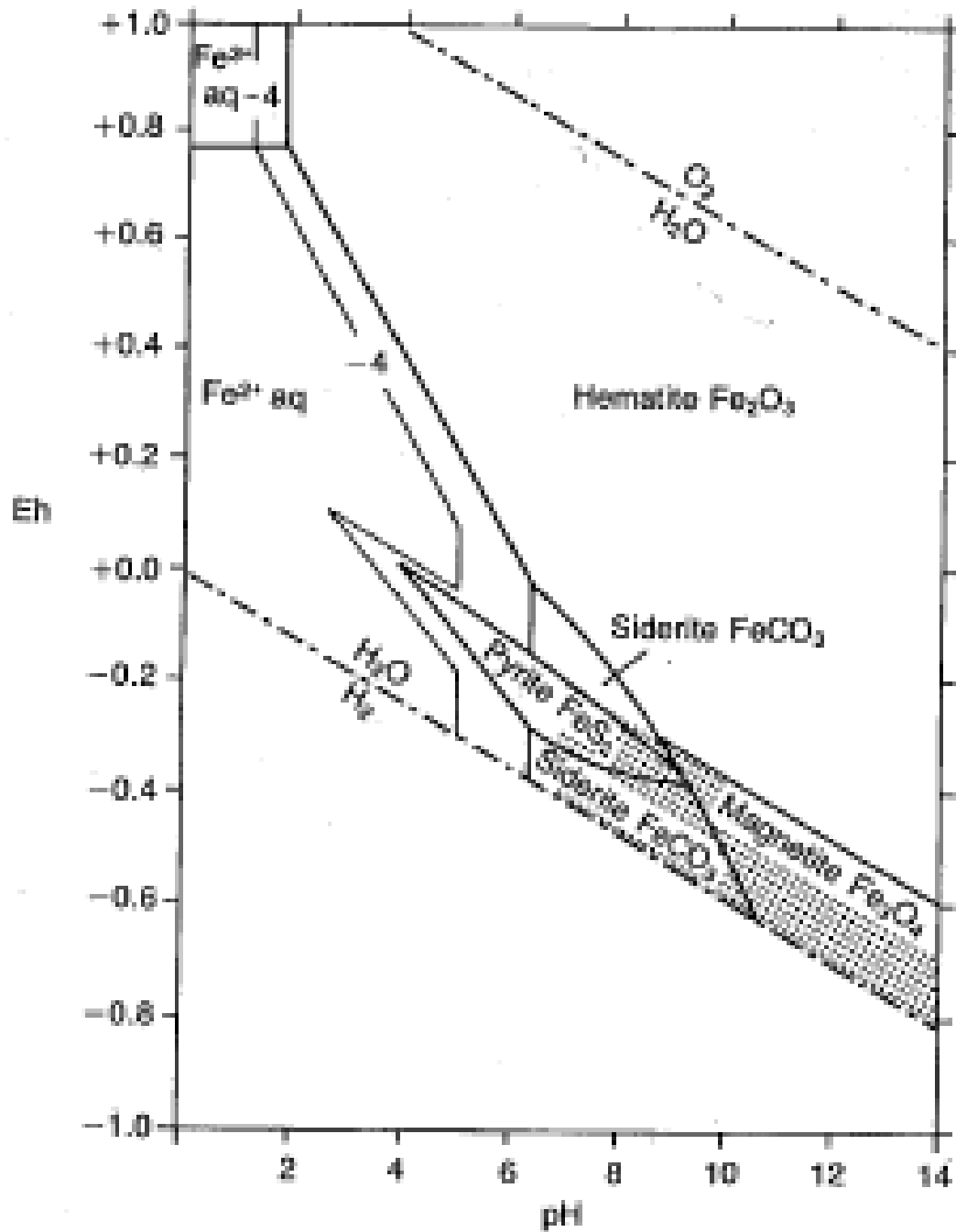
Ality - přemístěné laterity. Mají podstatný obsah hydroxidů alumina (böhmit, diaspor, gibbsit a kaolinit, goethit, hematit). Častý je vysoký obsah železa a niklu,

Manganolity jsou tvořeny oxidy manganu (pyroluzit, psilomelan, hydroxidy (manganit) a karbonáty (oligonit). Mangan podle redoxpotenciálu může být v oxidované formě Mn^{4+} . Manganolity vznikají v současných mořích (tzv. manganové konkrece, obsahující významnou příměs dalších kovů (Fe, V). Obdobné, ale menší jsou konkrece jezerní vysrážené v periglaciálních podmínkách.

Ferolity jsou tvořeny minerály železa oxidy (magnetit), hydroxidy (limonit, hematit, goethit), silikáty (chamozit, thuringit, glaukonit), karbonáty (siderit) a sulfidy (pyrit, markazit, melnikovit).

Vznikají jednak vysrážením z vody v jezerech a mořích (železo pochází ze zvětralin z pevniny nebo z podmořského zvětrávání – halmyrolyzy). Typické jsou ooidy a fosfátové konkrece., jednak z podmořské vulkanické aktivity (typ Lahn-Dill). *Podle minerálů se rozlišují:*

- ✓ ferolity hydroxidů a oxidů železa. V ordoviku barrandienu vznikaly v mělkovodních podmínkách při podmořském bazickém vulkanismu. Označují se lokálními názvy jako skleněnka nebo lotrinská mineta.
- ✓ ferolity sideritové v souvislých polohách s příměsí jílu (barrandien) nebo jako čočky v beskydské křídě (tzv. pelosiderity)
- ✓ ferolity jaspilitové, vznikaly v důsledku odlišných podmínek (hlavně atmosférických) v prekambriických formacích. Střídají se v nich vrstvičky hematitu a magnetitu s vrstvičkami křemene (tzv. formace BIF).



Eh-pH diagram showing the stability of ironbearing minerals at one atmosphere pressure under conditions of high dissolved carbonate and very low reduced sulfur. Under conditions of very low dissolved carbonate and high silica, iron silicates may be stable in the region shown by the stipple pattern.

(From R. M. Garreis and C. L. Christ, *Solutions, Minerals, and Equilibrium*. © 1965 Boston: Jones and Bartlett Publishers. Reprinted by permission.)

Fosfority obsahují zvýšený obsah fosforu zpravidla ve formě apatitu.

Vznik:

- ✓ vysrážením z mořské vody: v hlubinné studené vodě může být rozpuštěno až 3x více fosforu než v teplé vodě šelfů, kde se za pomoci bakterií vysráží buď jako konkrece nebo i souvislé polohy
- ✓ akumulací guána (ptačího trusu, zejména v jeskyních).
- ✓ vyluhováním do podložních sedimentů z ploch různého původu.

Silicity jsou tvořeny převážně minerály SiO_2 (křemen, cristobalit, chalcedon, opál). Vznikají:

- ✓ nahromaděním schránek a jiných částí živočichů a rostlin (organogenní) rozsivek (diatomity, křemelina), radiolarií (radiolarity) nebo hub (spongility), smíšené (např. spongodiatomity)
- ✓ chemicky vysrážené: z horkých roztoků - geyzírit a stiriolit (z vodních kapek rozstříkovaných kolem gejzírů), jaspilit vysrážený z podmořských horkých pramenů tzv. kuřáků (černé břidlice), ze studených vod se vysráží limnokvarcit

- ✓ vzniklé z relativního přebytku SiO_2 při diagenézi: rohovec (hornstone, flint, chert) tvořící hlízy a čočky nejčastěji v karbonátech
- ✓ neurčitého původu jsou siliciem bohaté horniny, v nichž jsou jak radiolarie tak i známky vysrážení při vulkanické činnosti (souvislost se spility): bulžníky (s radiolariemi), menilitové rohovce (s radiolariemi a diatomaceami).

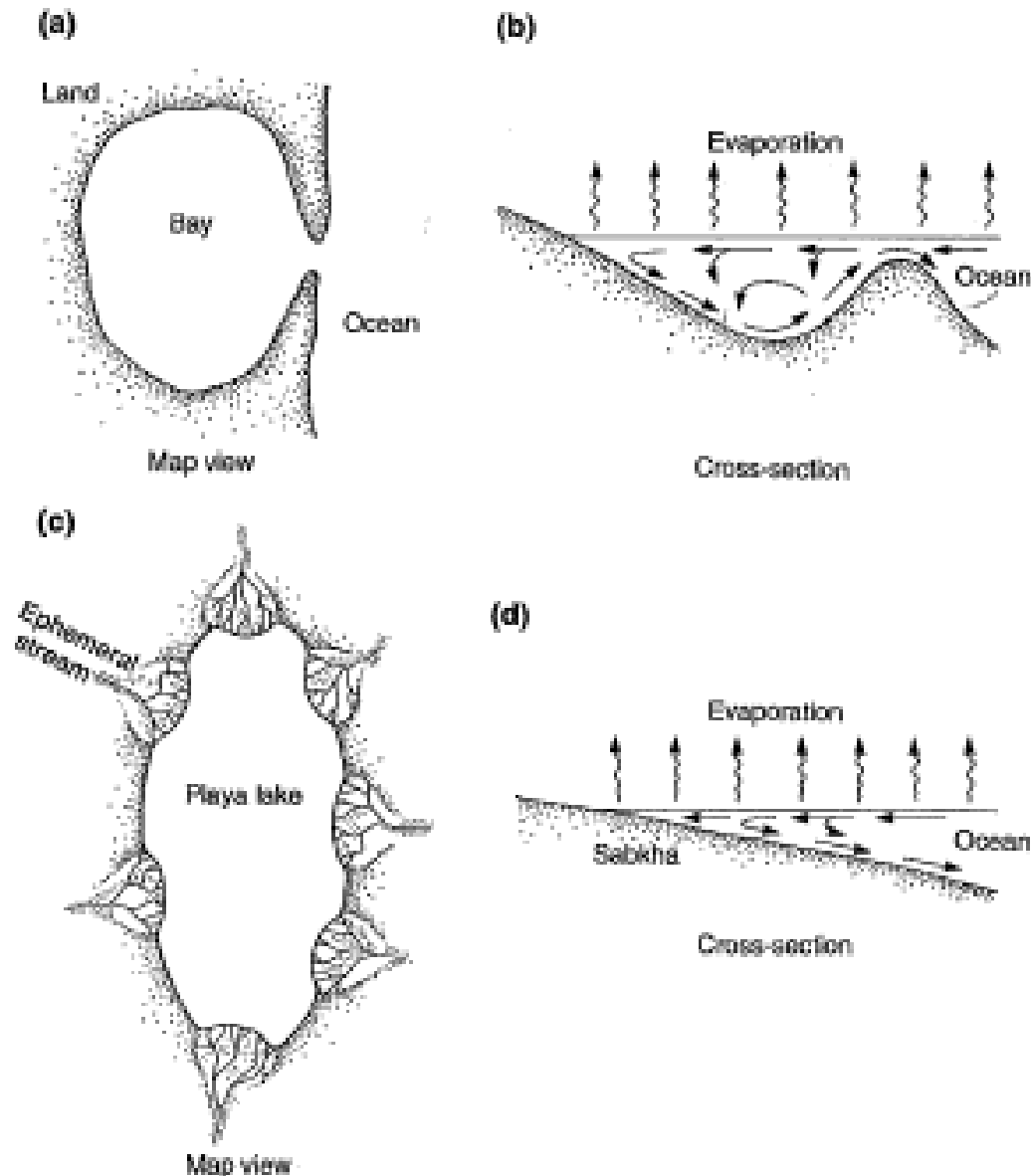
Evapority vznikají chemickým vysrážením při odpařování mořské nebo jezerní vody a mají zákonitý sled:

1. fáze: vypadává dolomit a aragonit
2. fáze: vypadávají sulfáty vápníku (anhydrit, sádrovec) při koncentraci zvýšené 3,35x.
3. fáze: vypadává halit (koncentrace zvýšená 10 – 60x) – hornina je označována jako sůl kamenná
4. vypadávají chloridy a sulfáty K, Mg (sylvín, karnalit) při koncentraci 60x více než v původní mořské vodě

Podle složení vody mohou se vysrážet při odpařování i další evapority:

- ✓ Glauberova sůl $\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
- ✓ natrit Na_2CO_3
- ✓ chilský ledek (dusičnan sodný Na_2NO_3)
- ✓ síra – chemickou redukcí síranů bakteriemi

Sketches of chevron and hopper textures in halite evaporite (rock salt)



Sketches of evaporite depositional settings. (a) A basinal bay isolated by a constricted entrance from the open ocean (cf. Sonnenfeld, 1989, figs. 13-16). (b) Cross section of an isolated (barred) basin with a topographic obstruction at the basin entrance (cf. Schmalz, 1969). (c) Map view of a landlocked, arid basin with a playa lake (cf. Kendall, 1984, fig. 1). (d) Cross section of a sabkha along an arid coastline (vertical scale is exaggerated to allow depiction of water and currents).

Selected Evaporite and Associated Minerals and Their Formulas

Carbonates and Bicarbonates

Nahcolite	NaHCO_3
Aragonite	CaCO_3
Calcite	CaCO_3
Magnesite	MgCO_3
Dolomite	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$
Ankerite	$(\text{Ca}, \text{Mg}, \text{Fe})\text{CO}_3$
Trona	$\text{NaCO}_3(\text{HCO}_3) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Pirssonite	$\text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Dawsonite	$\text{Na}_2\text{AlCO}_3(\text{OH})_2$

Chlorides

Sylvite	KCl
Halite	NaCl
Bischoffite	$\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Carnallite	$\text{KMgCl}_3 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Tachyhydrite	$\text{CaMg}_2\text{Cl}_6 \cdot 12\text{H}_2\text{O}$

Sulfates

Picromerite	$\text{K}_2\text{SO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Thenardite	Na_2SO_4
Mirabilite	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Glauberite	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{CaSO}_4$
Anhydrite	CaSO_4
Gypsum	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Kieserite	$\text{MgSO}_4 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Hexahydrite	$\text{MgSO}_4 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Epsomite	$\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$
Celestite	SrSO_4
Aphthitalite	$\text{K}_3\text{Na}(\text{SO}_4)_2$
Glauberite	$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{SO}_4)_2$
Bloedite	$\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$
Schoenite	$\text{K}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2$
Langbeinite	$\text{K}_2\text{Mg}_2(\text{SO}_4)_2$
Polyhalite	$\text{K}_2\text{MgCa}_2(\text{SO}_4)_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$
Kainite	$\text{KMg}(\text{SO}_4)\text{Cl} \cdot 3\text{H}_2\text{O}$

Borates

Kernite	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Tincalconite	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Borax	$\text{Na}_2\text{B}_4\text{O}_7 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$
Colemanite	$\text{Ca}_2\text{B}_6\text{O}_{11} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Ulexite	$\text{NaCaB}_5\text{O}_9 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$

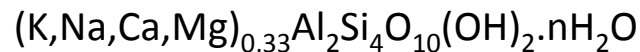
Others (including those with combinations of anions)

Burkeite	$2\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3$
Galeite	$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot \text{Na}(\text{F}, \text{Cl})$
Hanksite	$9\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 2\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{KCl}$
Northupite	$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{MgCO}_3 \cdot \text{NaCl}$
Teepleite	$\text{Na}_2\text{B}_2\text{O}_4 \cdot 2\text{NaCl} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$
Pyrite	FeS_2
Realgar	AsS
Orpiment	As_2S_3

Associated Silicates of Authigenic Origin

Quartz	SiO_2
Adularia	KAlSi_3O_8
Albite	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Analcite	$\text{NaAlSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Searlesite	$\text{NaBSi}_2\text{O}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$
Magadiite	$\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$
Phillipsite	$\text{KCaAl}_3\text{Si}_5\text{O}_{16} \cdot 6\text{H}_2\text{O}$
Heulandite	$\text{CaAl}_2\text{Si}_6\text{O}_{16} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$
Illite	$\text{KAl}_4\text{Fe}_4\text{Mg}_{10}(\text{Si}, \text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_4$

Smectites



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

Řada uhelná

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

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

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

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

Řada bituminózní

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

Rozlišují se živice:

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

Microscopic description of coal

The organic units or *macerals that comprise the coal* mass can be identified in all ranks of coal. Essentially macerals are divided into three groups:

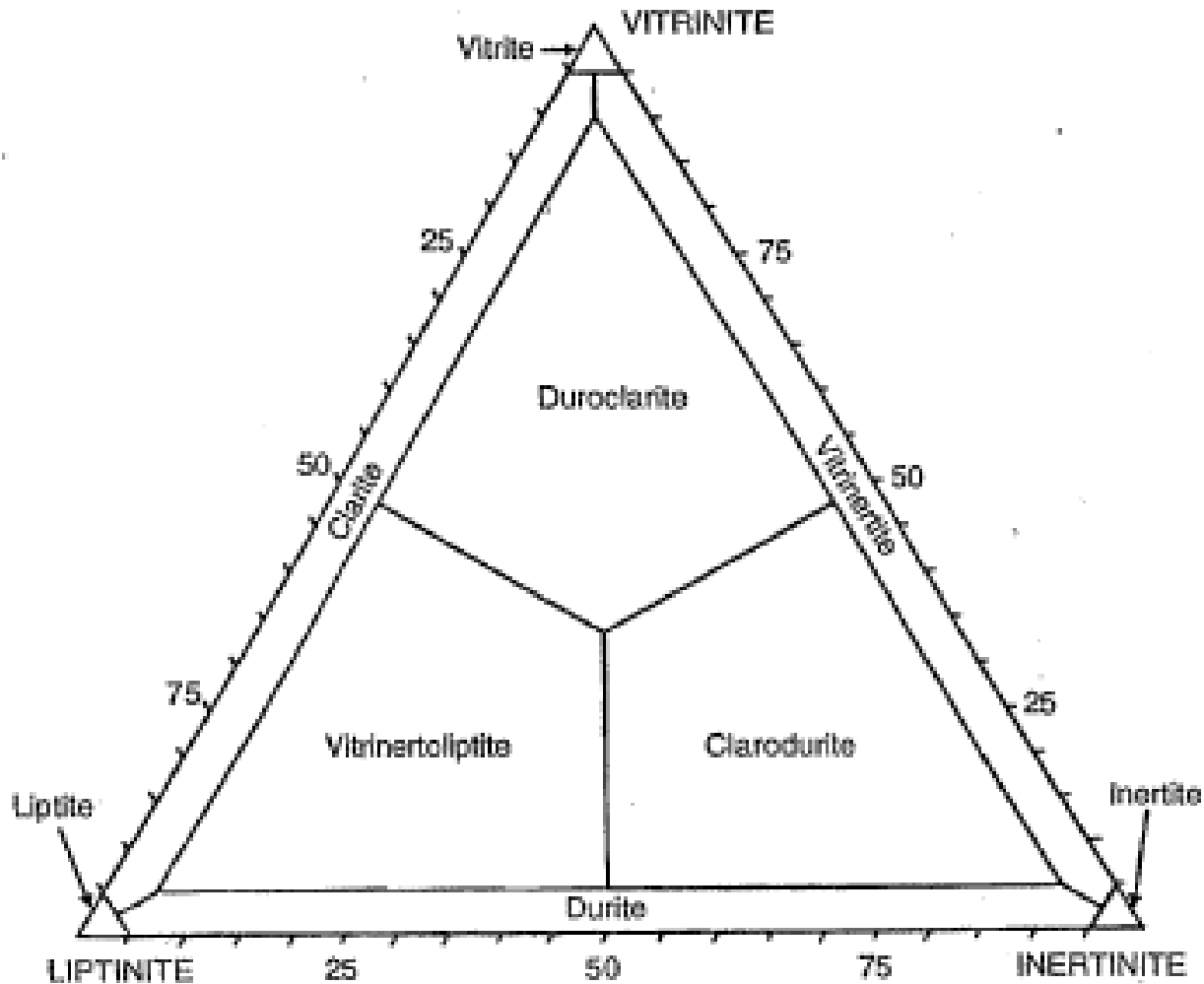
- 1. Huminite/vitrinite - woody materials;**
- 2. Exinite (liptinite) - spores, resins and cuticles;**
- 3. Inertinite - oxidised plant material.**

Stopes-Heerlen classification of maceral groups, macerals and submacerals of hard coals. From Ward (1984), after Stopes (1935), with permission of Blackwell Publishing Ltd

Maceral Group	Maceral	Submaceral
Vitrinite	Telinite	<ul style="list-style-type: none"> Telocollinite Gelocollinite Desmocollinite Corpocollinite
	Collinite	
Exinite (liptinite)	Sporinite	
	Cutinite	
	Suberinite	
	Resinite	
	Alginite	
	Liptodetrinite	
	Fluorinite	
	Bituminite	
Exudatinite		
Inertinite	Fusinite	
	Semifusinite	
	Macrinite	
	Micrinite	
	Sclerotinite	
Inertodetrinite		

Macerals and group macerals recognised in hard coals. From McCabe. (1984), with permission of the International Association of Sedimentologists

Maceral group	Maceral	Morphology	Origin
Vitrinite (huminite)	Telinite	Cellular structure	Cell walls of trunks, branches, roots, leaves
	Collinite	Structureless	Reprecipitation of dissolved organic matter in a gel form
	Vitrodetrinite	Fragments of vitrinite	Very early degradation of plant and humic peat particles
	Sporinite	Fossil form	Mega- and microspores
	Cutinite	Bands which may have appendages	Cuticles – the outer layer of leaves, shoots and thin stems
Exinite (liptinite)	Resinite	Cell filling layers or dispersed	Plant resins, waxes and other secretions
	Alginite	Fossil form	Algae
	Liptodetrinite	Fragments of exinite	Degradation residues
	Fusinite	Empty or mineral filled cellular structure; cell structure usually well preserved	Oxidised plant material – mostly charcoal from burning of vegetation
	Semifusinite	Cellular structure	Partly oxidised plant material
Inertinite	Macrinite	Amorphous 'cement'	Oxidised gel material
	Inertodetrinite	Small patches of fusinite, semi-fusinite or macrinite	Redeposited inertinites
	Micrinite	Granular, rounded grains ~1 µm in diameter	Degradation of macerals during coalification
	Sclerotinite	Fossil form	Mainly fungal remains



Diagrammatic representation of microlithotype classification. From Bustin *et al* (1983), 'Coal Petrology, its Principles, Methods and Applications', Geological Association of Canada. Reproduced with permission

Minerals identified in coal (not exhaustive), from Taylor *et al* (1998), with permission of Gebruder Borntraeger

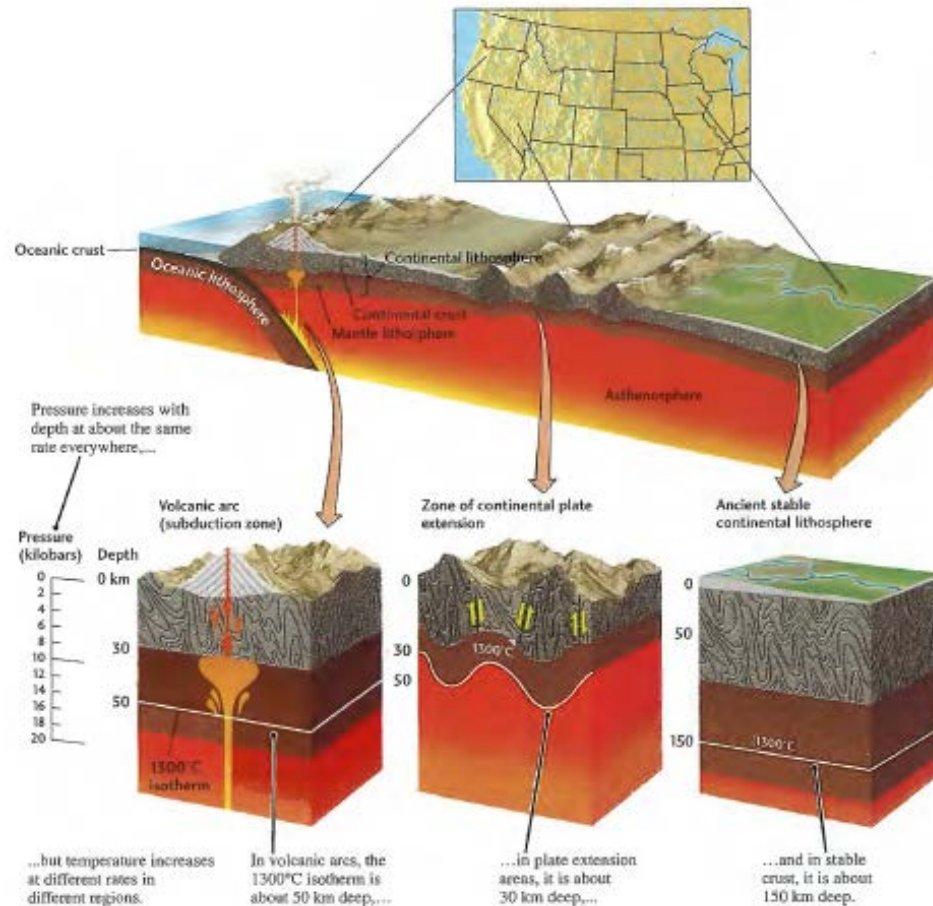
Mineral	Occurrence	Mineral	Occurrence
Clay minerals		Chalcopyrite	very rare
Illite–Sericite	common–abundant	Pyrrhotite	very rare
Montmorillonite	rare–common		
Kaolinite	common–abundant	Phosphates	
Halloysite	rare	Apatite	rare
		Phosphorite	rare
Iron disulphides		Goyazite	rare
Pyrite	rare–common	Goethite	rare
Marcasite	rare–common		
		Sulphates	
Carbonates		Barite	rare
Siderite	common–very common	Gypsum	very rare
Ankerite	common–very common		
Calcite	common–very common	Silicates (other than clays)	
Dolomite	rare–common	Zircon	rare
Aragonite	rare	Biotite	very rare
Witherite	rare	Staurolite	very rare
Strontianite	rare	Tourmaline	very rare
		Garnet	very rare
Oxides		Epidote	very rare
Hematite	rare	Sanidine	rare
Quartz	rare–common	Orthoclase	very rare
Magnetite	very rare	Augite	very rare
Rutile	very rare	Amphibole	very rare
		Kyanite	very rare
		Chlorite	rare

		Salts	
Hydroxides		Gypsum	rare
Limonite	rare—common	Bischofite	very rare—common
Goethite	rare	Sylvin (Sylvite)	very rare—common
Diaspore	rare	Halite	very rare—common
		Kieserite	very rare—common
Sulphides (other than iron)		Mirabilite	very rare—rare
Sphalerite	rare	Melanterite	very rare
Galena	rare	Keramohalite	very rare
Millerite	very rare		

Note: minerals classed as abundant to common occur in many coals in significant proportions (5-30% of mineral matter in coal). Minerals classed as rare or very rare commonly in small amounts (<5% of the total mineral matter), but also include some minerals which occur in somewhat larger amounts in only a few coals.

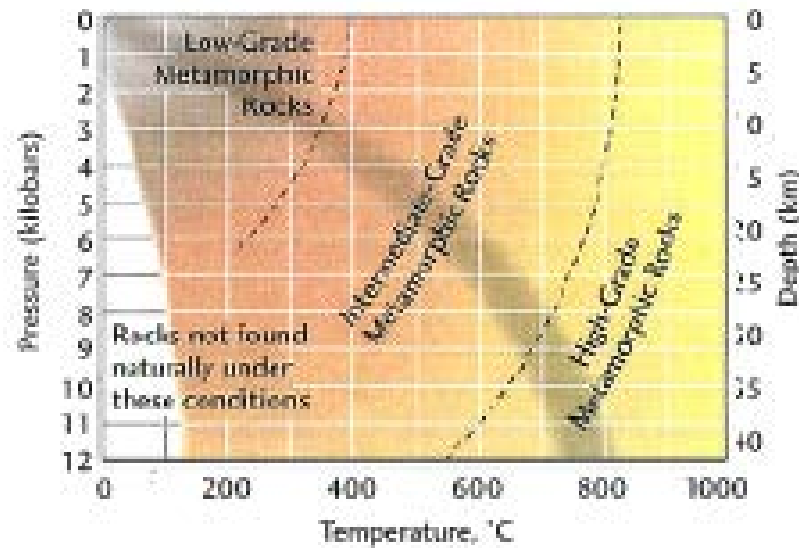
Metamorfované horniny

The lithosphere and asthenosphere interact to metamorphose rock



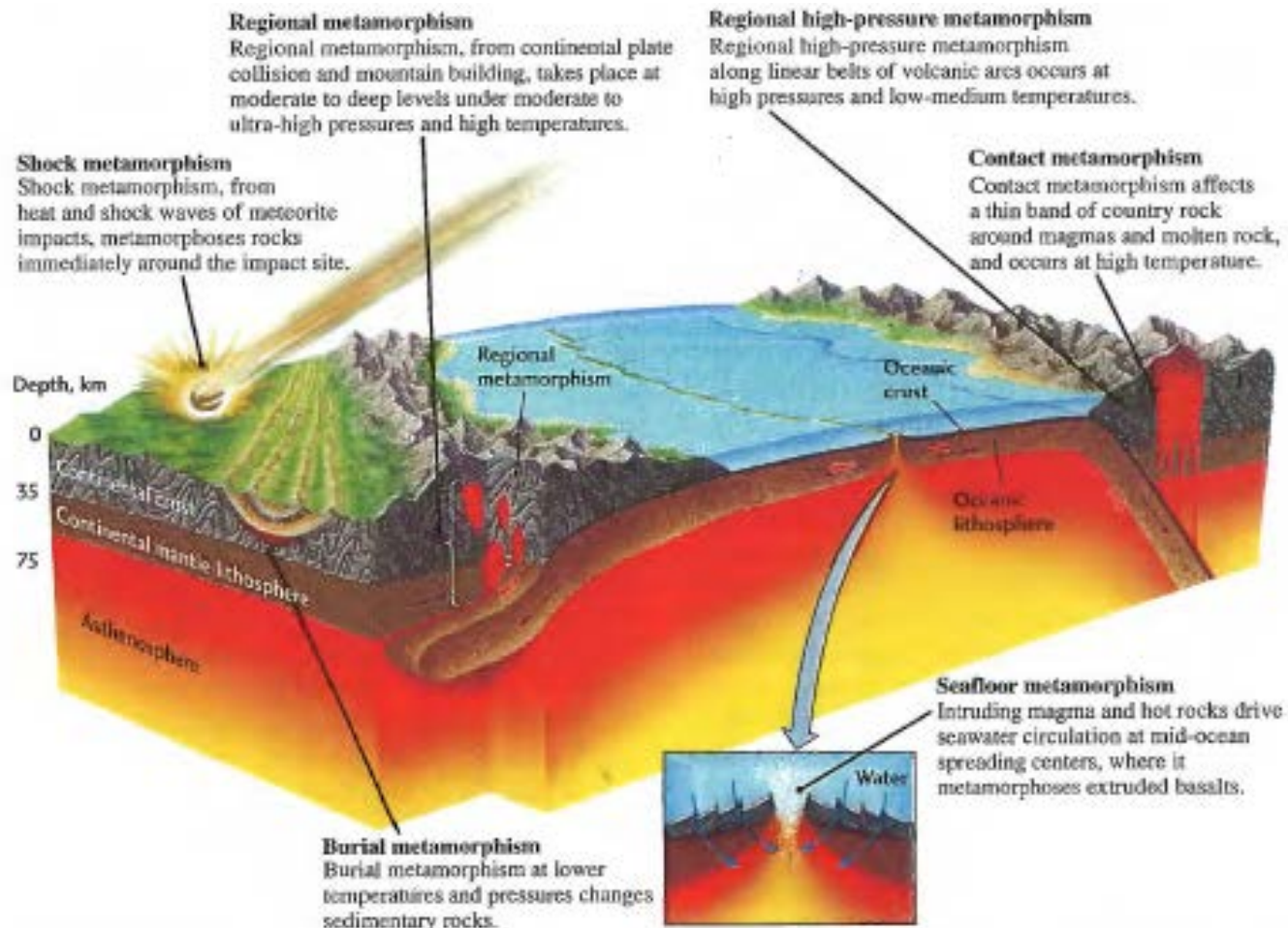
Pressure and temperature increase with depth in all regions, as shown in this cross section of a volcanic region, a continental region, and a region of ancient stable continental

lithosphere. (Pressure is measured in kilobars; 1 kilobar is approximately equal to 1 000 times the atmospheric pressure at Earth's surface.)



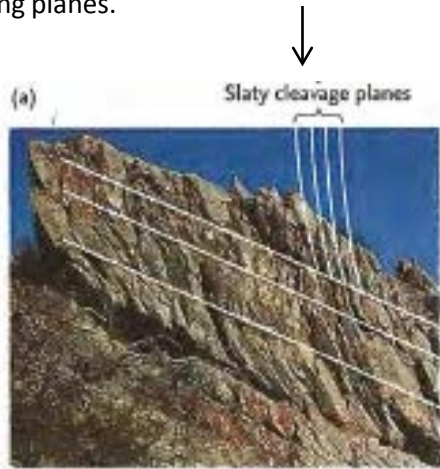
Temperatures, pressures, and depths at which low and high-grade metamorphic rocks form. The dark band shows common rates at which temperature and pressure increase with depth over much of the continents.

The lithosphere and asthenosphere interact to metamorphose rock

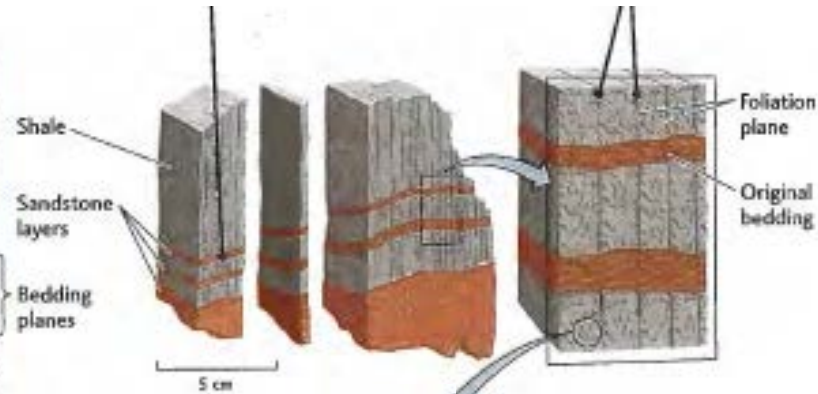


Regional metamorphism changes rock texture

1 Metamorphism causes sedimentary rocks, such as shale, to form slaty cleavage planes perpendicular to their bedding planes.

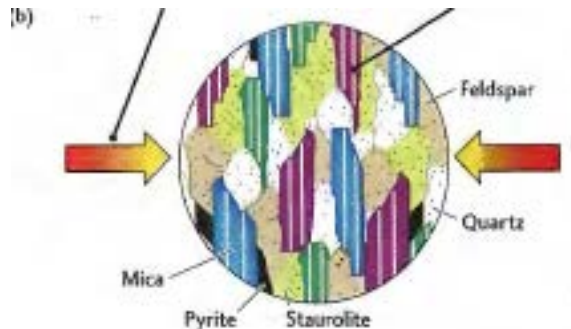


2 The original bedding in a sample can be seen from the thin sandy layers.

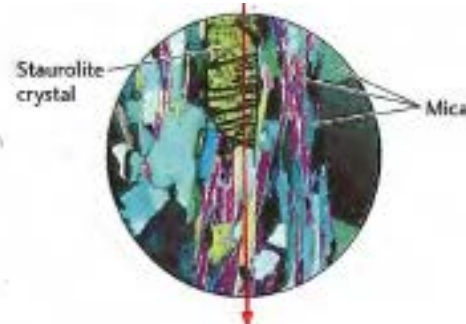


3 Regional metamorphism causes cleavage planes-foliation-to develop in the shale, making slate.

4 Foliation is the result of compressive forces.



5 Mineral crystals in the rock grow or are deformed to become elongate perpendicular to the compressive force.

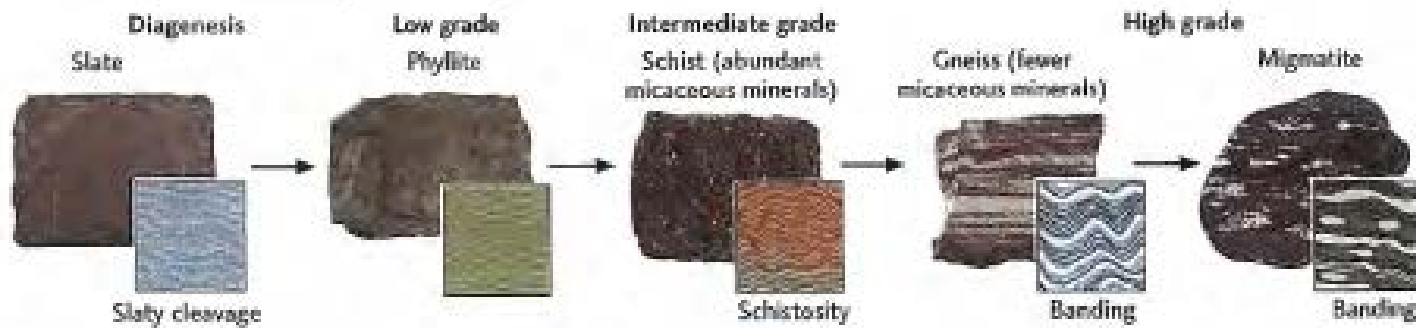


6 Foliated rocks develop because they contain platy minerals that align along a preferred orientation.

(c) 7 As intensity of metamorphism increases, so does crystal size and coarseness of foliation.



(d) 8 Foliated rocks are classified by the degree of cleavage, schistosity, and banding, which corresponds to the intensity of metamorphism



Classification of Metamorphic Rocks by Texture

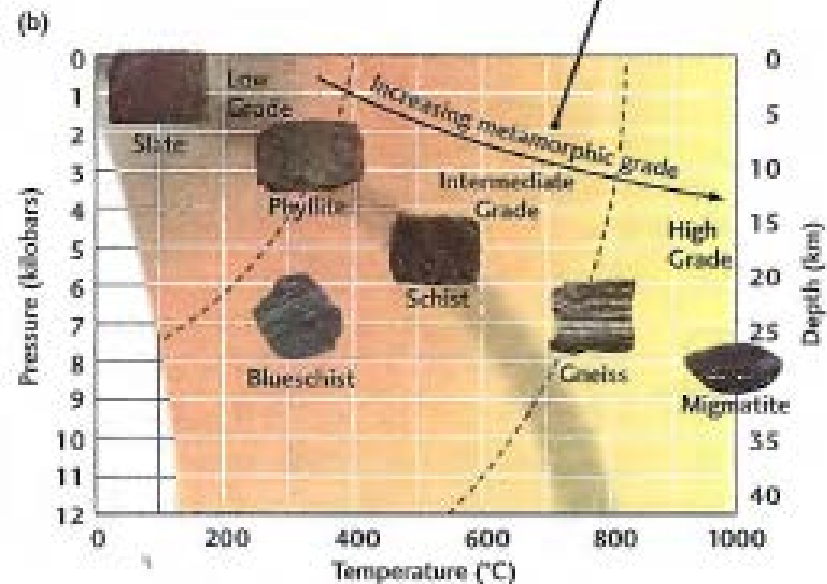
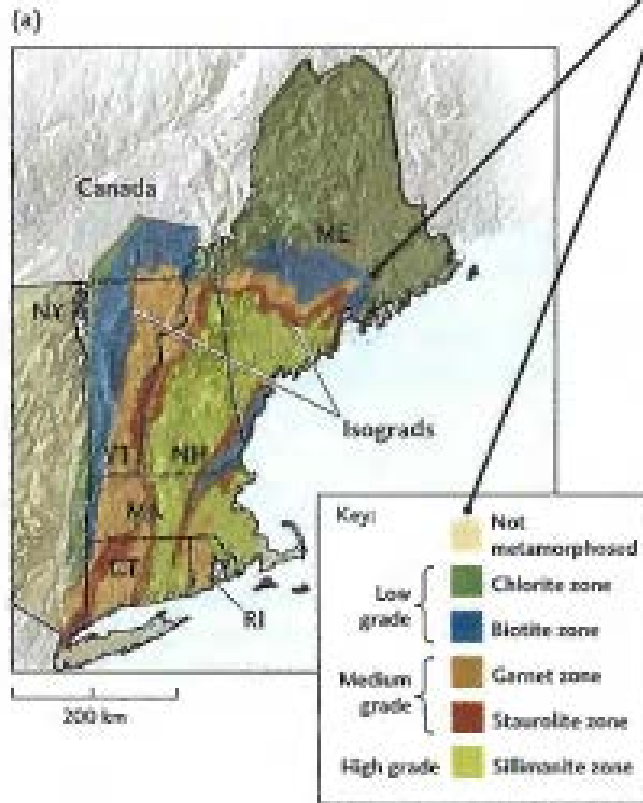
Classification	Characteristics	Rock Name	Typical Parent Rock
Foliated	Distinguished by slaty cleavage, schistosity, or gneissic foliation; mineral grains show preferred orientation	Slate Phyllite Schist Gneiss	Sbale, sandstone
Granoblastic (nonfoliated)	Granular, characterized by coarse or fine interlocking grains; little or no preferred orientation	Homfels Quartzite Marble Argillite Greenstone Amphibolitea Granuliteb	Sbale, volcanics Quartz-rich sandstone Limestone, dolomite S hale Basalt Sbale, basalt Sbale, basalt
Porphyroblastic	Large crystals set in fine matrix	Slate to gneiss	S hale

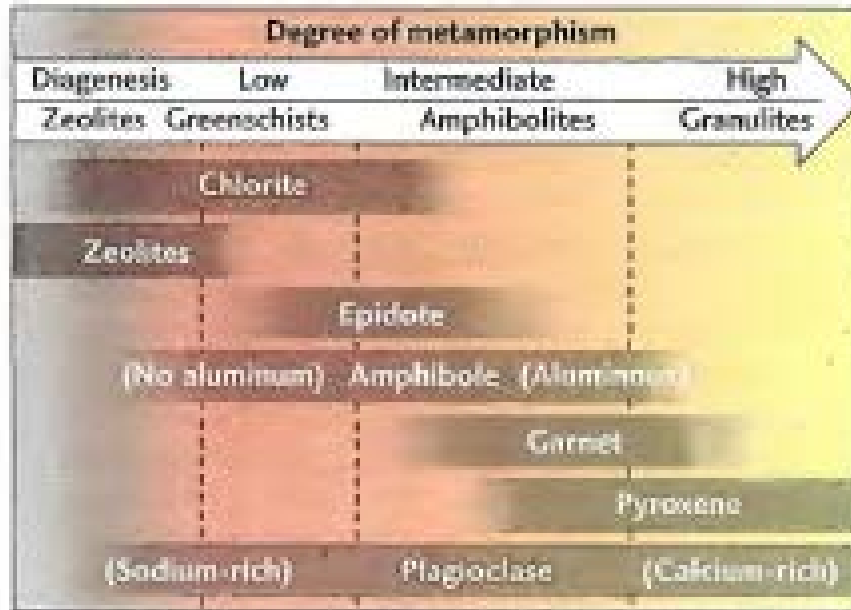
Index minerals, grade, and facies describe metamorphism

1 Index minerals define metamorphic zones. Laboratory studies have determined the temperature and pressure at which various rocks and minerals have formed.

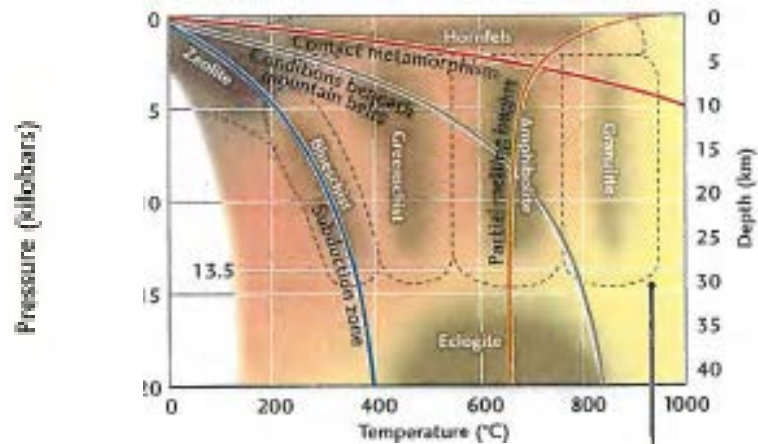
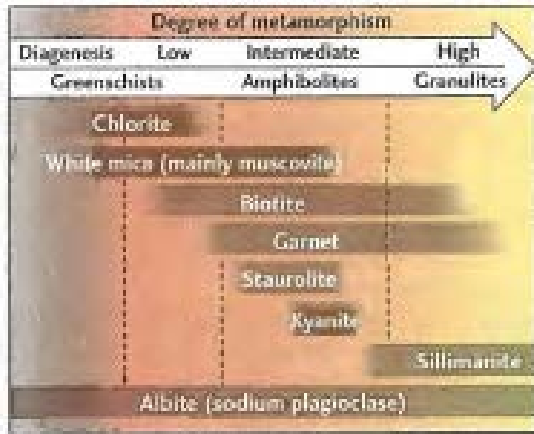
2 Isograds—lines that plot the transition from one mineral to another—can be used to plot the degree of metamorphism (temperature and pressure) over an area such as New England.

3 As rocks such as slate metamorphose, they progress from low-grade rocks to high-grade rocks.





Changes in the mineral composition of mafic rocks, metamorphosed under conditions ranging from low grade to high grade.



4. With increasing Metamorphic grade, mineral composition changes, and ...

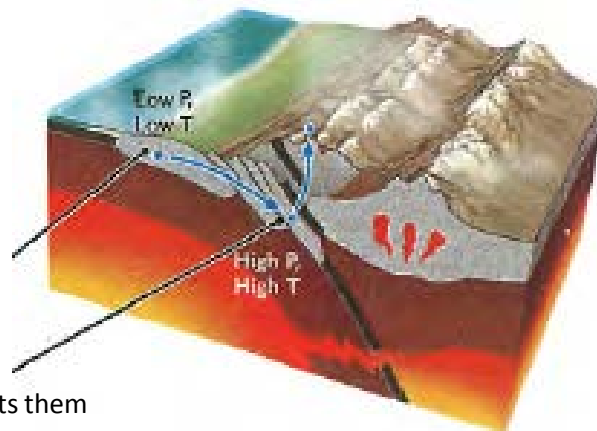
5 ... these mineral suites define metamorphic facies.

6 Metamorphic facies correspond to particular combinations of pressure and temperature, ...

7 ... and these combinations of P and T can be used to indicate specific tectonic environments.

Dotted lines indicate overlapping boundaries of metamorphic facies.

8 Tectonic transport moves rocks through different pressure-temperature zones, from shallow to deep levels in the crust, ...



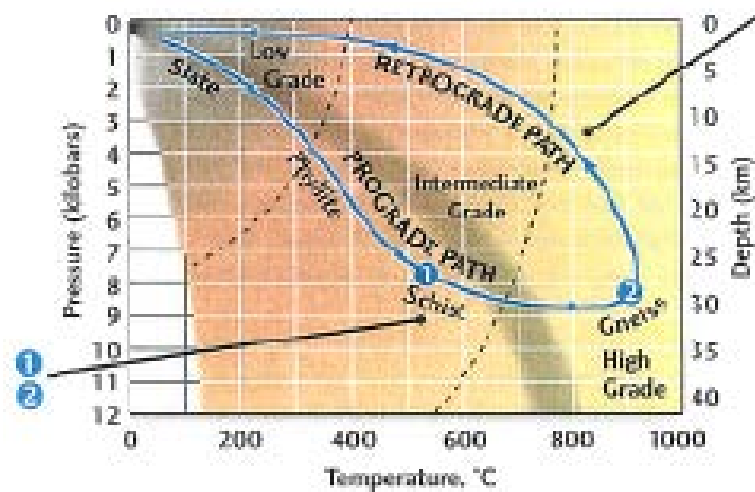
9 ... and then transports them back to the shallow crust or even to the surface of the Earth.

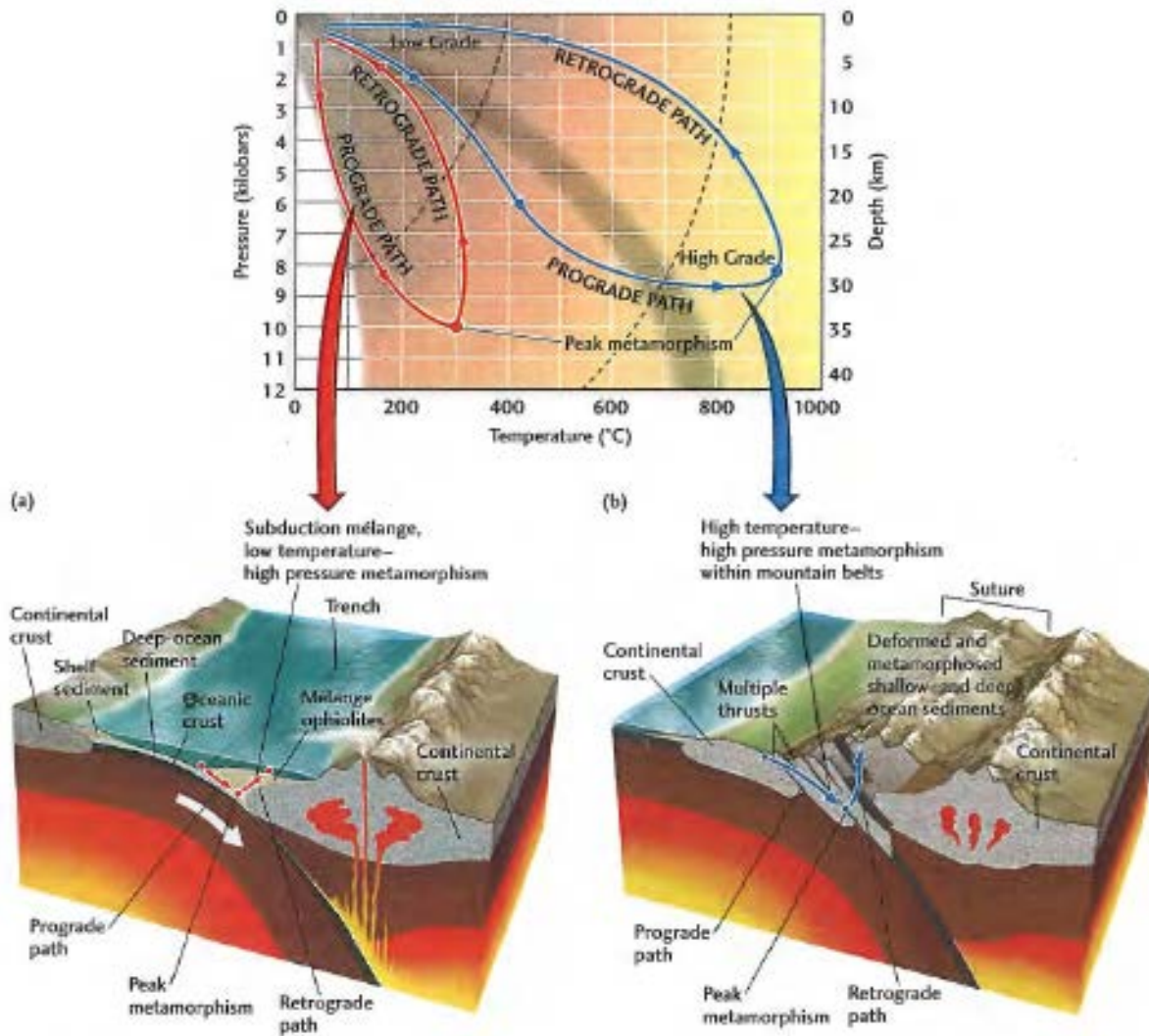
Major Minerals of Metamorphic Facies Produced from Parent Rocks of Different Composition

Facies	Minerals Produced from Ssile Parent	Minerals Produced from Basalt Parent
Greenschist	Muscovite, chlorite, quartz, albite	Albite, epidote, chlorite
Amphibolite	Muscovite, biotite, garnet, quartz, albite, staurolite, kyanite, sillimanite	Amphibole, plagioclase feldspar
Granulite	Garnet, sillimanite, albite, orthoclase, quartz, biotite	Calcium-rich pyroxene, calciumrich plagioclase feldspar
Eclogite	Garnet, sodium-rich pyroxene, quartz/coesite, kyanite	Sodium-rich pyroxene, garnet

3. As rock is carried deeper in Earth's crust and is subjected to higher temperatures and pressures (the prograde path), the garnet crystal initially grows in a schist but ends up growing in a gneiss as metamorphism progresses.

4. The retrograde path indicates decreasing temperatures and pressures as rocks are carried toward Earth's surface.





P-T paths and rock assemblages associated with (a) ocean-continent plate convergence and (b) continent-continent plate convergence. The P-T paths differ in illustrating

the lower geothermal gradients present in subduction zones. Rocks transported to similar depths and pressures beneath mountain belts become much hotter at an equivalent depth.

Neužívanější umělé názvy metamorfovaných hornin

Protolit	Typy metamorfózy, geotermy	Skupina zón velmi nízkých stupňů metamorfózy	Skupina zón nízkých stupňů metamorfózy	Skupina zón středních stupňů metamorfózy	Skupina zón vysokých metamorfních stupňů	Skupina zón velmi vysokých metamorfních stupňů a zón tavení
Pelitové a pelit-psamitové sedimenty (lutity, slty)	Formace kontaktní metamorfózy – andaluzitová geoterma	SKVRNITÁ, UZLÍKOVÁ, SNOPKOVÁ KONTAKTNÍ BŘIDLICE	PLODOVÁ KONTAKTNÍ BŘIDLICE s chistolitam	KONTAKTNÍ ROHOVEC s biotitem a andaluzitem PORCELANIT, SPILOZIT, DESMOZIT	KONTAKTNÍ ROHOVEC s pyroxenem, cordieritem, korundem	MIGMATIT, SANIDINIT, BUCHIT
	Formace regionální metamorfózy vyššího tlaku – kyanidová geoterma	FYLITOVÁ BŘIDLICE, POLOFYLIT, ASPIDNÍ BŘIDLICE	FYLIT sericitový, chlorit sericitový	FYLITOVÝ SVOR, SVOR s muskovitem, biotitem, kyanitem, staurolitem	PARARULA s diopsidem, granátem, BÍLÁ BŘIDLICE s fengitem, granátem a omfacitem	GRANULITOVÁ RULA s granátem, kyanitem, pyroxenem GRANULIT s hypersténem, BÍLÁ BŘIDLICE s coesitem
	Formace regionální metamorfózy nižšího tlaku – sillimanitová geoterma			SVOR s andaluzitem, SVOROVÁ PARARULA s muskovitem a biotitem, SMIREK, DIASPORIT	BIOTITOVÁ PARARULA s amfibolem, sillimanitem a cordierit + Kživec, KORUNDIT	GRANULITOVÁ RULA, GRANULIT s hypersténem SUEVIT, KÄRNÄIT, ALEMONT, FULGURIT, THETOMORFNÍ SKLO

Psamity a psefity		METAKONGLOMERÁT, METADROBA, METAARKÓZA	KONGLOMERÁTOVÝ FYLIT, KVARCIT se sericitem a chloritem	KONGLOMERÁTOVÝ SVOR, KVARCIT s muskovitem, biotitem, kalcitem, turmalínem SPARAGMIT	KONGLOMERÁTOVÁ RULA KVARCIT se sillimanitem, granátem, pyroxenem JADEITOVÝ KVARCIT	PYROPOVÝ KVARCIT
Vápence, dolomity, sliny		KATAKLAZOVANÝ KARBONÁT (vápenec, dolomit)	KRYSTALICKÝ VÁPENEC a DOLOMIT (MRAMOR) s tremolitem, zoisitem, flogopitem KARBONÁTOVÝ FYLIT	MRAMOR KALCITOVÝ, DOLOMITOVÝ s diopsidem, forsteritem, skapolitem, MAGNEZIT, SIDERIT, ANKERIT, KARBONÁTOVÝ SVOR, ERLAN s pidotem, vesuviánem BLUDOVIT, EGERAN	MRAMOR s wollastanitem, chondroditem, ERLAN s pyroxenem	MRAMOR s melilitem, spuritem, lamitem, tilleyitem, merwinitem apod.
Magnolit, Ferolit		METAMANGANOLIT METAFEROLIT	OTTRELITOVÁ BŘIDLICE, ITABIRIT, JASPILIT	SKARN ŽELEZITÝ KVARCIT	SKARN	SKARN
Organolit		ANTRACIT	ŠUNGIT GRAFITOVÝ FYLIT	GRAFITOVÝ SVOR	GRAFITOVÁ PARARULA KARBONIT	

Bazické vyvřeliny	Formace kontaktní a regionální metamorfózy – sillimanitová a kyanidová geoterma	KATAKLAZO- VANÉ GABRO KATAKLAZO- VANÝ BAZALT METAGABRO METABAZALT se zeolity	ZELENÁ BŘIDLICE s albitem, chloritem, zoisitem, aktinolitem, METAGABRO a METABAZALT s uralitem	AMFIBOLIT ALBIT- EPIDOTOVÝ, BAZICKÝ ORTOROHOVEC s epidotem, amfibolem	PLAGIO- KLASOVÝ AMFIBOLIT BAZICKÝ ORTOROHOVEC s pyroxeny	MIGMATIZOVANÝ AMFIBOLIT BAZICKÝ GRANULIT (TRAPGRANULIT)
Kyselé a intermed. magmatitů	Formace vysokotlaké metamorfózy – kyanitová a lawsonit- fengitová geoterma	METAGABRO a METABAZALT s lawsonitem	MODRÁ BŘIDLICE, GLAUKOFANIT GLAUKOFANOVÁ BŘIDLICE s mastkem a kyanitem	PRASINIT s barroisitem	EKLOGITOVÝ AMFIBOLIT EKLOGIT GRIQUAIT	EKLOGIT s coesitem, diamantem

Přehled hlavních živcových regionálně metamorfovaných hornin

Hlavní minerály (kromě plagioklasů)	albit	oligoklas	andezín	labradorit až anortit	další možné minerály
sericit, chlorit, křemen	fylity				chloritoid
muskovit ± biotit, křemen	svory (živce jen v podřízeném množství)				granát, staurolit, distén
biotit nebo biotit + muskovit		pararuly			draselný živec, sillimanit, granát, cordierit
diopsid, křemen, titanit		pyroxenické pararuly (erlány)			draselný živec, obecný amfibol
draselný živec, biotit nebo biotit + muskovit	ortoruly				granát turmalín
draselný živec, granát + biotit	světlé granulita				distén, sillimanit
aktinolit, chlorit, epidot	zelené břidlice				kalцит, křemen, titanit
glaukofan	glaukofanity				epidot, lawsonit, pumpellyit, chlorit
obecný amfibol		amfibolity			granát, diopsid
diopsid, hypersten, granát		pyroxenické granulity			draselný živec

Přehled hlavních bezživcových regionálně metamorfovaných hornin

Skupiny hornin, jejich jednotlivé typy	Hlavní minerály	Další možné minerály
<i>Sedimentogenní horniny</i>		
kvarcity	křemen	sericit, muskovit, biotit, živce, diopsid, obecný amfibol, granát
mramory	kalcit, dolomit	forsterit, tremolit, diopsid (wollastonit)
metaferolity smirky	magnetit, hematit, korund, magnetit	křemen chloritoid
<i>Magmatogenní horniny</i>		
eklogity	omfacit, granát	amfibol, rutil, distén
serpentinity (hadce)	serpentin, magnetit	reliktní pyrop a reliktní pyroxeny, tremolit, brucit
mastkové břidlice	mastek	chlorit
krupníky	mastek, dolomit nebo magnezit	chlorit, tremolit
chloritické břidlice	chlorit, magnetit	mastek, altinolit

Přehled hlavních kontaktně metamorfovaných hornin

Skupiny hornin, jejich jednotlivé typy	Hlavní minerály	Další možné minerály
<i>Kontaktně metamorfované pelity</i>		
skvrnité břidlice	sericit, chlorit, křemen, albit, ve skvrnách rudní nebo grafitický pigment	epidot
plodové břidlice	sericit, biotit, křemen, plagioklas, v plodech hlavně cordierit	andaluzit (chiastolit)
kontaktní rohovce	hlavně cordierit, biotit, plagioklas, křemen	draselný živec, cordierit, andaluzit
<i>Kontaktně metamorfované slínité horniny</i>		
kalcit-chlorit-epidotické břidlice	epidot, chlorit, kalcit	biotit, křemen, albit
vápenato-silikátové rohovce		
amfibolické	plagioklas, obecný amfibol, křemen	diopsid, biotit, kalcit
pyroxenické	plagioklas, diopsid, křemen	grosular, vesuvián, biotit
<i>Kontaktně metamorfované bazické horniny</i>		
bazické ortorohovce		
slabě metamorfované	albit, epidot, aktinolit, chlorit	křemen
středně metamorfované	plagioklas, obecný amfibol	diopsid, biotit, křemen
silně metamorfované	plagioklas, diopsid, hypersten	biotit

Popisné názvy různých typů chorizmitů

	označení smíšené horniny	její původní složka	novotvořená (granitická) složka	texturní vztahy obou složek					původní složka ve šnechách neostrých různých tvarů	
				ložní střídání (páskování)	příčné pásy	nepřavidelné žilkování	okaté	úlomkovité		
Sederholm 1923	migmatit			arterit		diktyonit		agmatit	nebulit	ptygmatity (Sederholm) extrémně provrášněné žilky
Jung-Roques 1952	migmatit	osnova	příměšený materiál	embrechit páskovaný, žilkovaný			okatý	agmatit	anatexit	
Huber 1942	chorizmit	chirosom	achirosom	stromatit	flebit		oftalmit	mezizmit	nebulit	divoké migmatity (wildmigmatites, Berthelsen et al. 1962) vícenásobně zvrásněné a migmatizované horniny
Šurkin 1967	migmatit	subtrát	podvýžný materiál	poločá-tyj migmatit	setčá-tyj migmatit	větvy-tyj migmatit	očkový migmatit	glybovytyj (brekčije-tyj) migmatit	těněvoj migmatit	
Hejtman 1962	migmatit	subtrát	metatekt	migmatity konkordantně páskované	migmatity diskordantně žilkované		migmatity s čočkovitými agregáty nebo metablasty	migmatit s brekčiovitým subtrátem	horniny difúzně migmatizované	
Mehnert 1908	migmatit	podle geneze { melanosom restit paleosom	leukosom metatekt eutekt metatekt ektet mobilizát neosom	stromatitická textura	diktyonitová textura flebitická		oftalmitová (popř. perlová rula) stiktolitová textura	agmatitová textura	nebulitická textura	