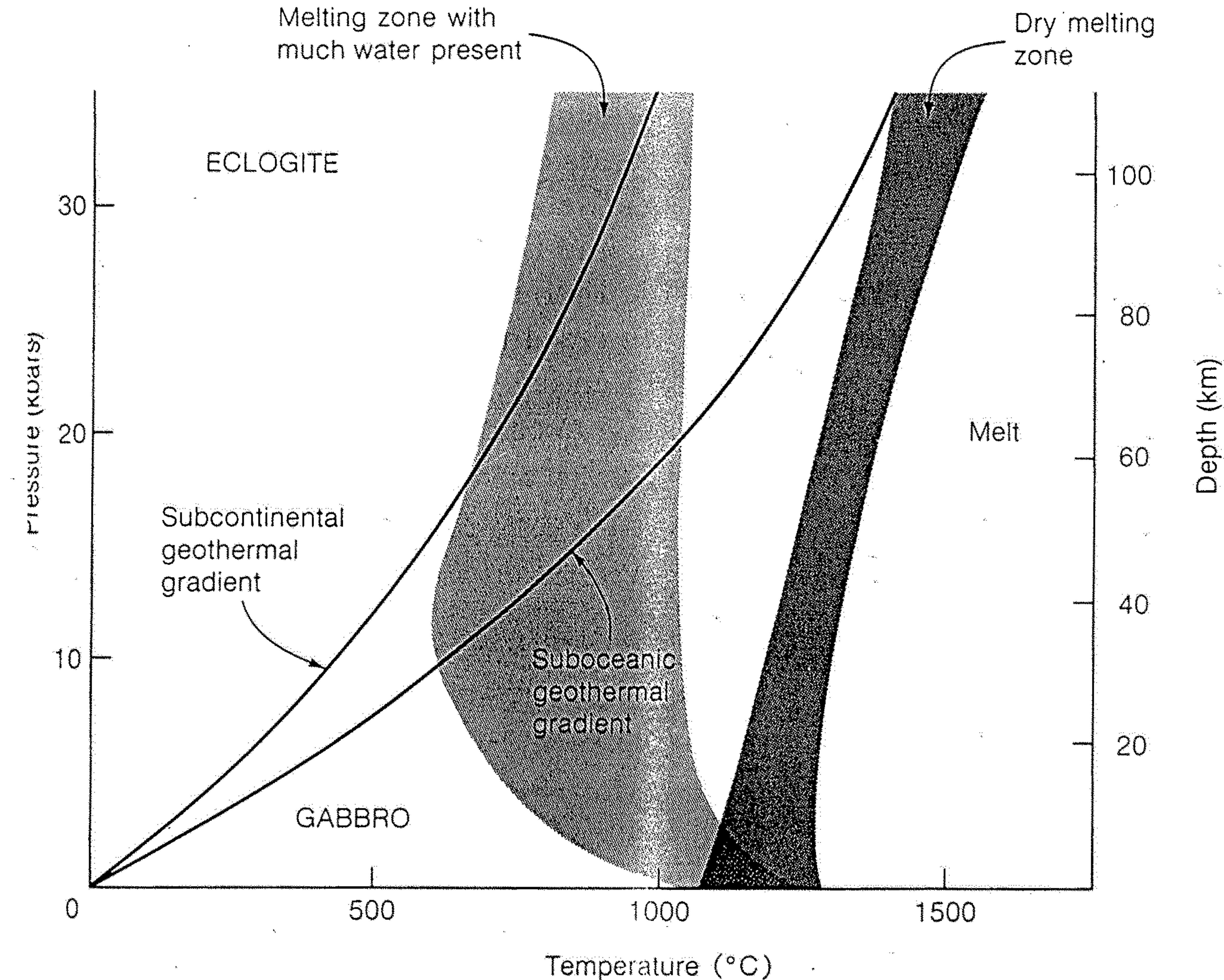
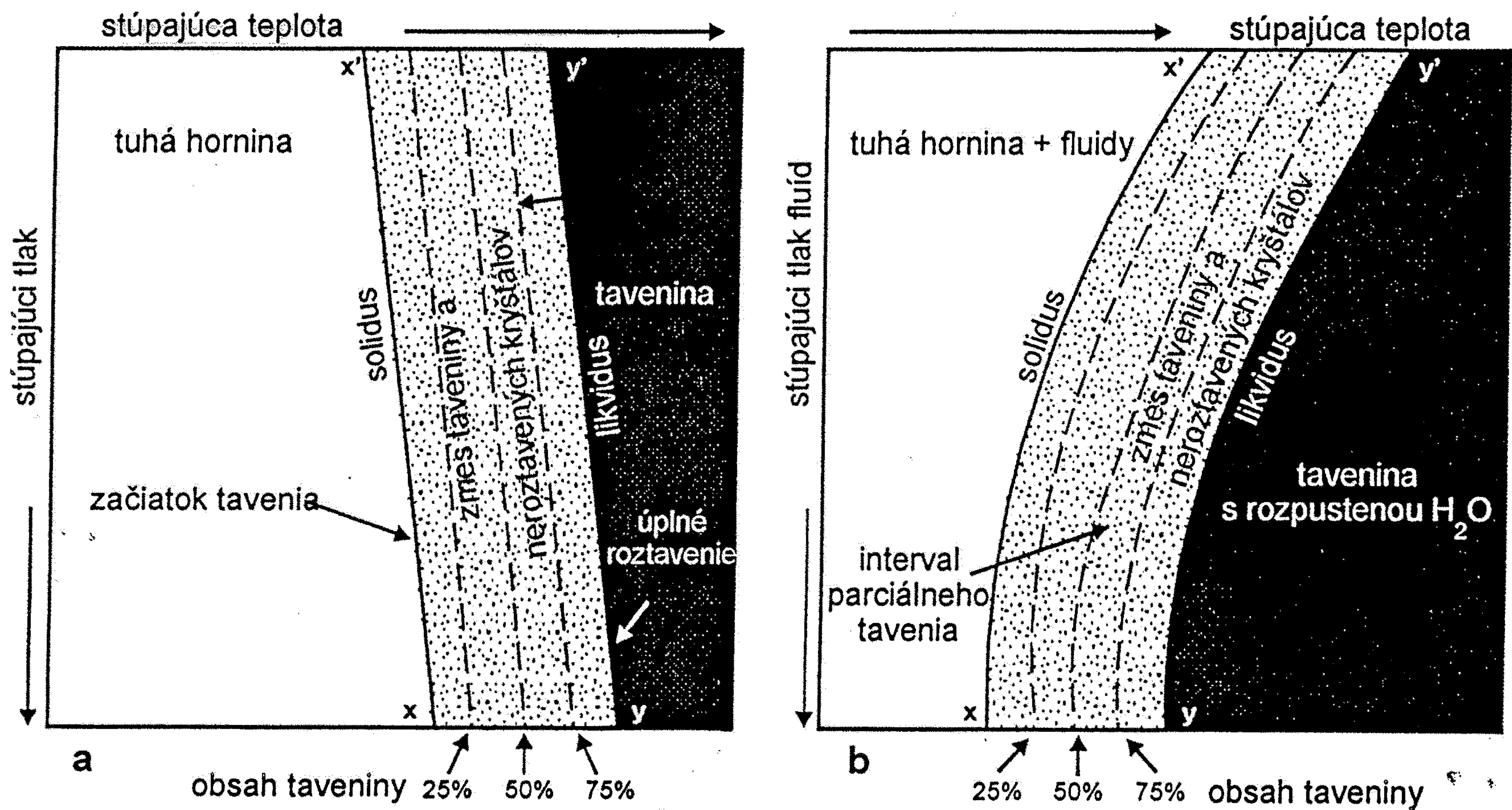


Figure 5.19. The rock cycle. Different paths and successions characterize the crustal histories of Earth materials from different geologic environments. The cycle has been repeated in variable sequence, depending on local geologic circumstances, since formation of the planet. (Source: W. G. Ernst, *Earth materials*, Prentice-Hall, 1969.)

Figure 15-11

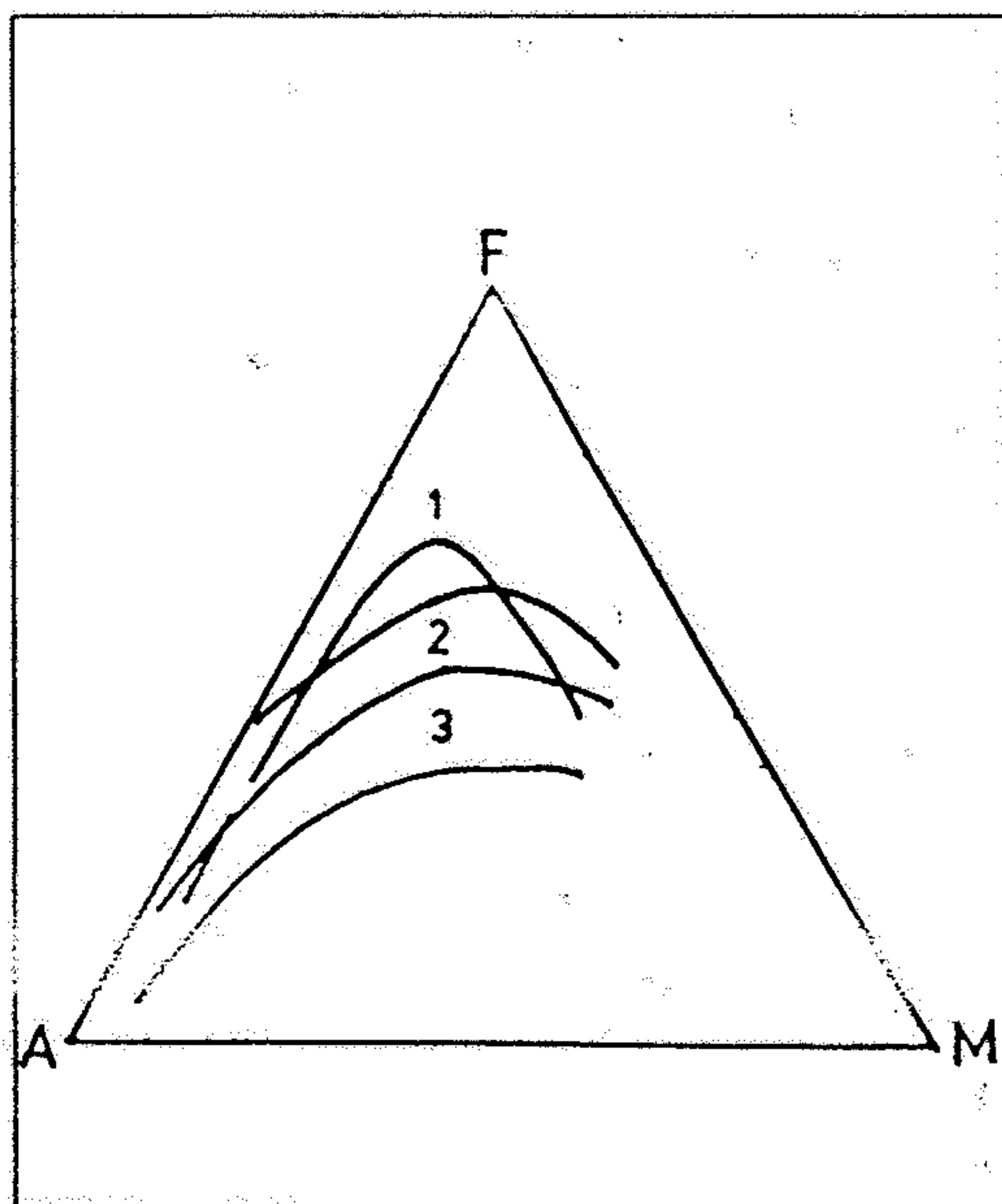
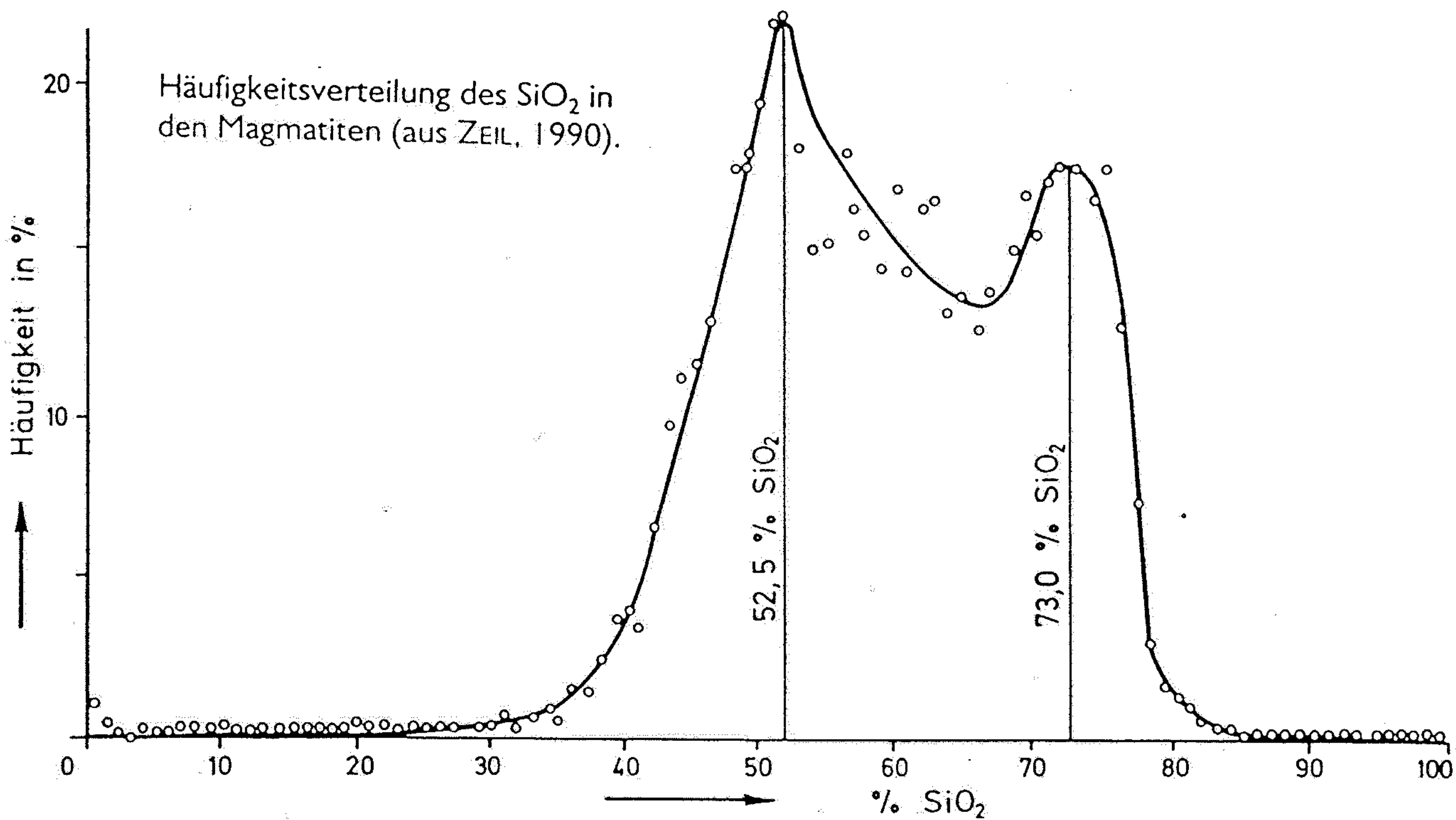
The melting temperatures of rocks of the same chemical composition as basalt vary greatly with pressure, temperature, and the amount of water present. The melting region for water-containing rocks of these compositions is at much lower temperatures than for dry melts. These are shown in relation to subcontinental and suboceanic geothermal gradients. It can be seen that basalt melting can take place in water-rich melts at much lower pressures—and hence at shallower depths—under the oceans than under the continents. The solid rocks shown are gabbro, the coarse-grained equivalent of basalt (at low pressures), and eclogite, one of the presumed materials of the mantle (at high pressures). [Simplified and modified from *Petrologic Phase Equilibria* by W. G. Ernst. W. H. Freeman and Company. Copyright © 1976.]



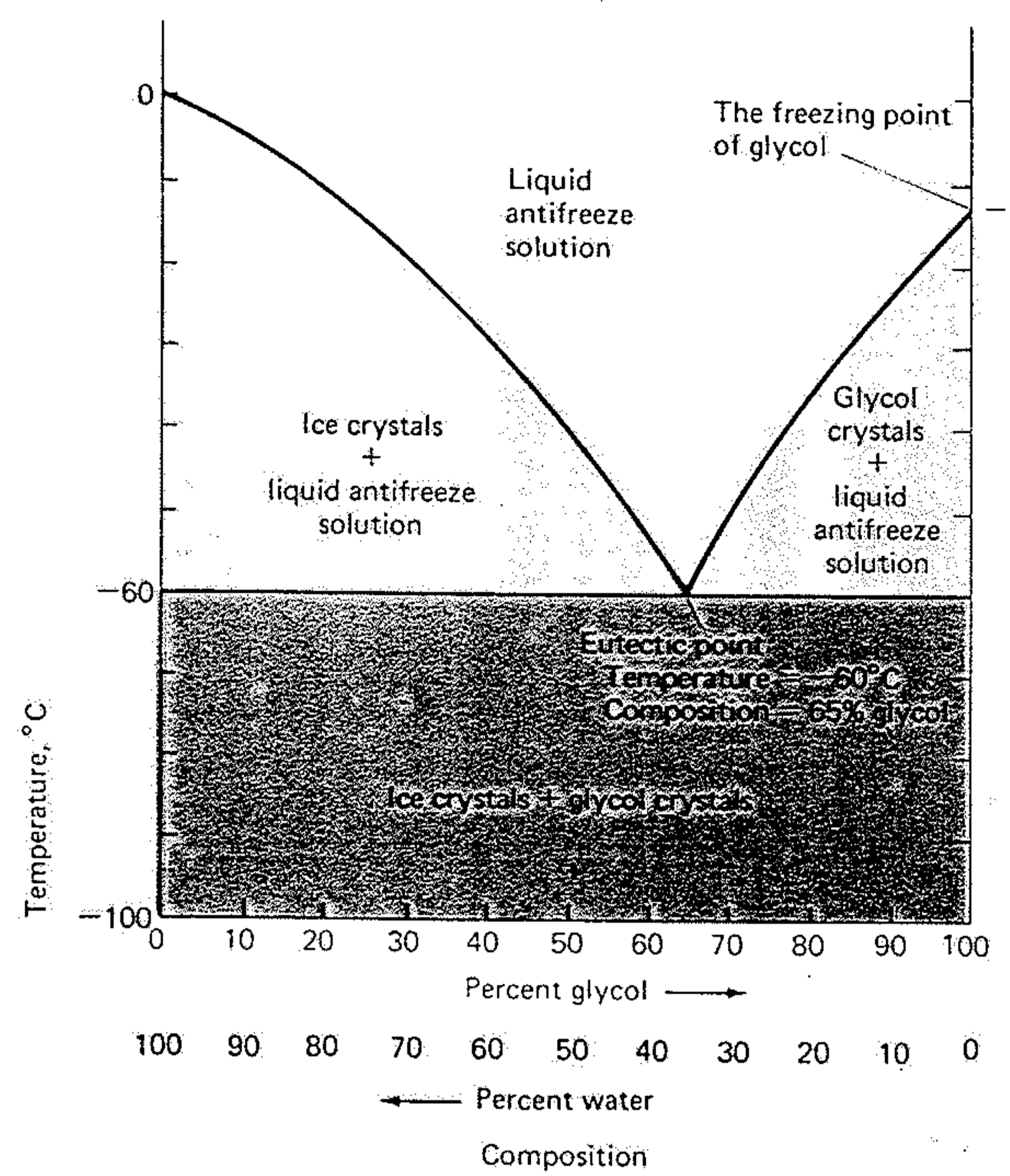
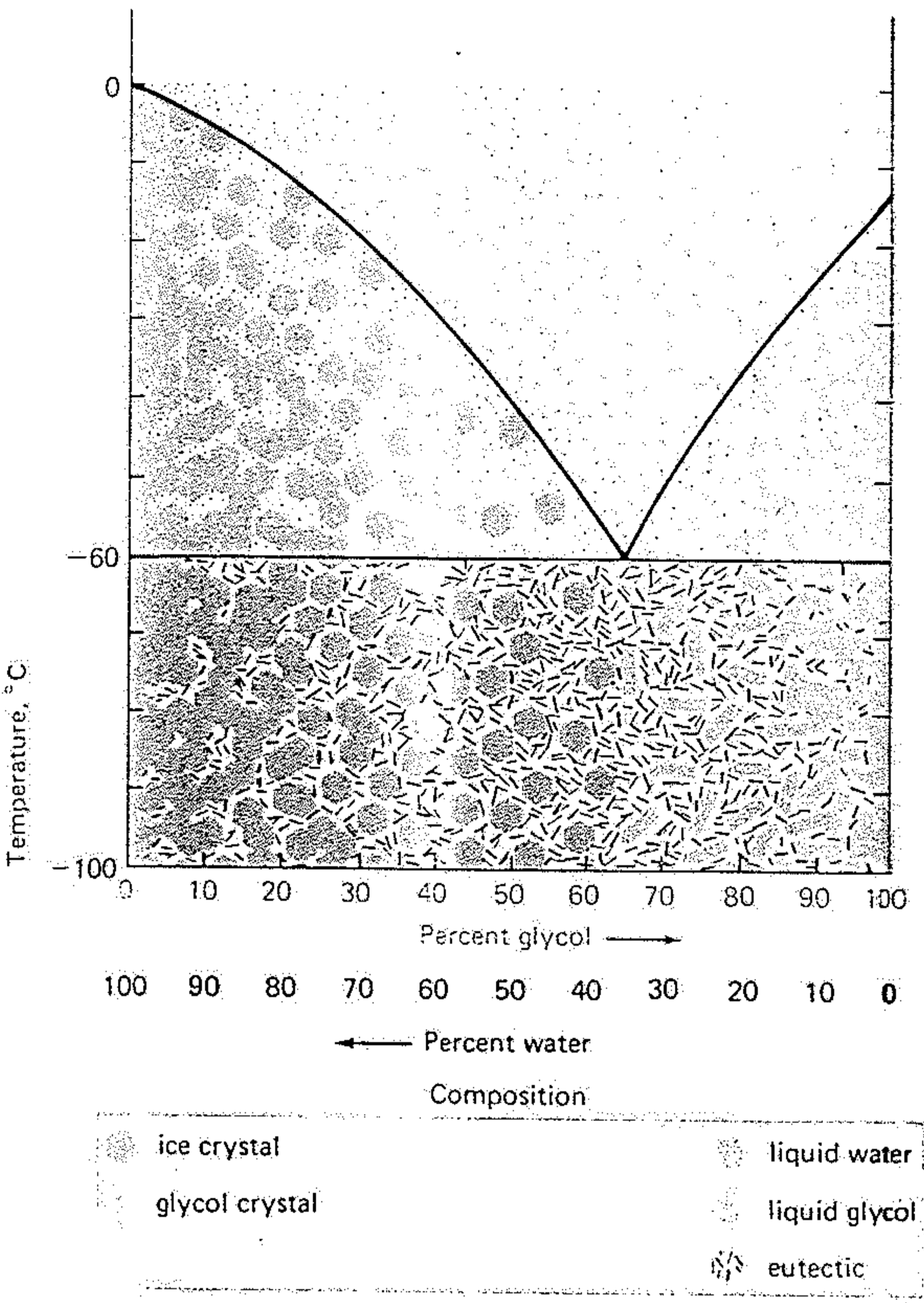


Obr. 6.2. Diagramy ilustrujúce tavenie hornín, odrážajú vplyv tlaku a prítomnosti H_2O na teplotu ich tavenia. a – Suché tavenie. Krivka $x - x$ (solidus) vyznačuje začiatok tavenia horniny, krivka $y - y$ (likvidus) jej úplné roztavenie. Medzi týmito krivkami je oblasť, v ktorej koexistuje tavenina a zmes neroztavených minerálov. Interval tavenia môže mať rozsah až $500\text{ }^\circ\text{C}$. Z diagramu vyplýva, že pri suchom tavení so stúpajúcim tlakom zvyšuje sa aj teplota tavenia horniny. b – Mokré tavenie. Za prítomnosti H_2O sa táto rozpúšťa v tavenine a znižuje teplotu tavenia horniny. Množstvo rozpustenej H_2O sa zvyšuje so stúpajúcim tlakom, a preto sa jej účinok pri vysokých tlakoch zväčšuje, čo má za následok znižovanie teploty tavenia horniny. (upravené podľa Skinnera – Portera 1987)

Häufigkeitsverteilung des SiO₂ in den Magmatiten (aus ZEIL, 1990).



Obr. 44: Pole hlavních vulkanických sérií a průběh jejich magmatické diferenciace v AMF diagramu. 1. tholeiitická série, 2. vápenatoalkalická série, 3. alkalická série. (podle Hovorka, Suk 1985). A= Na₂O + K₂O, F= FeO tot. (celkový obsah dvojmocného železe, Fe₂O₃, přepočteno na FeO), M= MgO.



(b)

(a)

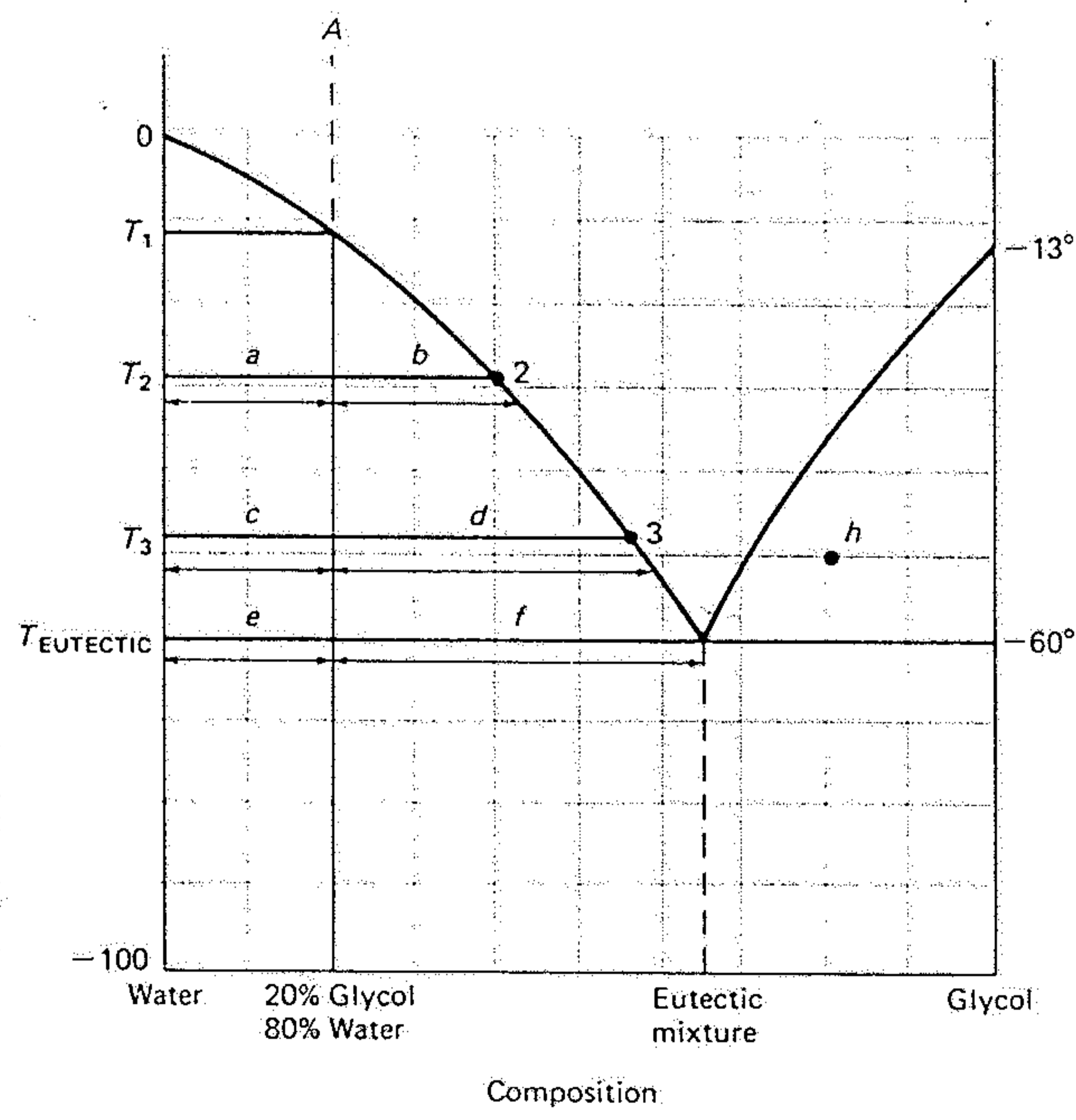
liquid whose composition is given by the point 3. At T_3 ,

$$\frac{\text{crystals}}{\text{liquid}} = \frac{d}{c}$$

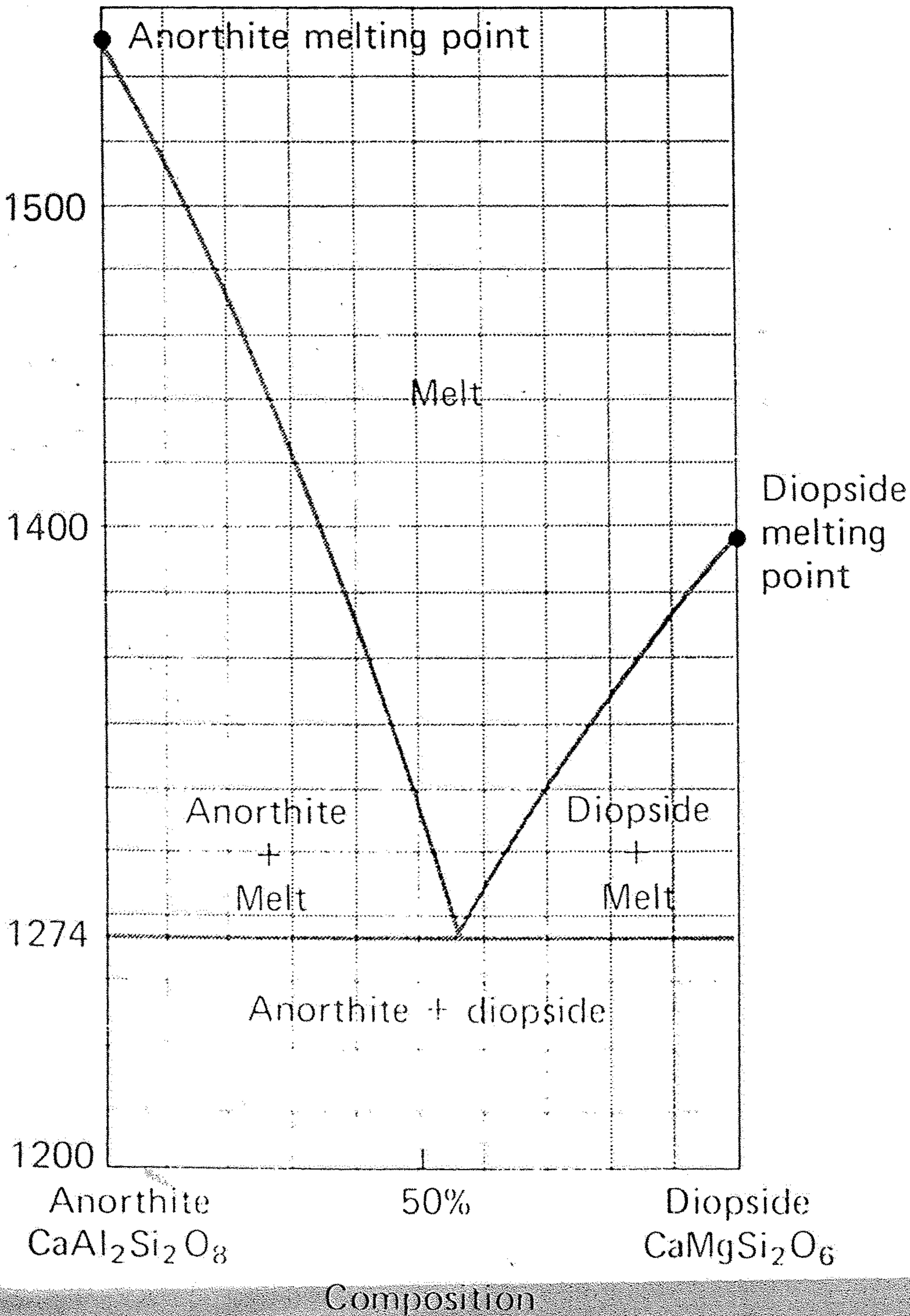
This method of determining the proportion of liquid and solid in a phase diagram is known as the lever rule. Just before the eutectic temperature is reached,

$$\frac{\text{crystals}}{\text{liquid}} = \frac{f}{e}$$

When the eutectic point is reached, the liquid is of the eutectic composition: 65 percent glycol and 35 percent water. Now crystals of glycol start to form simultaneously with ice. The temperature can fall no further until all the liquid has been frozen at which point our original liquid of composition 20% glycol and 80% water now consists of a completely solid crystalline mixture of 20% glycol and 80% ice.



(c)



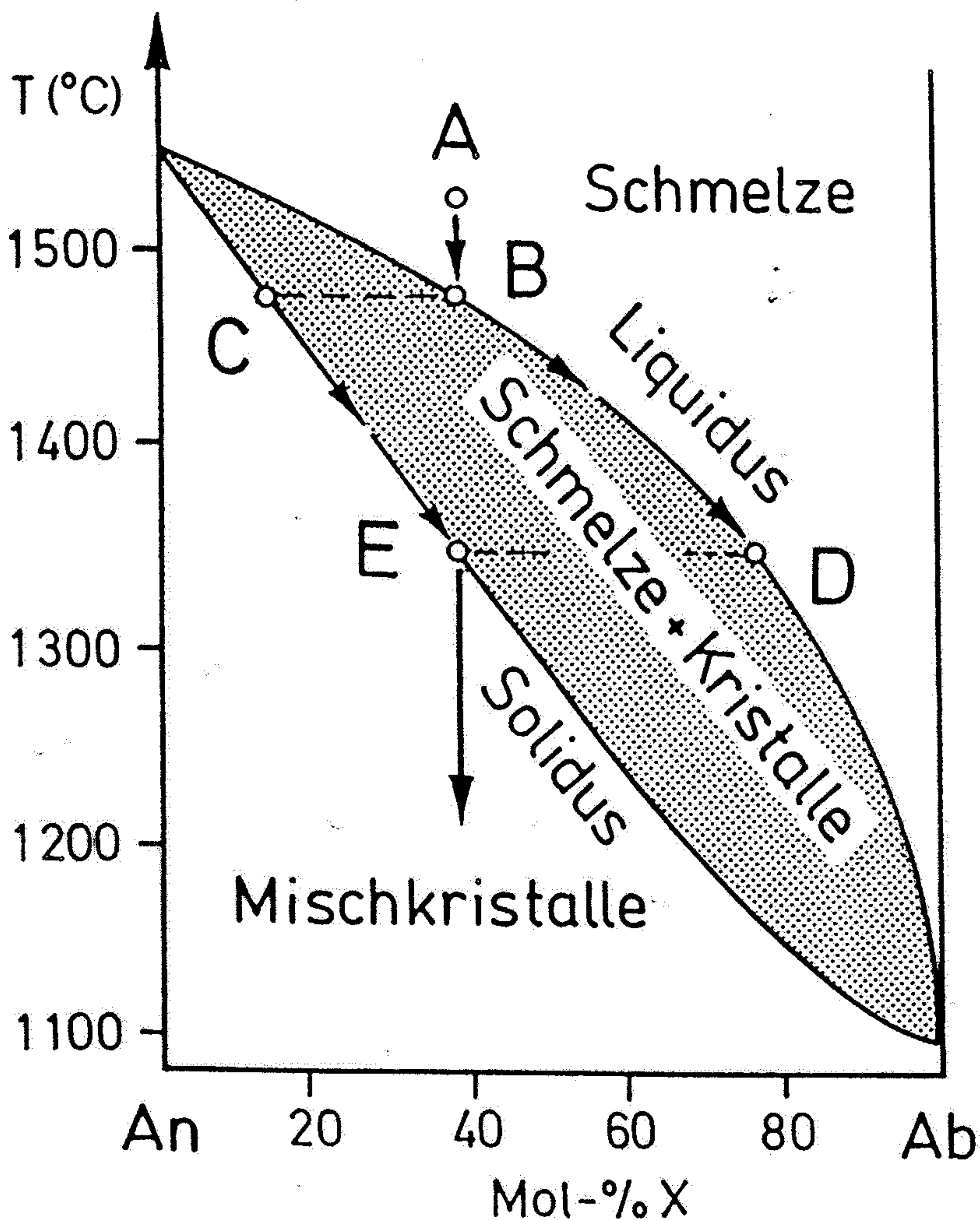
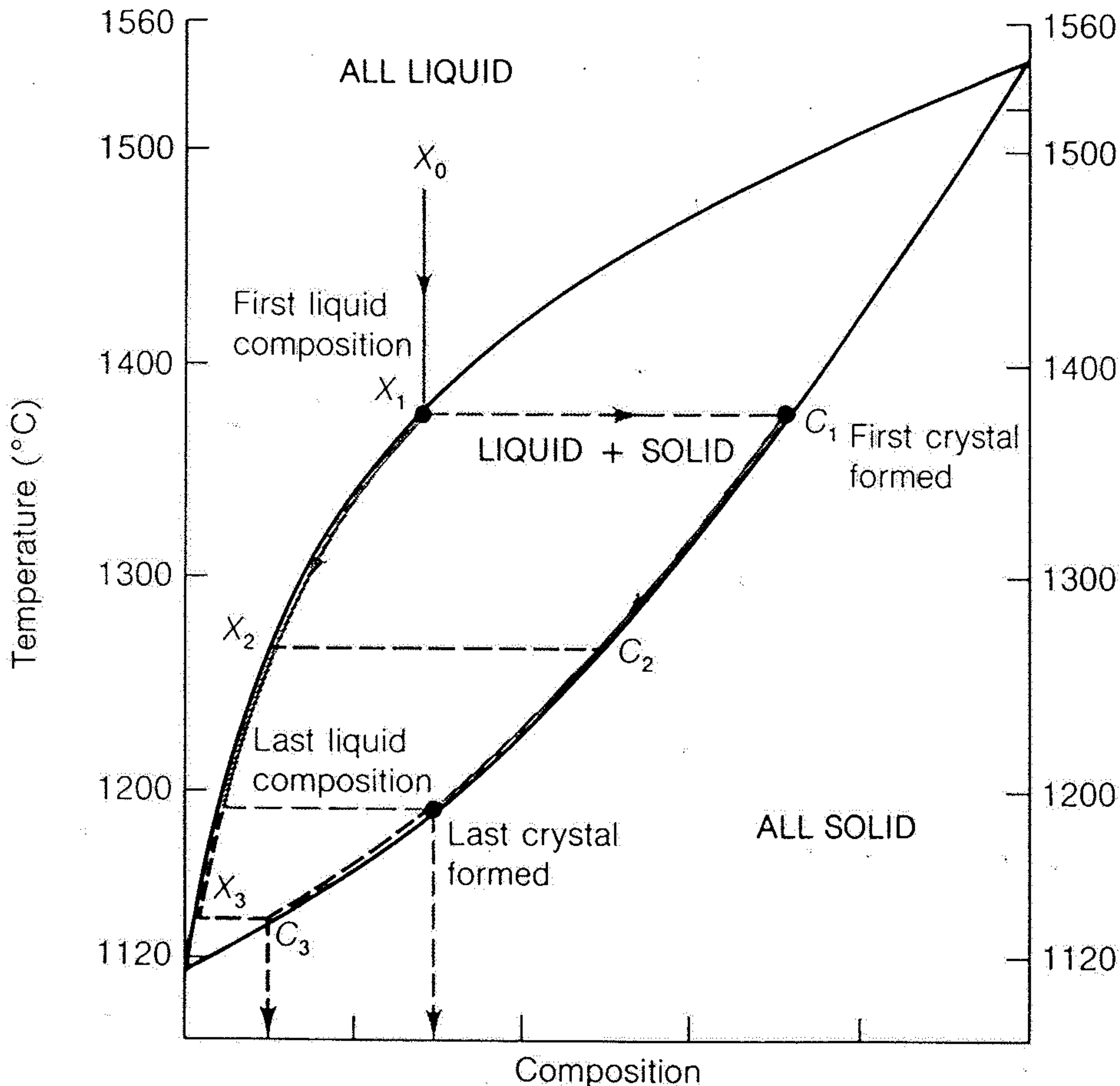


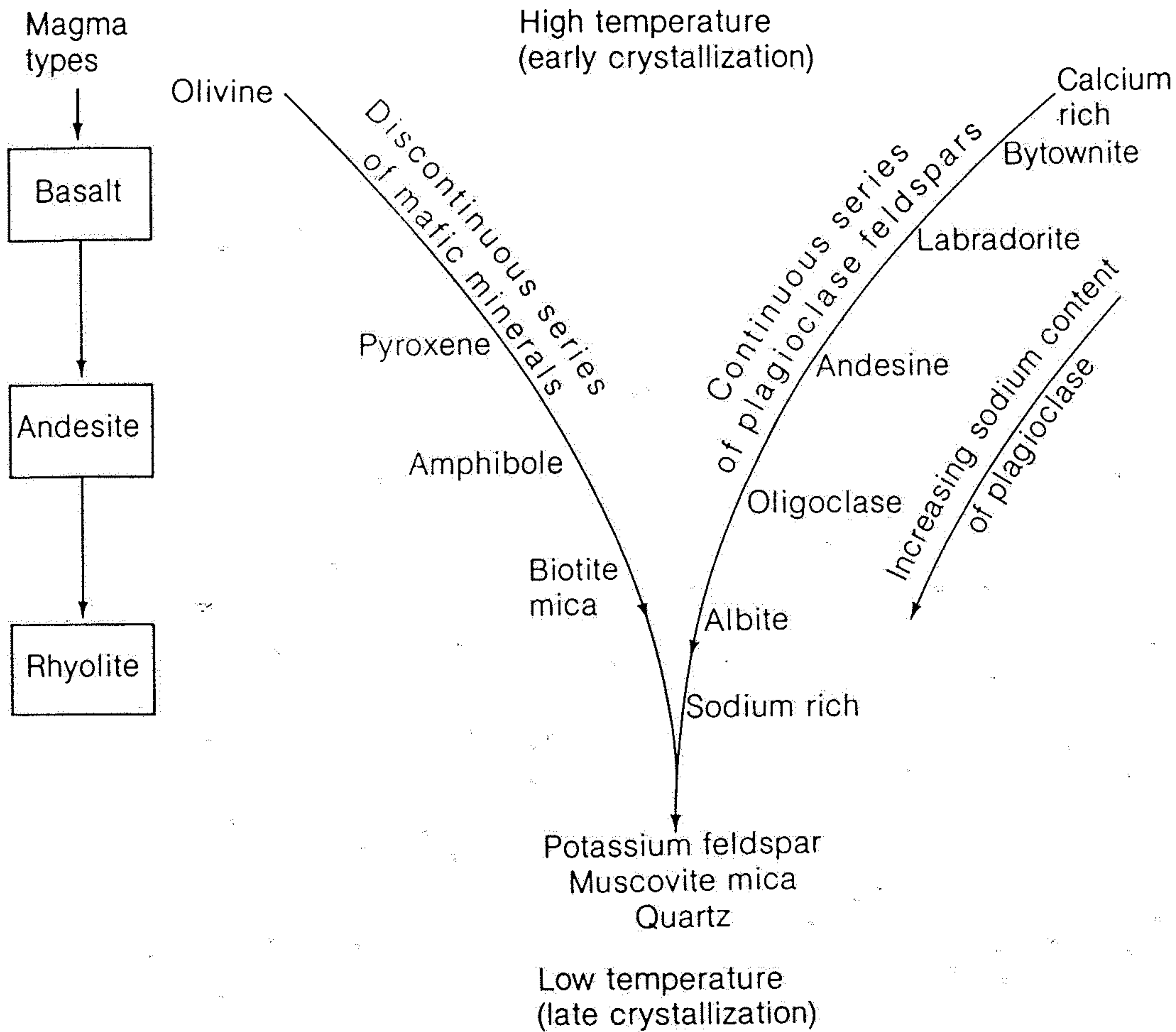
Abb. 12.13

T-X-Phasendiagramm (T = Temperatur, X = Zusammensetzung) der Plagioklas-Mischkristallreihe Albit-Anorthit (vgl. Kasten 3.1): Es zeigt die Kristallbildung aus einer sich abkühlenden Schmelze. Dieses Zwei-Phasen-Diagramm stellt einen Laborversuch dar, an dem Plagioklas und Schmelze beteiligt sind (Im Falle von silikatischen Schmelzen liegen Vielstoffsysteme vor, die ein wesentlich komplexeres Kristallisationsverhalten aufweisen). Bei diesem Versuch wird ein Mineralpulver mit der Zusammensetzung 60 % An (Anorthit), 40 % Ab (Albit) zu der Temperatur beim Punkt A aufgeschmolzen. Bei langsamer Abkühlung beginnt beim Erreichen von Punkt B Plagioklas mit der Zusammensetzung C (ca. 80 % An) zu kristallisieren. Punkt B liegt auf der **Liquiduskurve**, der Phasengrenze zwischen den Feldern „Schmelze“ und „Schmelze + Kristalle“ (mehr zu Phasendiagrammen in Kasten 13.1). Bei weiterer langsamer Abkühlung bewegt sich die Zusammensetzung der Restschmelze entlang des Liquidus (Linie B–D). Gleichzeitig werden die mit der Schmelze im Gleichgewicht stehenden Plagioklase zu immer Ab-reicheren Zusammensetzungen umkristallisiert (entlang der Linie C–E, die auf dem Solidus liegt). Die **Soliduskurve** ist die Phasengrenze zwischen den Feldern „Schmelze + Kristalle“ und „Kristalle“. Wird der Punkt E erreicht, ist die Restschmelze aufgebraucht und es liegt Plagioklas mit der Zusammensetzung von An 60 % vor, was der chemischen Ausgangszusammensetzung der Schmelze bei A entspricht. Das System funktioniert bei langsamer Aufheizung genau umgekehrt, d.h. wird ein Plagioklas mit 60 % An bis ca. 1350°C aufgeheizt (Punkt E), beginnt die Aufschmelzung, wobei sich die Kristallphase entlang des Solidus bewegt (E–C) und die Schmelze entlang des Liquidus (D–B) usw. (verändert nach ZEIL, 1990).



		Composition					
		% Anorthite					
$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	0	20	40	60	80	100	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$
		% Albite					
Albite	100	80	60	40	20	0	Anorthite

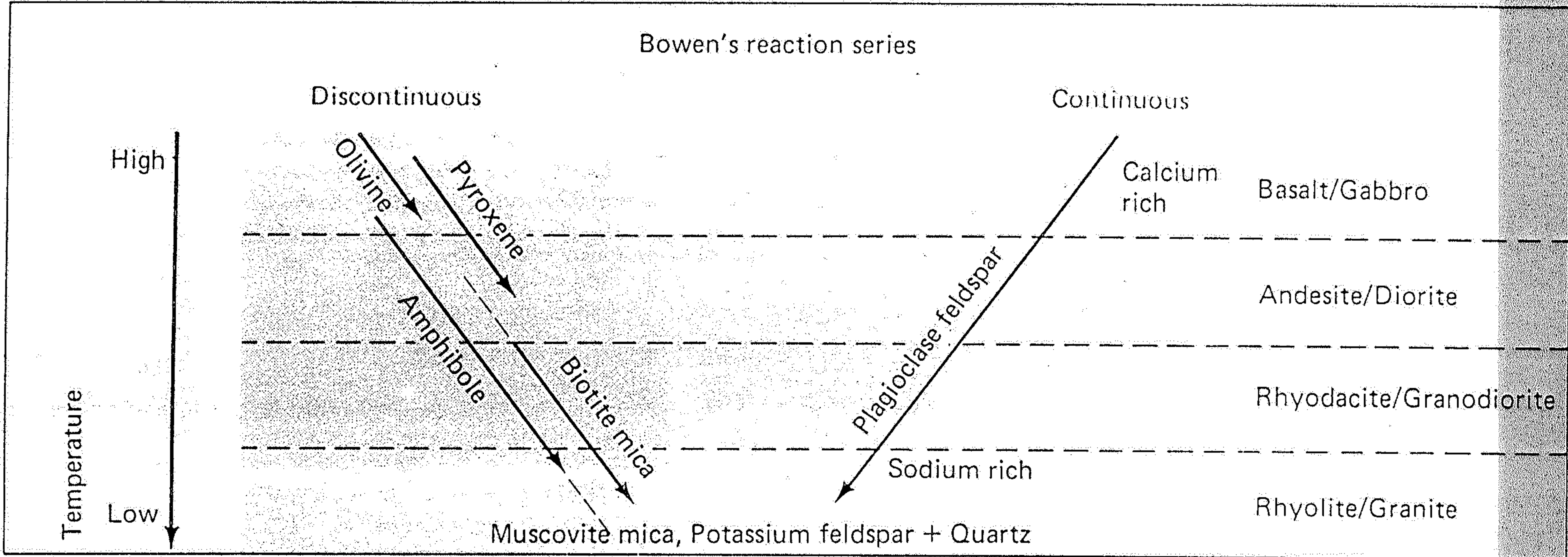
Crystallization diagram for the cooling of a plagioclase feldspar melt. The original melt at composition X_0 (about 30% anorthite) cools to a temperature of about 1370°C (X_1), at which point the first crystal of composition C_1 is formed. As successive crystals are formed, the liquid changes in composition to that indicated by point X_2 , at which time all crystals have reacted to form crystals of composition C_2 . If crystals continue to react with the melt, the liquid moves down the curve to about 1190°C , the point at which the last liquid forms a crystal with the composition of the original melt. If crystals of composition C_2 are withdrawn at this point, before they react, the liquid will change to composition X_3 , and the final crystal will be composition C_3 .



Bowen's reaction series, showing how the sequence of fractional crystallization of a melt could lead to the formation of differentiated magmas.

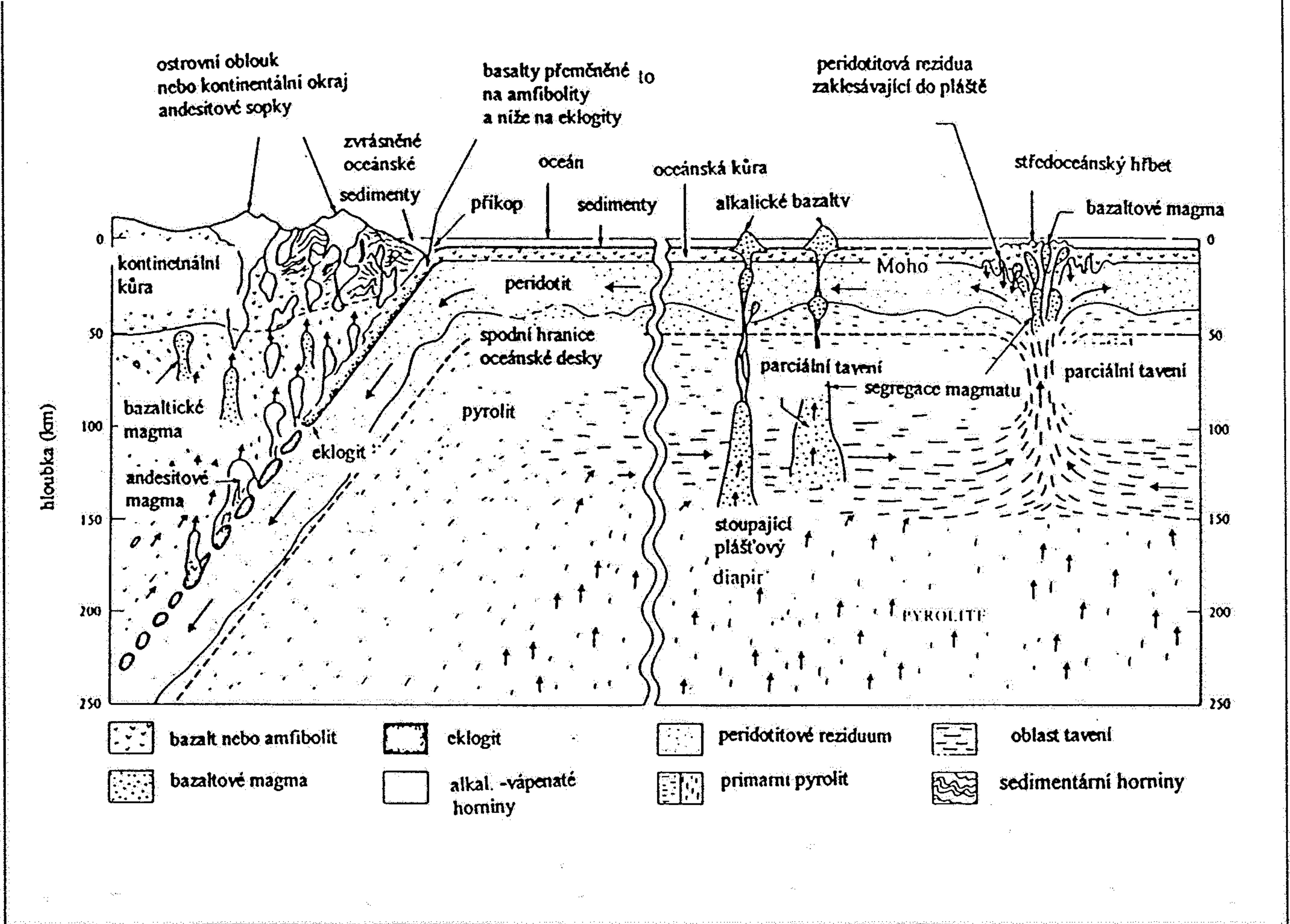
3.23

The reaction series of N. L. Bowen. It shows the variation in mafic mineral (in the discontinuous series) and plagioclase composition (in the continuous series) which will crystallize with decreasing temperature during the fractional crystallization and differentiation of basalt magma.

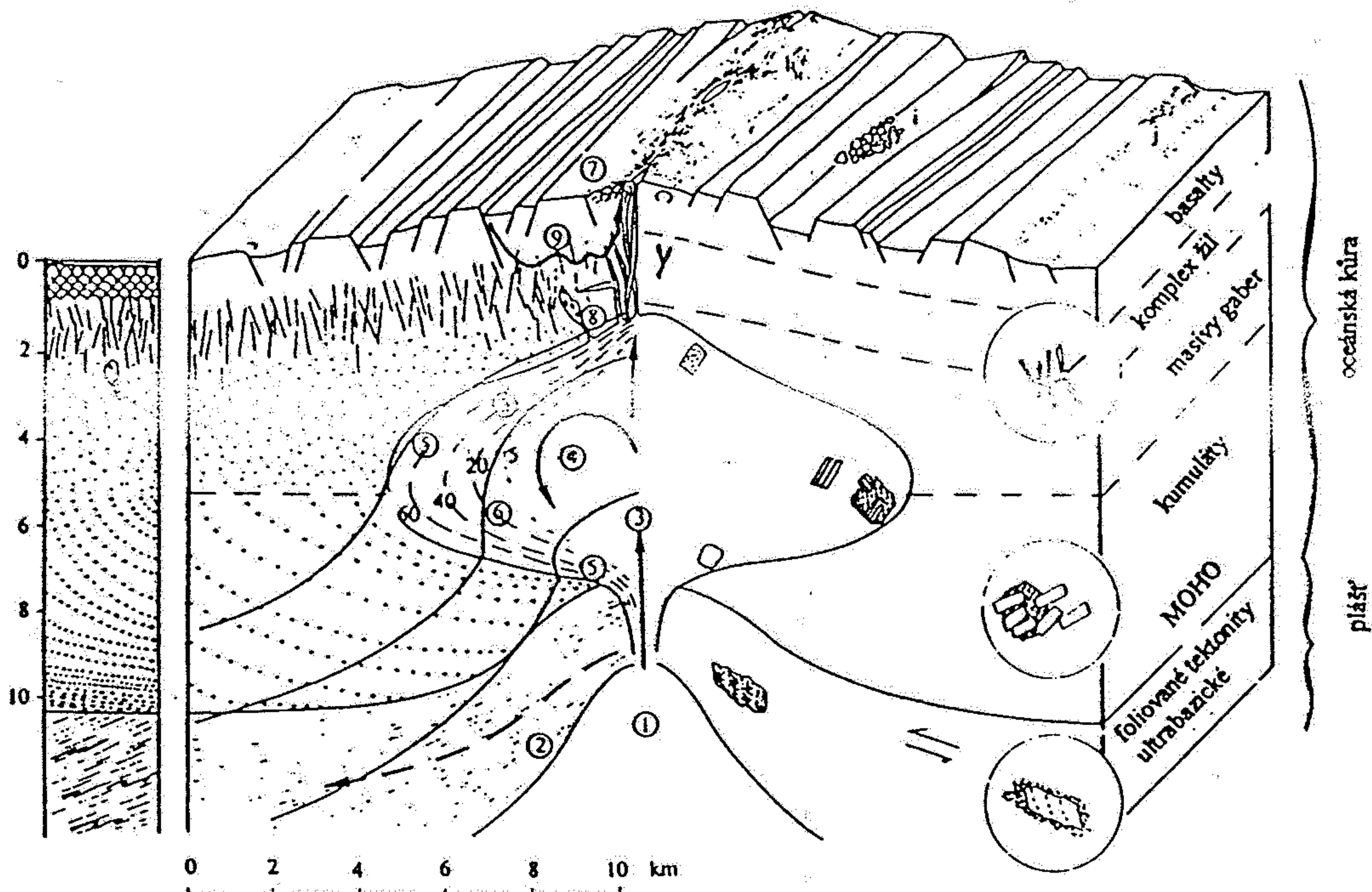


Tab. 11: Horninotvorné minerály vyvřelých hornin

Minerál	chemický vzorec	charakteristika	výskyt
SVĚTLÉ MINERÁLY:			
křemen	SiO ₂	bez štěpnosti, skelný lesk, šedý, bílý, namodralý	granitoidy a jejich výlevné a žilné ekvivalenty
draselný živec	K Al Si ₃ O ₈	narůžovělý, štěpný	alkalické vyvřeliny
plagioklasy	směs Na AlSi ₃ O ₈ a Ca Al ₂ Si ₂ O ₈	štěpný, žlutobílá až šedá barva,	ve všech typech hornin s výjimkou ultrabazik, a hornin bohatých foidy
muskovit	fylosilikát K, Al	štěpný, lupenitě odlučný, skelný lesk	granitoidy
foidy leucit nefelin -	K AlSi ₂ O ₆ NaAlSi ₃ O ₈ - sodalit (+NaCl) → nosean (+sírán Na) havign (+sírán Na+Ca)	+ primární: analcim (vodnatý) lauzeinit (K,K) ₂ Ca melilit Ca, Na, Sr a Mg (Fe) al Si ₂ O ₄	výlevné horniny, trachyty, fonolity, tefrity, alkalické. - CO ₂ (SO ₄ , Cl) syenity
TMAVÉ MINERÁLY:			
olivín	(Mg,Fe) ₂ SiO ₄	žlutozelený, skelný lesk, snadno zvětrává, produkt rozpadu serpentin	čediče, ultrabazika
pyroxeny	silikáty Fe, Mg, Ca, Na, Al, Ti, Mn,	světle zelené, černé, většinou izomorfní směsi různých koncových členů, jejich složení odráží částečně podmínky vzniku a složení výchozího magmatu	bazické a ultrabazické horniny
amfiboly	silikáty, Mg, Ca, Fe, Na, Ti, Al, aj.	zelené, zelenočerné, dlouze sloupcovité, chemické. složení ještě složitější než u pyroxenů, velké množství typů lišících se podmínkami za nichž vznikají	bazické vyvřeliny a některé intermediální horniny
biotit	fylosilikát, K, Fe, Mg, Mn	černý, hnědočerný, štěpný, lupenitě odlučný	ve všech typech vyvřelin
AKCESORICKÉ MINERÁLY:			
zirkon	ZrSiO ₄	těžký minerál, krátce sloupcovitý, bipyramidální	kyselé a intermediální vyvřeliny
turmalín	složité alumosilikát Na, Fe, Mg, Al, B,	dlouze sloupcovitý, barvy se mění v závislosti na složení krystaluje často v pozdních fázích tuhnutí magmatu, obohacen o fluidní složky,	kyselé vyvřeliny
apatit	Ca ₅ [F(PO ₄) ₃]	různé barvy, sloupcovitý až stébelnatý, uplatňuje se při diferenciaci vzácných zemin	většina vyvřelin, více obsažen v bazičtějších typech
rudní minerály:			
magnetit	Fe ₃ O ₄	tmavý, těžký magnetický minerál, izometrická zrna	bazičtější vyvřeliny, výlevné horniny
ilmenit	Fe TiO ₃	tmavý, opakní minerál, destičkovitý	
pyrit	FeS ₂	bronzová barva, štěpný, izometrická zrna	



Obr. 36: Petrologický model geologických procesů mezi oceánskými hřbety a ostrovními oblouky nebo kontinentálními okraji (podle Ringwooda 1974)



: Stratifikace oceánské kůry a model magmatického krbu pod středoocéánským hřbetem. 1. plášťový diapir, 2. deformace okolního pláště v blízkosti diapiru, 3. rytmické pronikání magmatu do magmatického krbu, 4. konvekce v magmatickém krbu, 5. frakční krystalizace, 6. gravitační nestabilita krystalů dává vznik fluidálním texturám a gradacním zvrstvením, 7. výlevy oceánských tholeiitických bazaltů, 8. intruze diferencovaného magmatu do oceánské kůry, 9. hydrotermální cirkulace

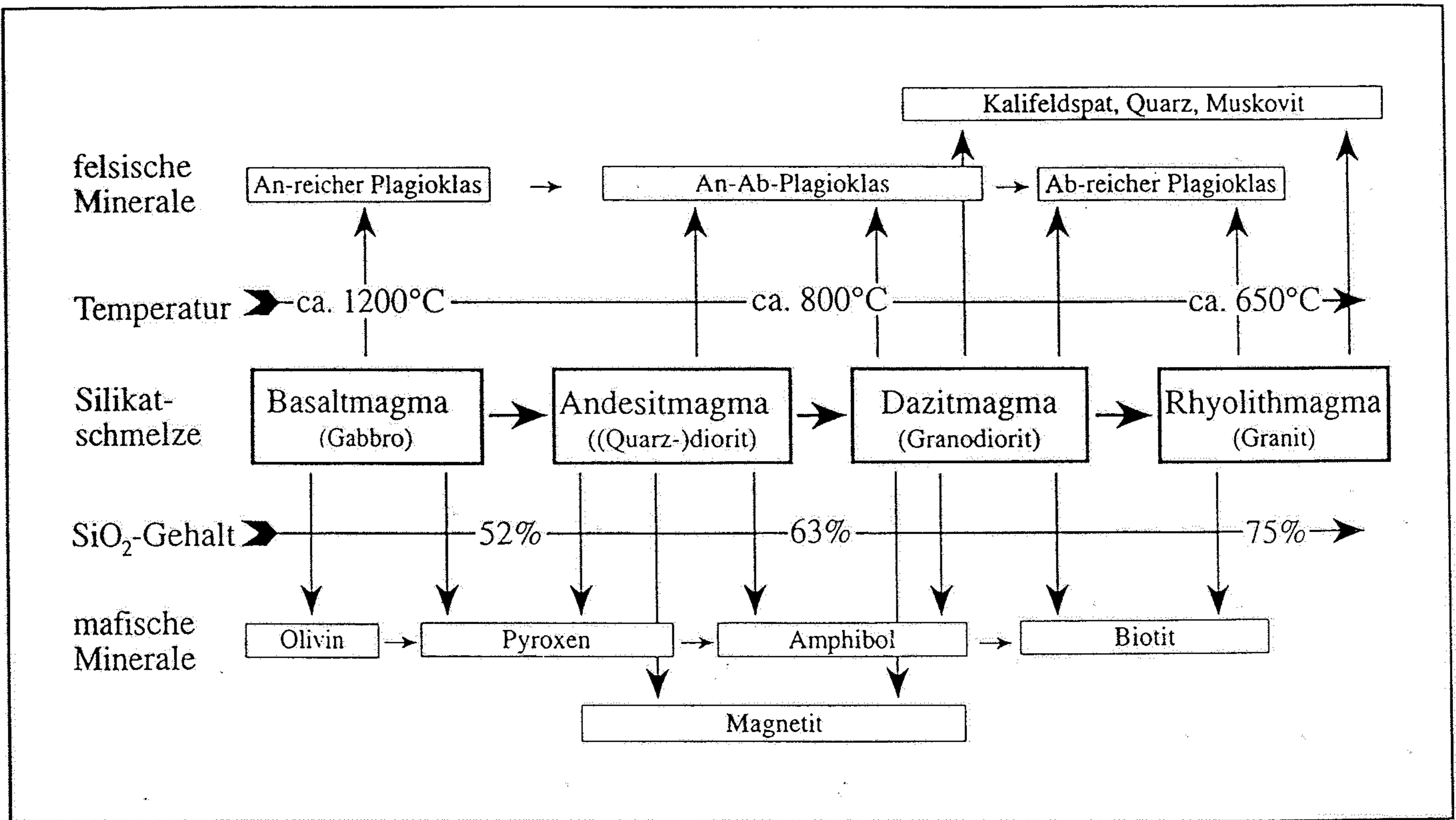


Abb. 12.14

Vereinfachtes Schema der kalkalkalinen Magmendifferenzierung; senkrechte Pfeile zeigen auf Minerale (oben felsische, unten mafische Minerale), die in der jeweiligen Schmelze vorkommen können und deren Entfernung aus der Schmelze eine Differentiation der Restschmelze zur Folge hat; waagerechte Pfeile zwischen Mineralen zeigen mögliche Umkristallisationsprozesse in einer sich differenzierenden Schmelze. Man findet z.B. häufig in Dioriten Amphibole, die einen Pyroxenkern haben (vgl. Tab. 1.1, Tab. 12.1 und Abb. 12.2) (verändert nach ZEIL, 1990).

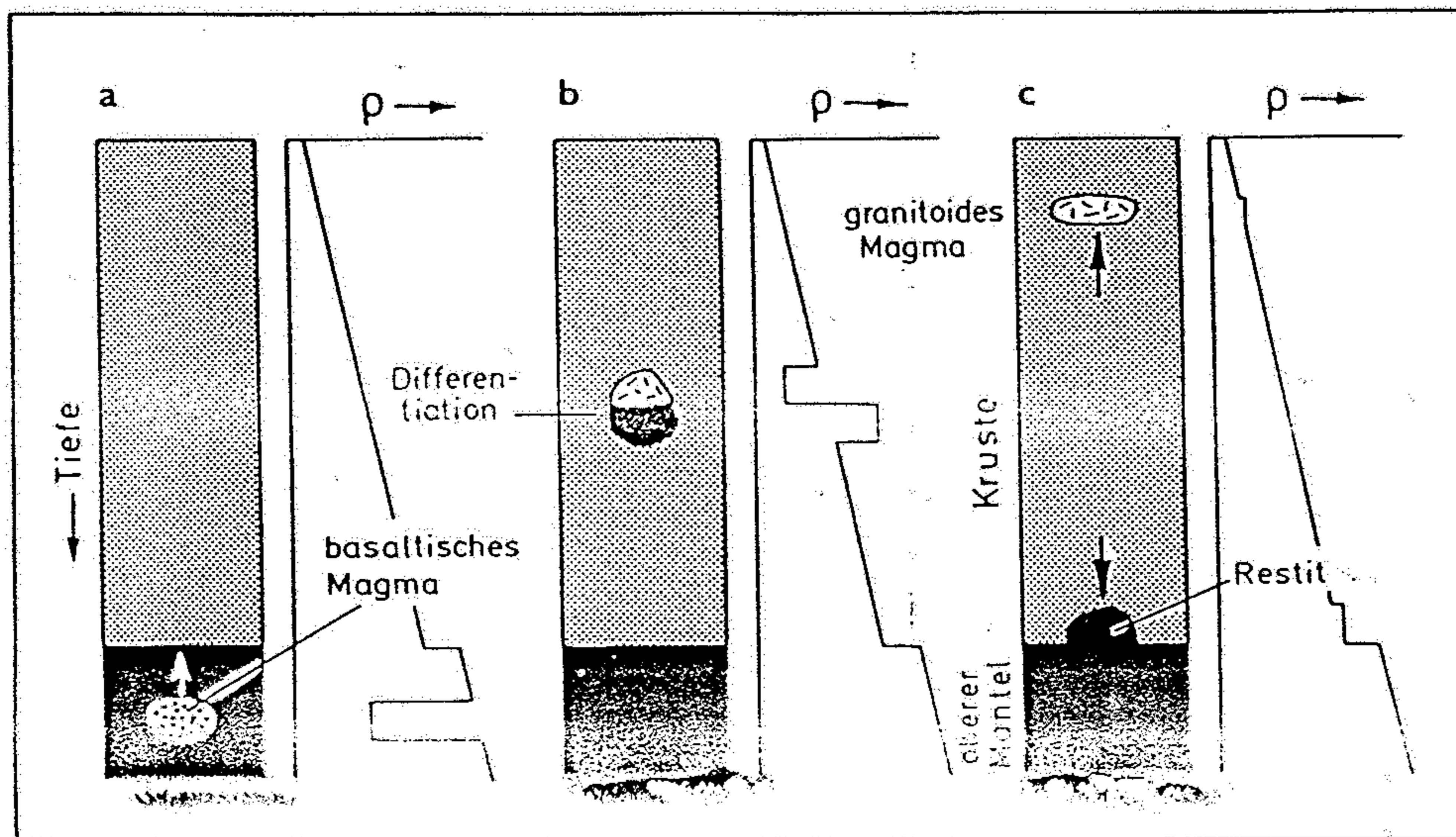
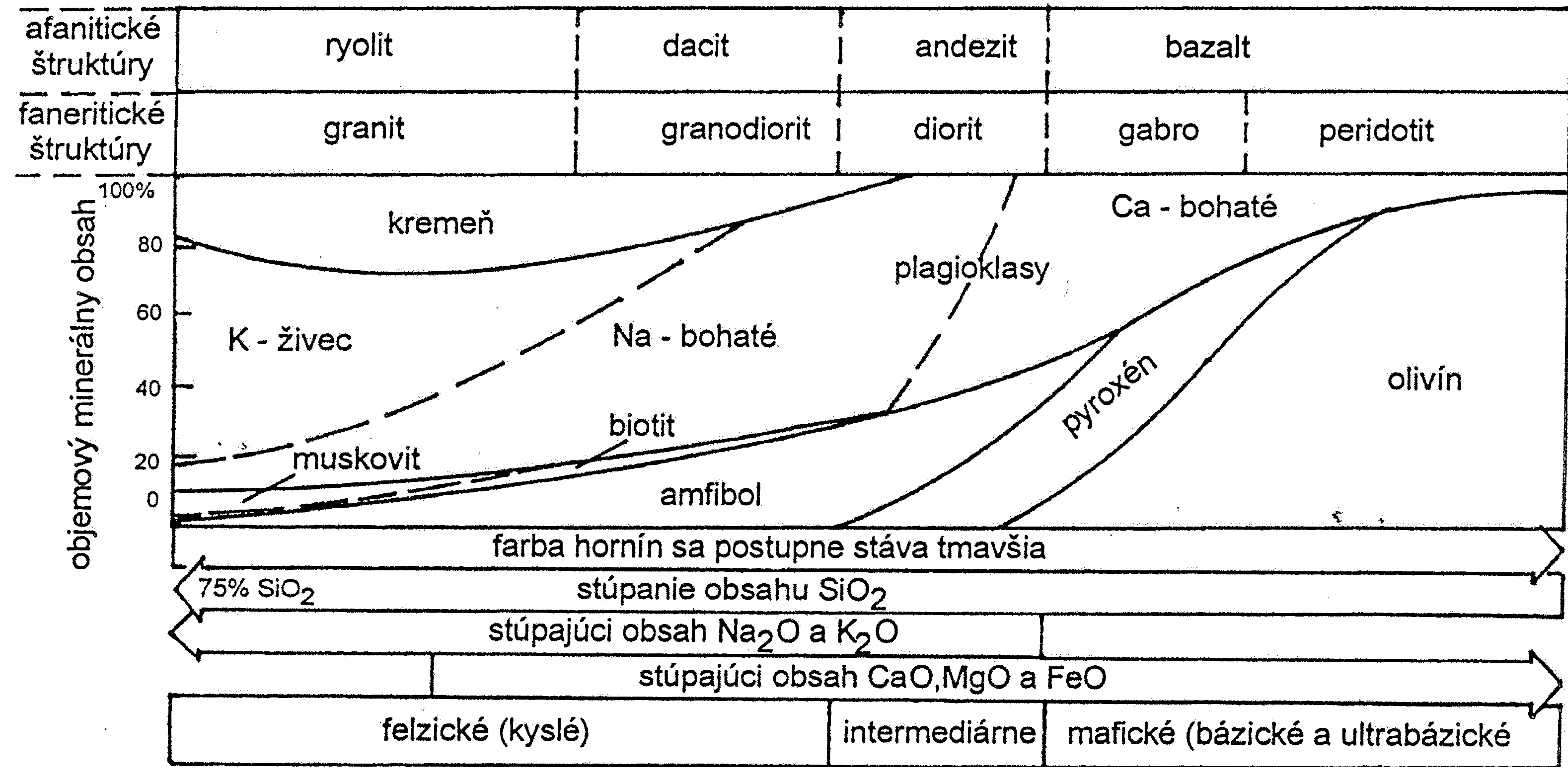


Abb. 12.15

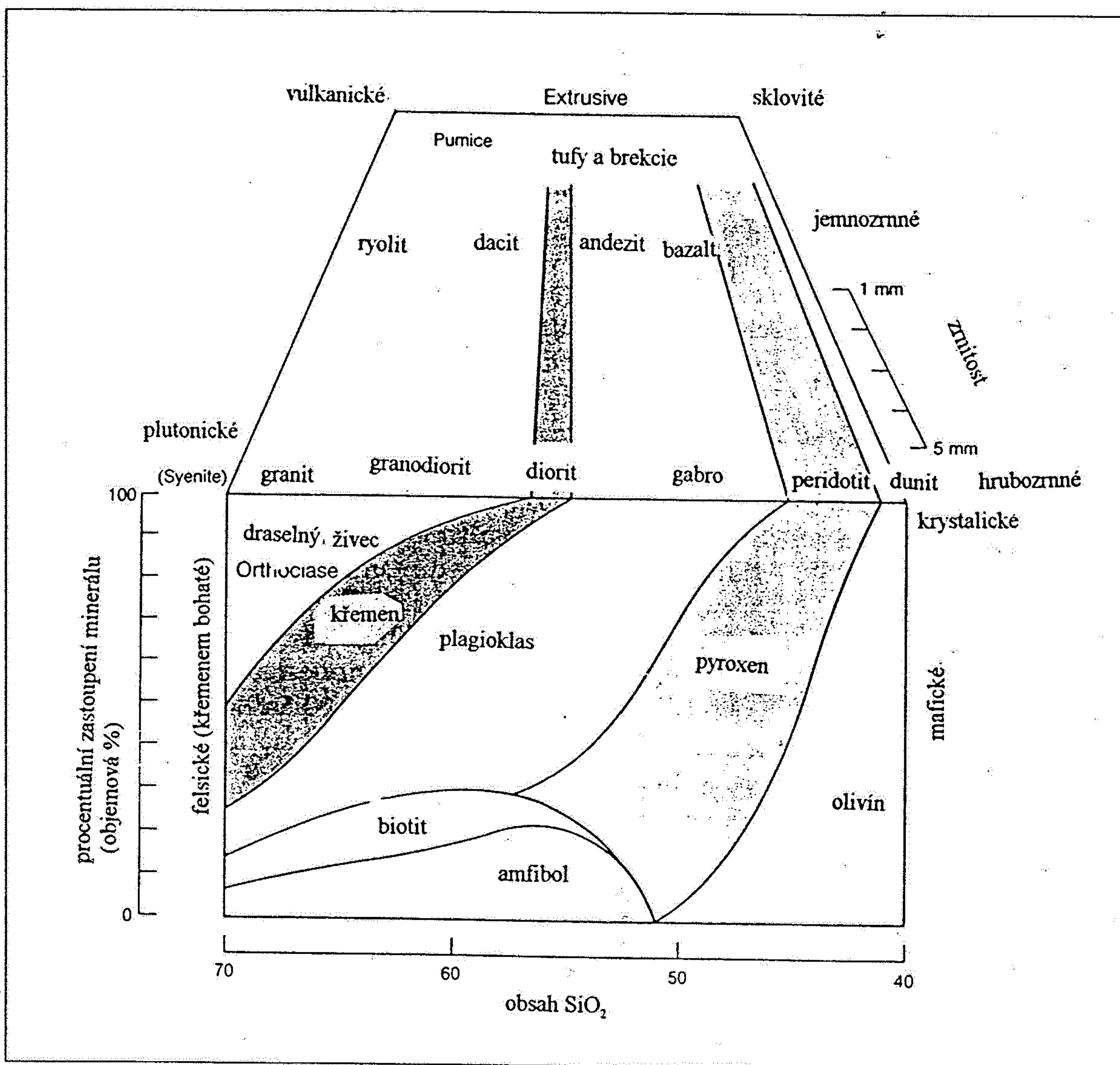
Besonders über Subduktionszonen (z.B. Anden und W USA), steigen große Mengen SiO₂-reicher Magmen in die obere Kruste auf. Petrologische Untersuchungen zeigen, daß ein Großteil dieser Magmen durch Differentiation aus basaltischen Mantelschmelzen in der unteren und mittleren Kruste entstanden sind (a und b). Dennoch finden sich in Gebieten, in denen mittlere und untere Krustenstockwerke durch die Erosion freigelegt sind, bei weitem nicht die erforderlichen Mengen an restitischem SiO₂-armem Material. GLAZNER (1994) nimmt daher an, daß die leichten differenzierten Magmen in die Oberkruste und an die Oberfläche aufsteigen, während das schwere restitische Material in die duktile untere Kruste oder an die Kruste-Mantel-Grenze zurücksinkt (c). Nach diesem Modell kann beispielsweise ein Körper restitischen Materials von 2 km Durchmesser, der ca. 0,2 g cm⁻³ schwerer als seine Umgebung ist, durch „reversen Diapirismus“ in 1 Ma bis zu 50 km sinken (ρ = Dichte, vgl. Tab. 9.2) (nach GLAZNER, 1994).



Obr. 6.11. Schematický diagram percentuálneho zastúpenia horninotvorných minerálov v najrozšírenejších magmatických horninách. Hranice medzi jednotlivými horninovými typmi sú gradačné. Obsah jednotlivých minerálov v tom istom horninovom type môže často v značnom rozsahu kolísať. Napríklad obsah K-živcov v granitoch sa môže pohybovať od vyše 60 % do 20 % v blízkosti hranice s granodioritom. (upravené podľa Skinnera – Portera 1987)

Tab. 10: Textury vyvřelých hornin

Textura	Charakteristika	Příklad horniny
všesměrná	krystalované minerály rostou všemi směry bez zjevné přednostní orientace	granitoidy
fluidální (proudová)	krystaly; zejména tabulkovité vyrostlice usměrněny tokem magmatu nebo láv	některé syntektonické vyvřeliny, lávy
polštářová	hornina tvořena eliptickými vakovitými útvary, s často koncentrickou vnitřní stavbou, mezerní hmota sklovitě utužlá	subakvatické výlevné horniny
mandlovcovitá	oválné dutiny po úniku plynů jsou vyplněny sekundárními nerosty (kalcitem, křemenem, chlority aj.)	andezity, bazalty (melafyry)
pórovitá	póry po úniku plynů zůstávají nevyplněny	efuzivní horniny



Obr. 96: Zjednodušený klasifikační diagram pro hlubinné a výlevné horniny, postihující také jejich mineralogické složení. Na ose y je znázorněn modální mineralogické složení pro jednotlivé typy hornin, na ose x je obsah SiO_2 . Strukturální rozdíly mezi výlevnými a hlubinnými horninami, vyjádřené zejména zrnitostí jsou na předozadní ose. (podle Press, Siever 1985).

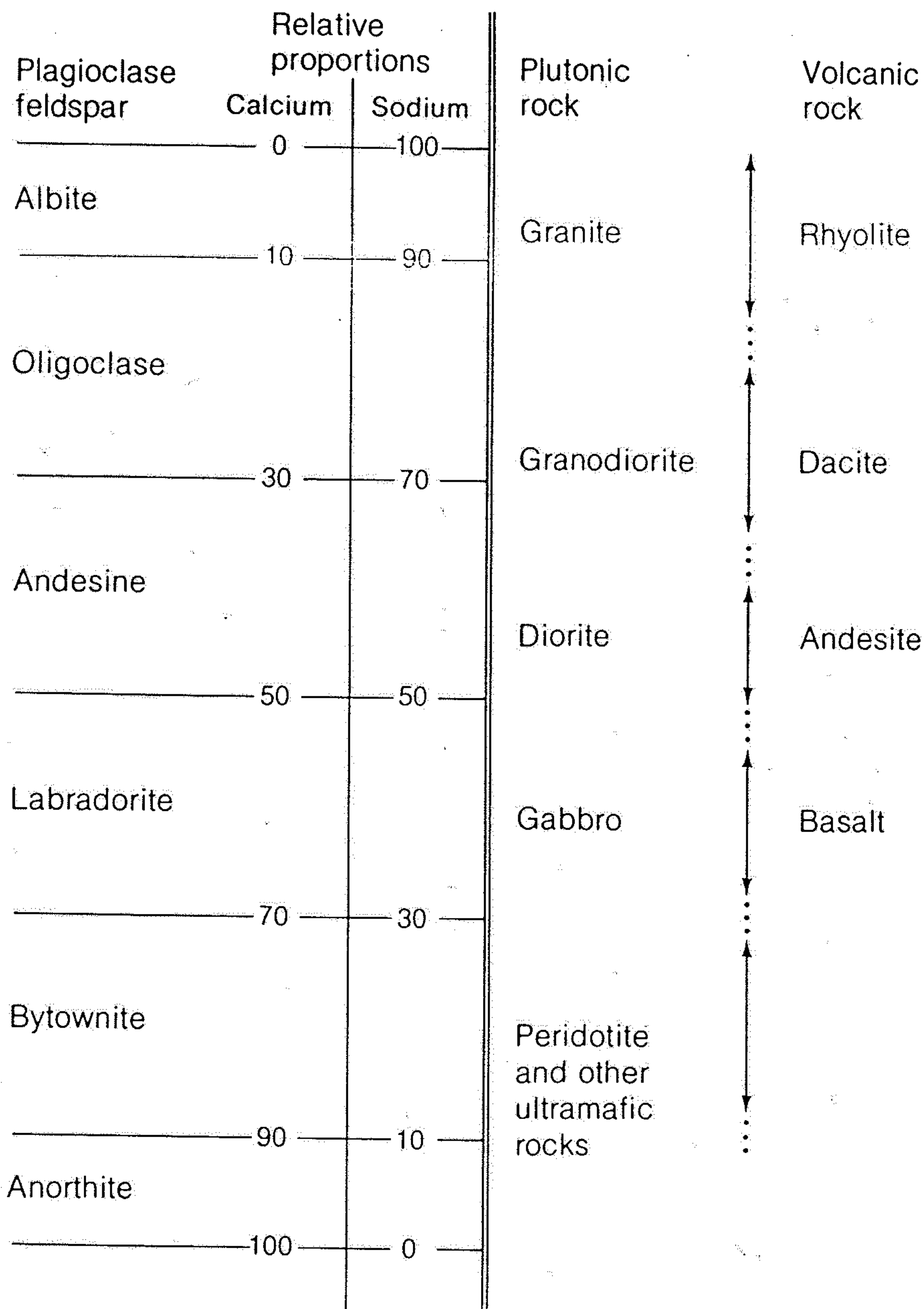


Figure 15-3

Igneous rock types can be classified according to the relative proportions of the feldspars albite (sodium plagioclase) and anorthite (calcium plagioclase). The boundaries between rock types are gradual; the divisions between the feldspars are arbitrarily defined.

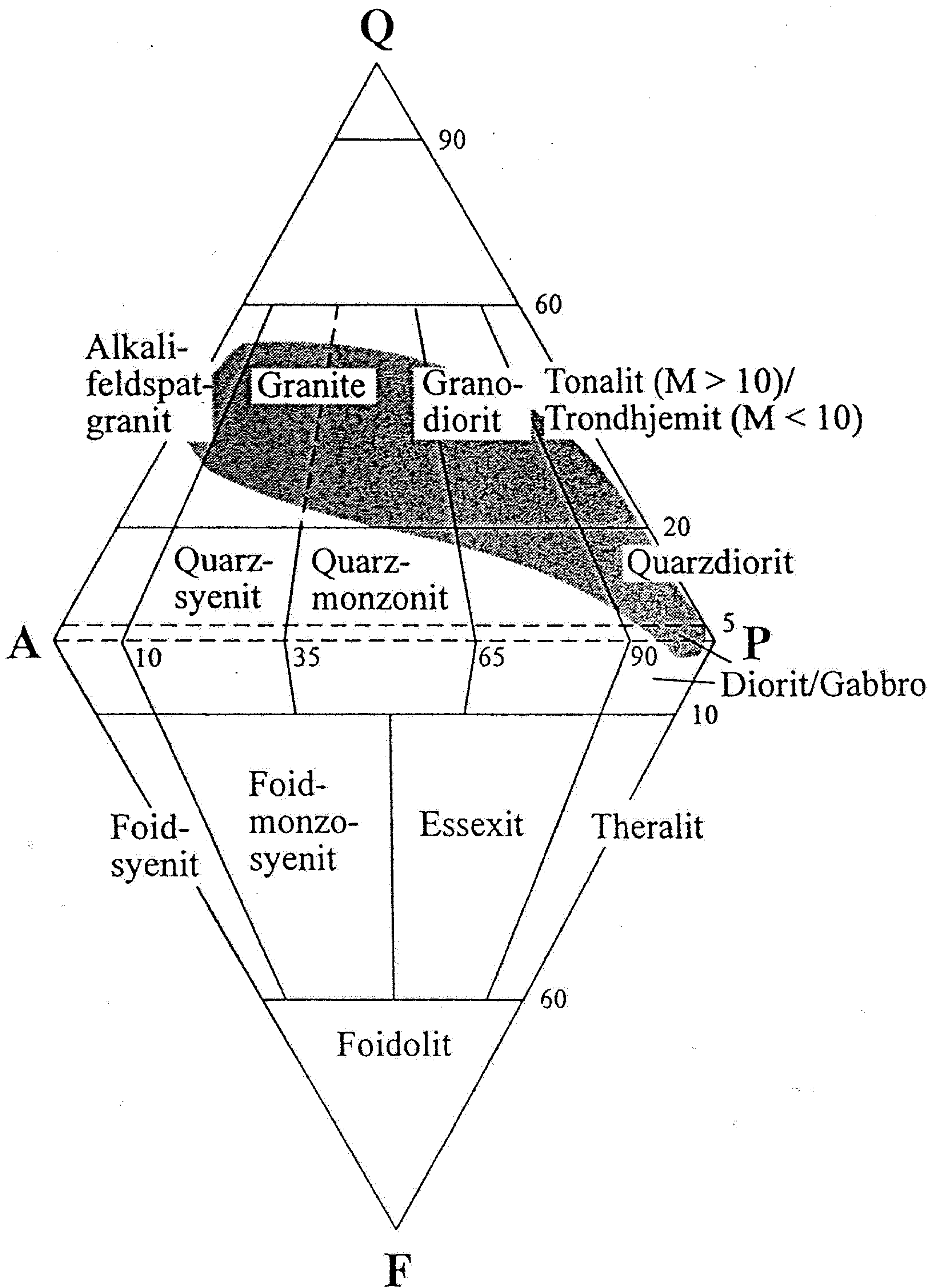
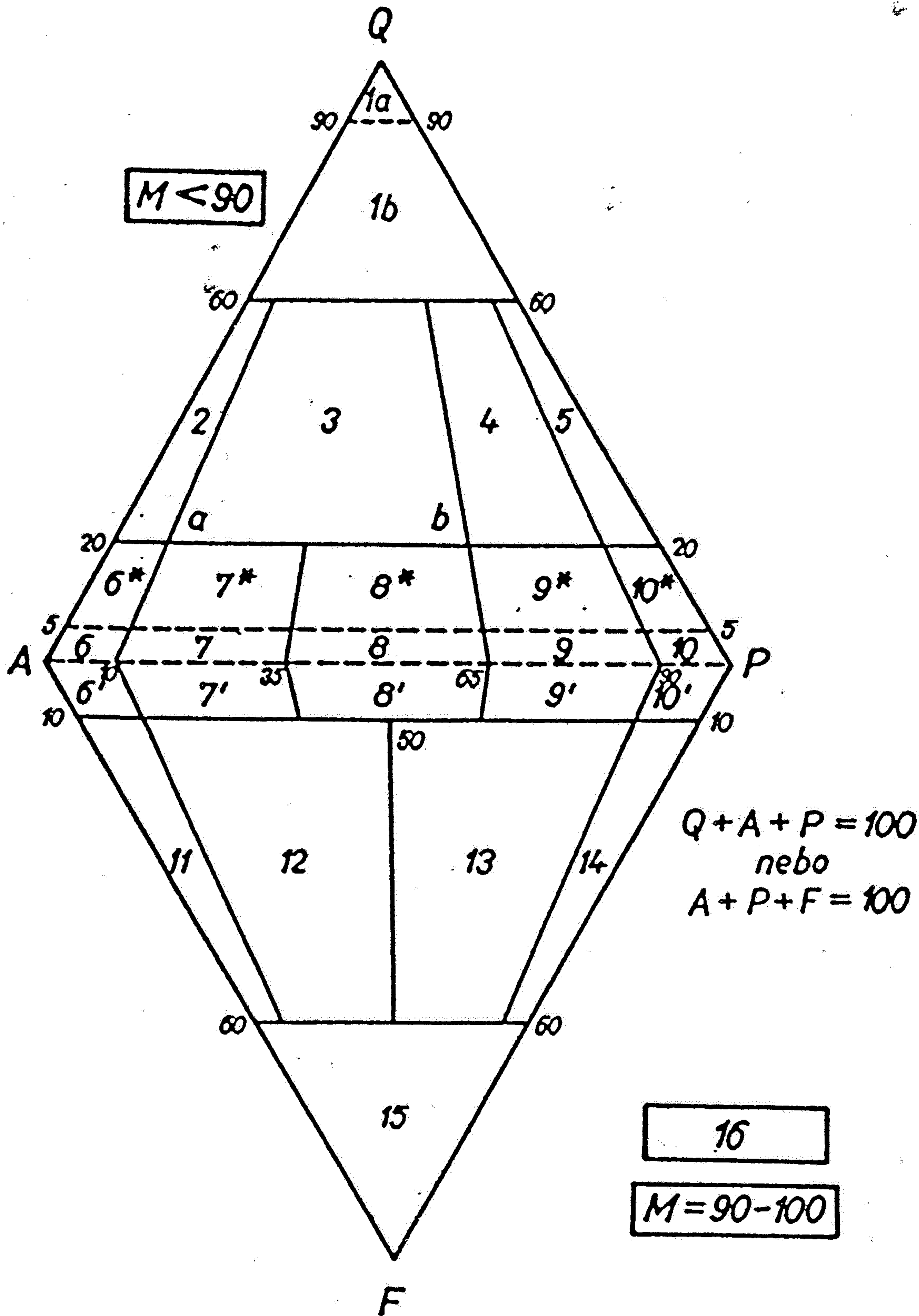


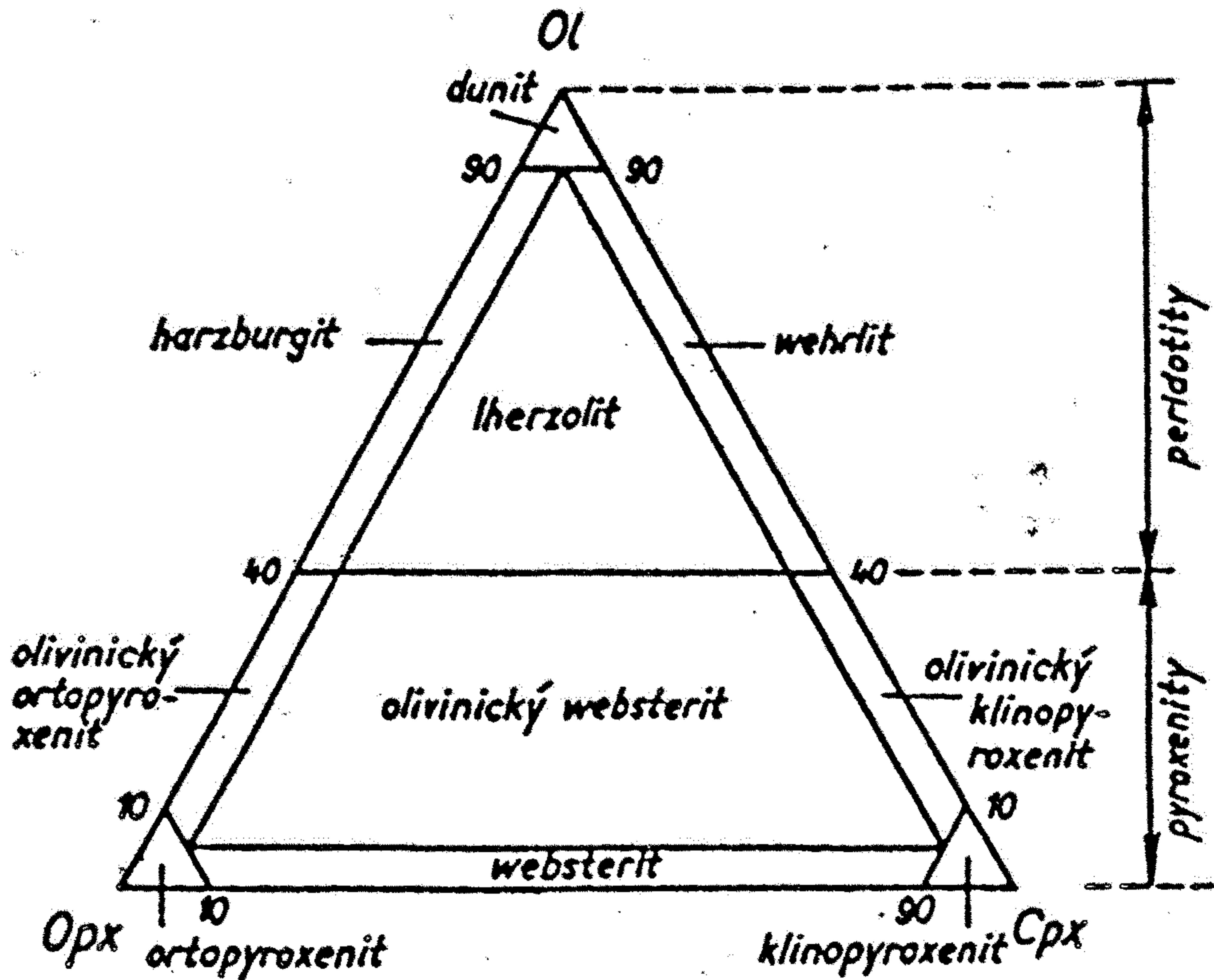
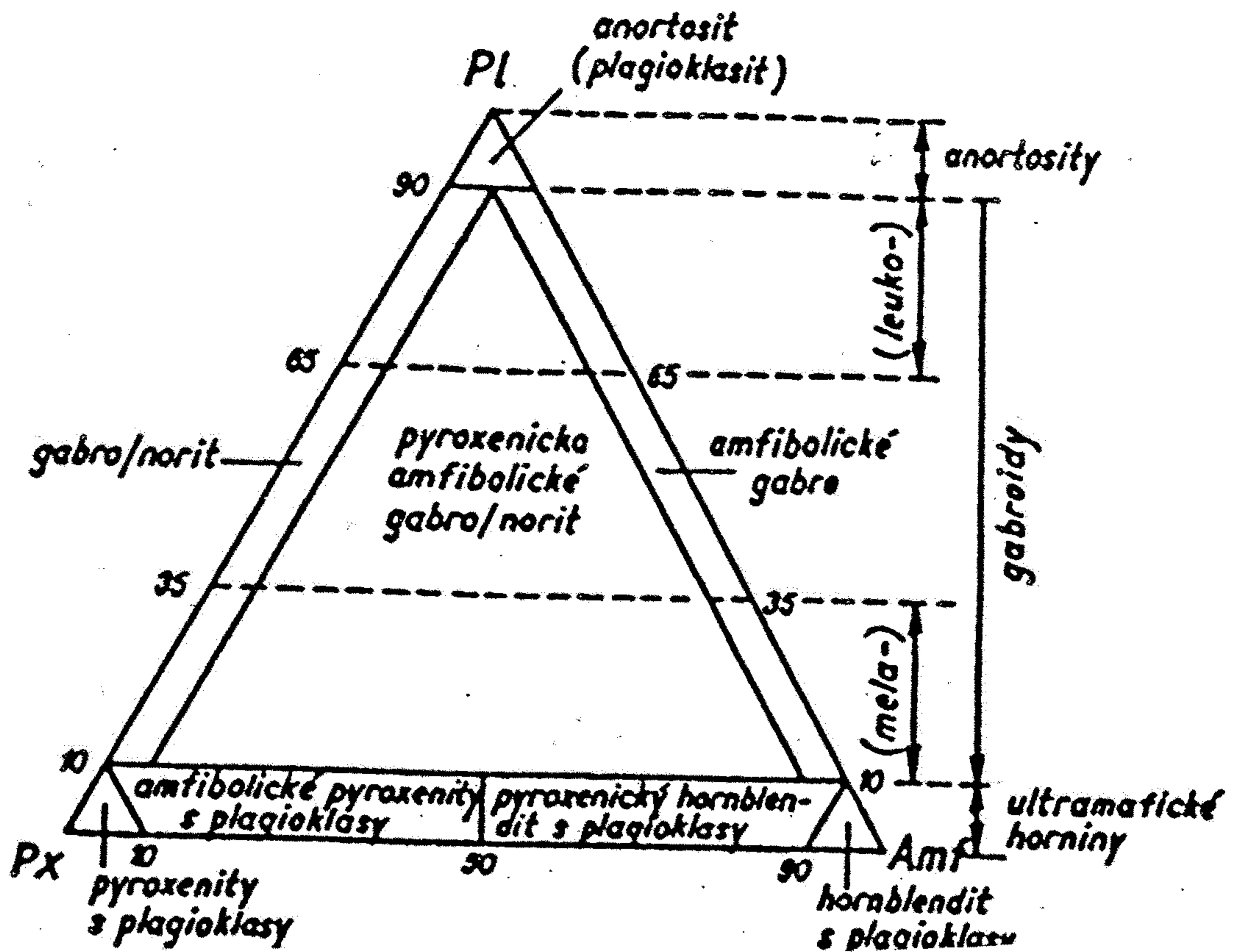
Abb. 12.4

Einteilung und Häufigkeit der Plutonite (nach STRECKEISEN, 1976); Q = Quarz, A = Alkalifeldspat und Albit, P = Plagioklas (ohne Albit), F = Feldspatvertreter (Foide) (vgl. Kasten 3.1). In dem grau unterlegten Feld treten weit über 90 % der auf der Erde vorkommenden Plutonite (und Vulkanite) auf. Quarz und Foide können nicht Gleichgewichtsphasen einer Schmelze sein.



Obr. 94: IUGS (Streckeisenova) klasifikace vyvřelých hornin založená na modálním mineralogickém složení (minerály v objemových procentech, podle Fediuka 1981). Vysvětlivky: Klasifikační diagram Q - A - P - F pro klasifikaci vyvřelých hornin (Q - křemen, A - alkalické živce, P - plagioklasy - F - foidy). Vysvětlivky: (kurzívou uvedeny výlevné ekvivalenty hlubinných vyvřelin): 1. kvarzolit (silexit); vulkanosilexit, 1b - křemenem bohatý granitoid; křemenem bohatý ryolit, 2. alkalicko-živcový granit; alkalicko-živcový ryolit, 3. granit; ryolit, ryodacit, 4. granodiorit (ryodacit, dacit), 5. tonalit; plagidacit, 6* alkalickoživcový kvarcsyenit; alkalickoživcový kvarctrachyt, 7* kvarsyenit; kvarctrachyt, 8* kvarcmonzonit; kvarclatit, 9* kvarcmonzodiorit (An < 50); kvaclatiandezit, kvarcmonzogabro (An > 50); kvarclatibazalt, 10* kvarcdiorit (An < 50); kvarcandezit M > 40, kvarcgabro (An > 50); kvarcbazalt (M > 40), 6. alkalicko-živcový syenit; alkalicko-živcový trachyt, 7. syenit; trachyt), 8. monzonit; latit, 9. monzodiorit (An < 50); latiandezit, monzogabro (An > 50); latibazalt (M > 40), 10. diorit (An < 50); andesit M < 40), gabro (An > 50) bazalt.

Hominy s foidy: 6'. alkalickoživcový syenit s foidy; alkalickoživcový trachyt s foidy, 7' syenit s foidy; trachyt s foidy, 8' monzonit s foidy; latit s foidy, 9' monzodiorit s foidy (An < 50); latiandezit s foidy; monzogabro s foidy (An > 50); latibazalt s foidy (M > 40), 10' diorit s foidy (An < 50); andesit s foidy, gabro s foidy (An > 50); alkalický bazalt s foidy (M > 40), 11. foidický syenit; fonolit, 12. foidický monzosyenit; tefrifonolit, 13. foidický monzodiorit a foidické monzogabro (essexit); fonotefrit, 14. foidický diorit a foidické gabro (theralit); tefrit, 15. foidolit (urtit, ijolit, missourit); foidit (nefelinit, leucitit aj., 16. ultramafický plutonit (peridotit, pyroxenit, hornblendit); ultramafický vulkanit (pikrit, mejmečit, melilitit aj.



Obr. 95: Vlevo: klasifikační diagram gabroidních hornin složených z plagioklasu pyroxenu a amfibolu (opakních minerálů pod 5%). Vpravo: klasifikační diagram ultramafických hornin složených z olivínu, ortopyroxenu a klinopyroxenu. (podle Fediuka 1981)

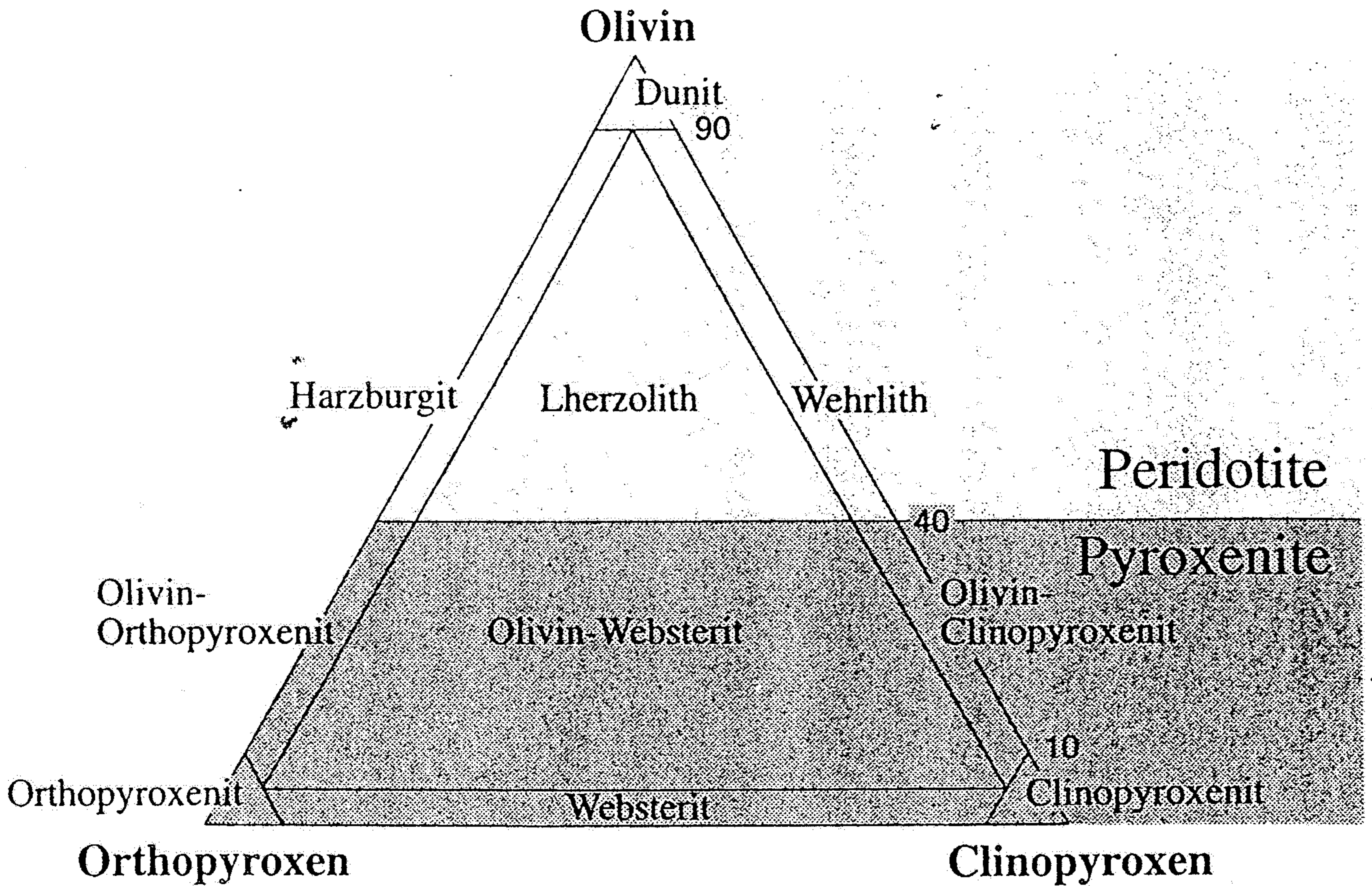


Abb. 12.5

Modale Klassifikation ultramafischer Magmatite (vgl. Abb. 12.4).
 tritt in einem Magmatit peridotitischer Zusammensetzung Granat
 oder Spinell auf, spricht man z.B. von einem Granat-Lherzolith
 oder einem Spinell-Harzburgit; Hornblende-führende Ultramafite
 sind hier nicht berücksichtigt (nach STRECKEISEN, 1979).

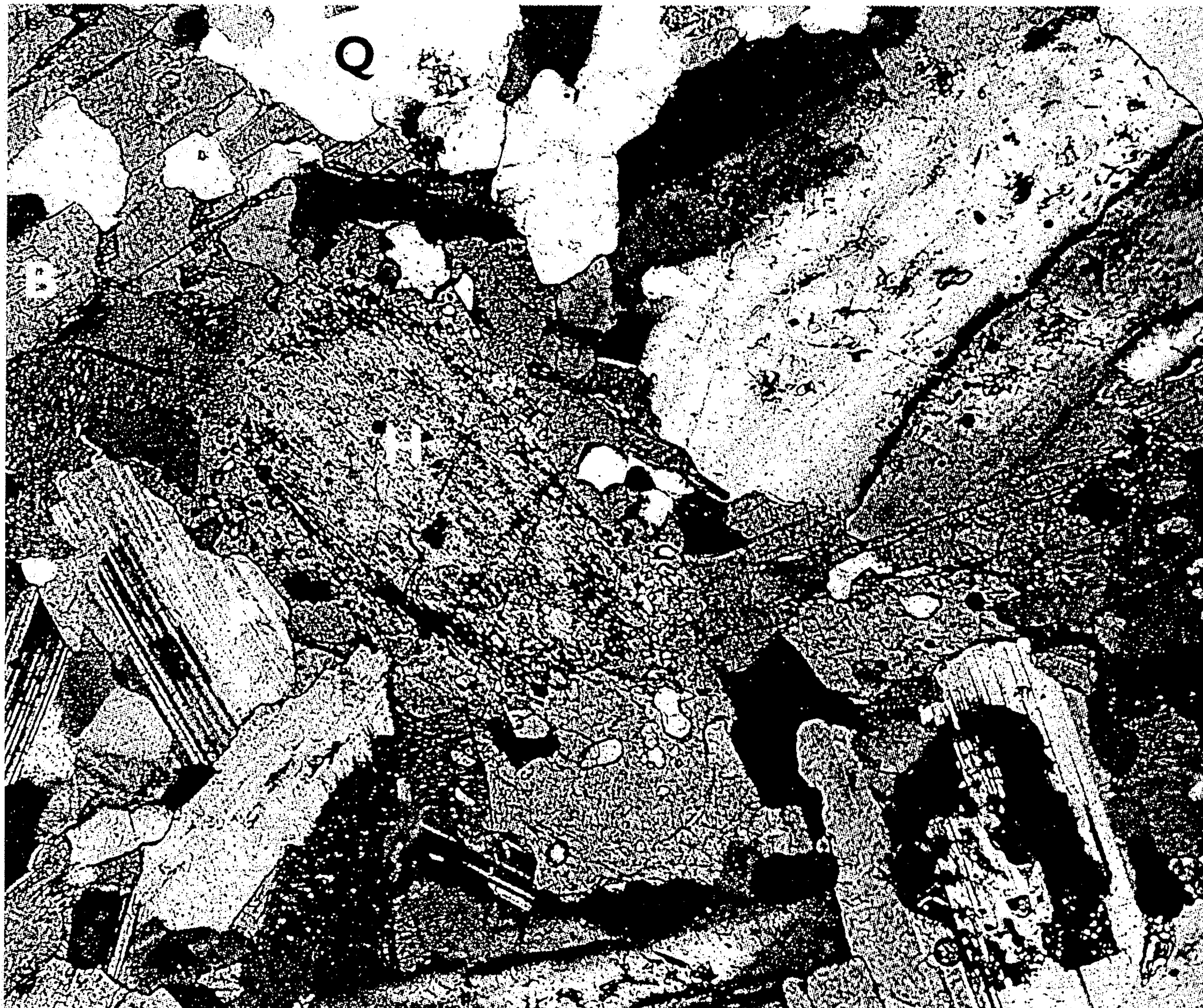
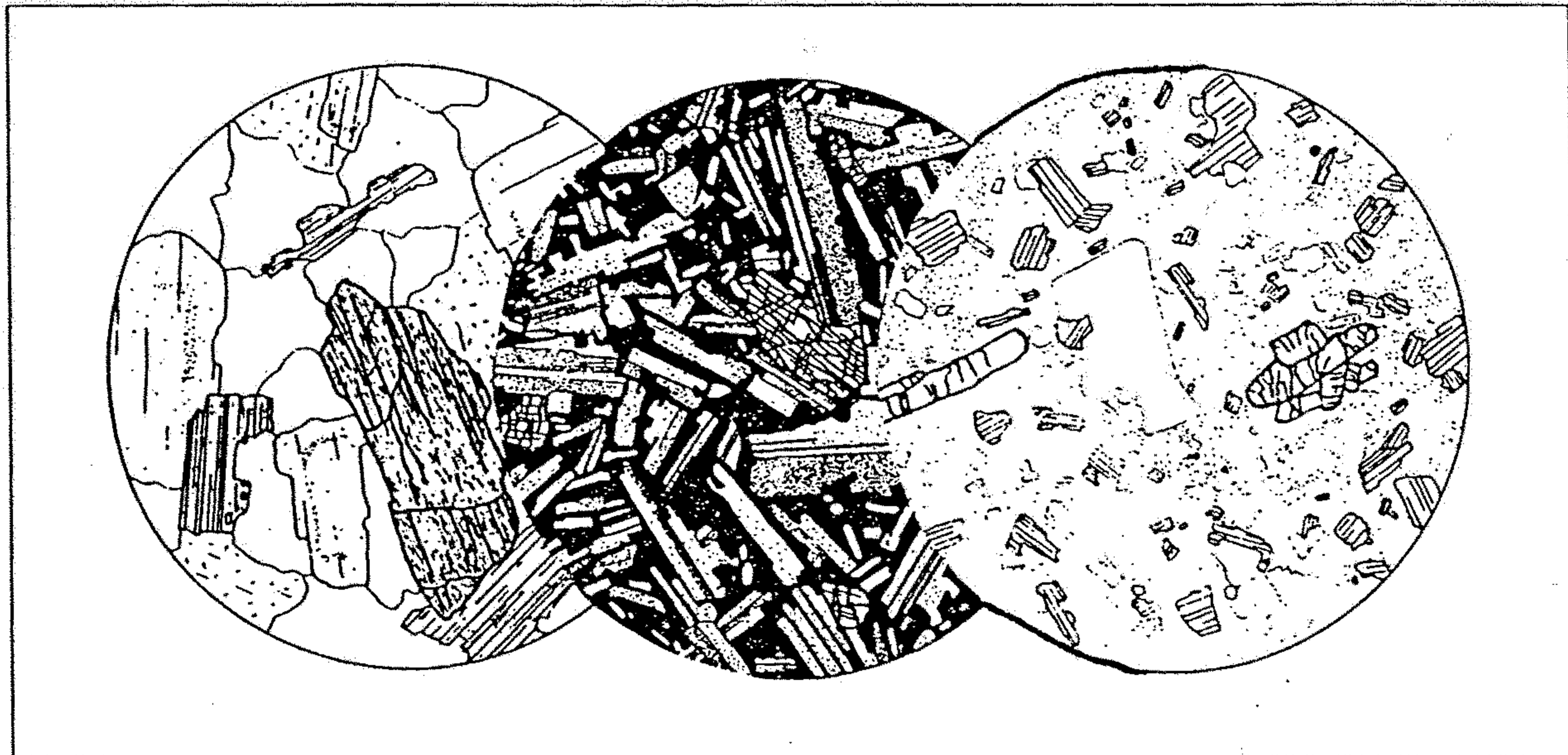


Abb. 12.21

Im Gegensatz zu Vulkaniten kühlen Plutonite sehr langsam ab und kristallisieren völlig aus (**holokristallines Gefüge**); Dieser Granodiorit besteht i.w. aus Plagioklas (P), Quarz (Q), Hornblende (H) und Biotit (B) (vgl. Tab. 1.1, Kasten 3.1 und Abb. 12.4). Die Aufnahme zeigt einen Dünnschliff (eine ca. 0,02 mm dicke, auf Glas geklebte Gesteinsscheibe) unter dem Polarisationsmikroskop.

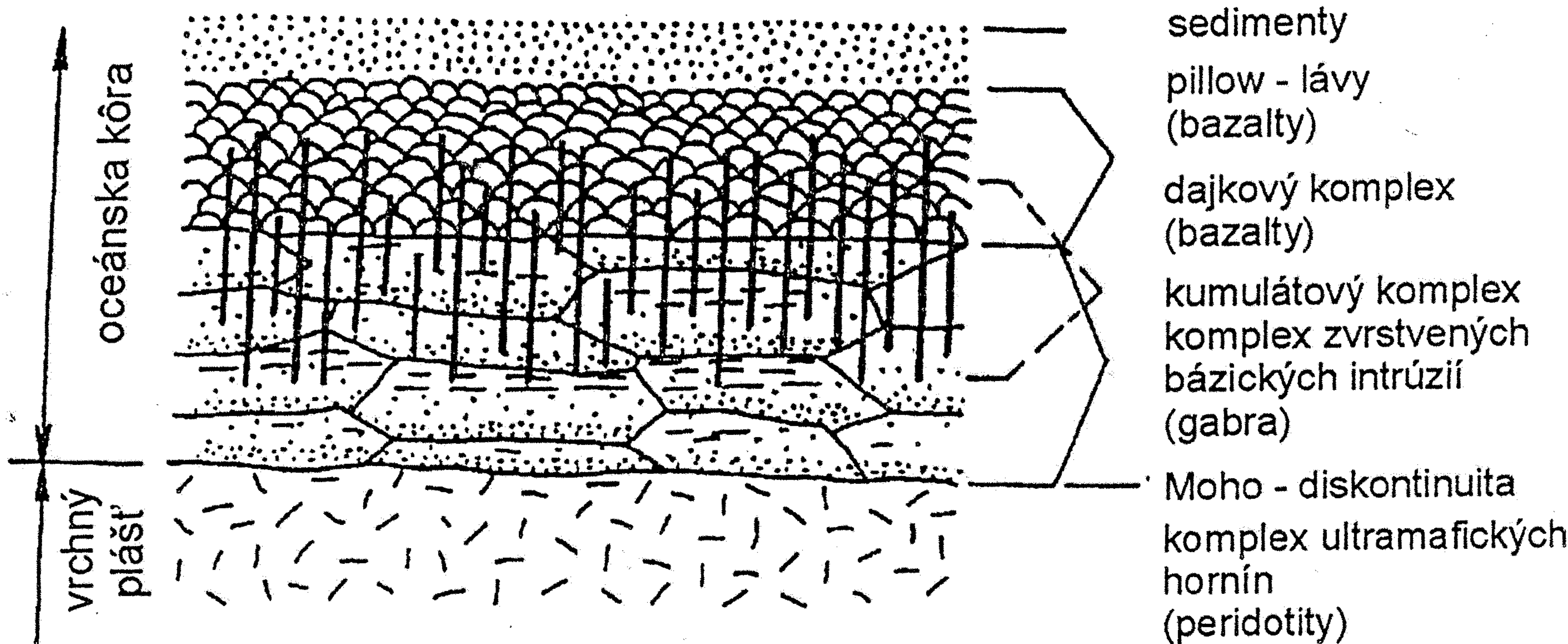
Tab. 9: Struktury vyvřelých hornin

Struktura	charakteristika struktury	příklad horniny
granitická	všechny minerály vykrytalovány, tmavším minerály se vyznačují vyšším stupněm idiomorfie než minerály světlé, hrubě zrnitá struktura	granitoidní horniny
gabrově zrnitá	všesměrně uspořádaná zrna plagioklasů mají větší stupeň idiomorfie než tmavé minerály mezi nimi, hrubě zrnitá struktura	gabra, diority
ofitická	jemnější zrno než u gabrově zrnité, mezi idiomorfními lištovitě vyvinutými plagioklasy jsou nepravidelně omezené tmavé minerály	žilné a výlevné horniny diabasy, dolerity, bazalty
porfyrická	porfyrický minerál má vyšší stupeň idiomorfie a hlavně větší než minerály základní hmoty, u hlubinných základní hmota hrubě zrnitá, u žilných nebo výlevných vyrostlice obvykle menší, základní hmota jemnozrná, u výlevných až felsitická nebo sklovitá	některé typy granitoidů žilné horniny, výlevné horniny
felsitická	minerály vytvářejí velmi jemnou mozaiku drobných, vzájemně se prorůstajících zrněk, nerozlišitelných pouhým okem	kyselé výlevné horniny
sklovitá	hornina má formu amorfní hmoty, převažuje sklo, které může uzavírat ojedinělé krystalky minerálů	výlevné horniny

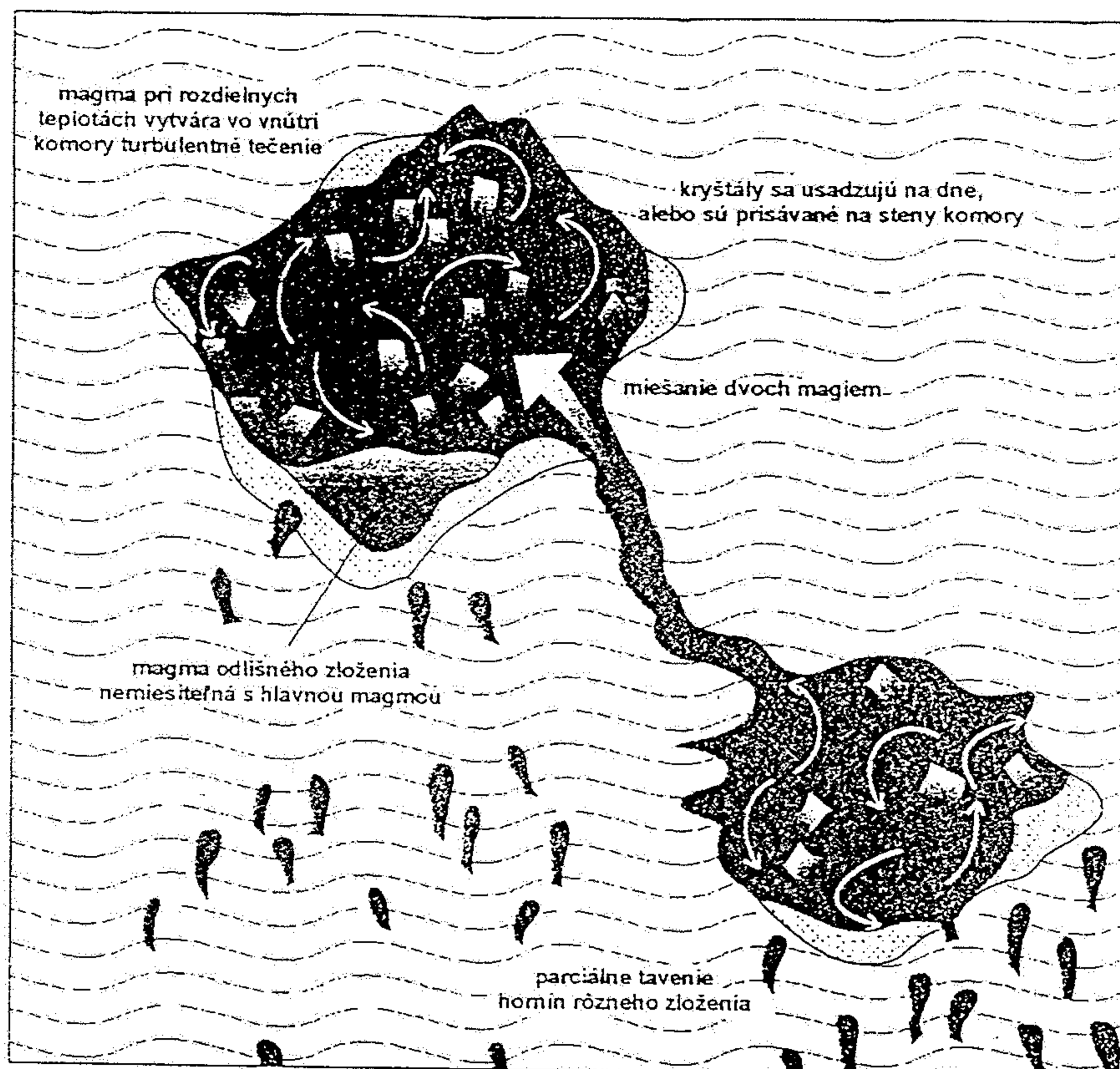


Obr. 93: Příklady struktur vyvřelých hornin. Vlevo: hypautomorfne zrnitá struktura amfibolicko-biotitického granodioritu. Hypautomorfne až automorfne jsou omezeny plagioklasy (světlé), biotity a amfiboly (výrazný reliéf), xenomorfne omezena jsou zrna křemene. Zvětšeno 31x. Střed: Intersertální struktura. Melafyr. Automorfne až hypautomorfne plagioklasy jsou nepravidelně rozmístěny ve sklovité základní hmotě, ve které je přítomen v menším množství také pyroxen. Zvětšeno 21x. Vpravo: Porfyrické textura s felsitickou strukturou základní hmoty. Pyroxenicko-biotitický žulový porfyr. Hypautomorfne až automorfne vyrostlice tvoří pyroxen, plagioklas, biotit a křemen. Základní hmota je drobnnozrná až velmi jemnozrná. Je tvořena jemnými zrny křemene a živce. Zvětšeno 19x. (podle Fediuka a Fediukové 1970).

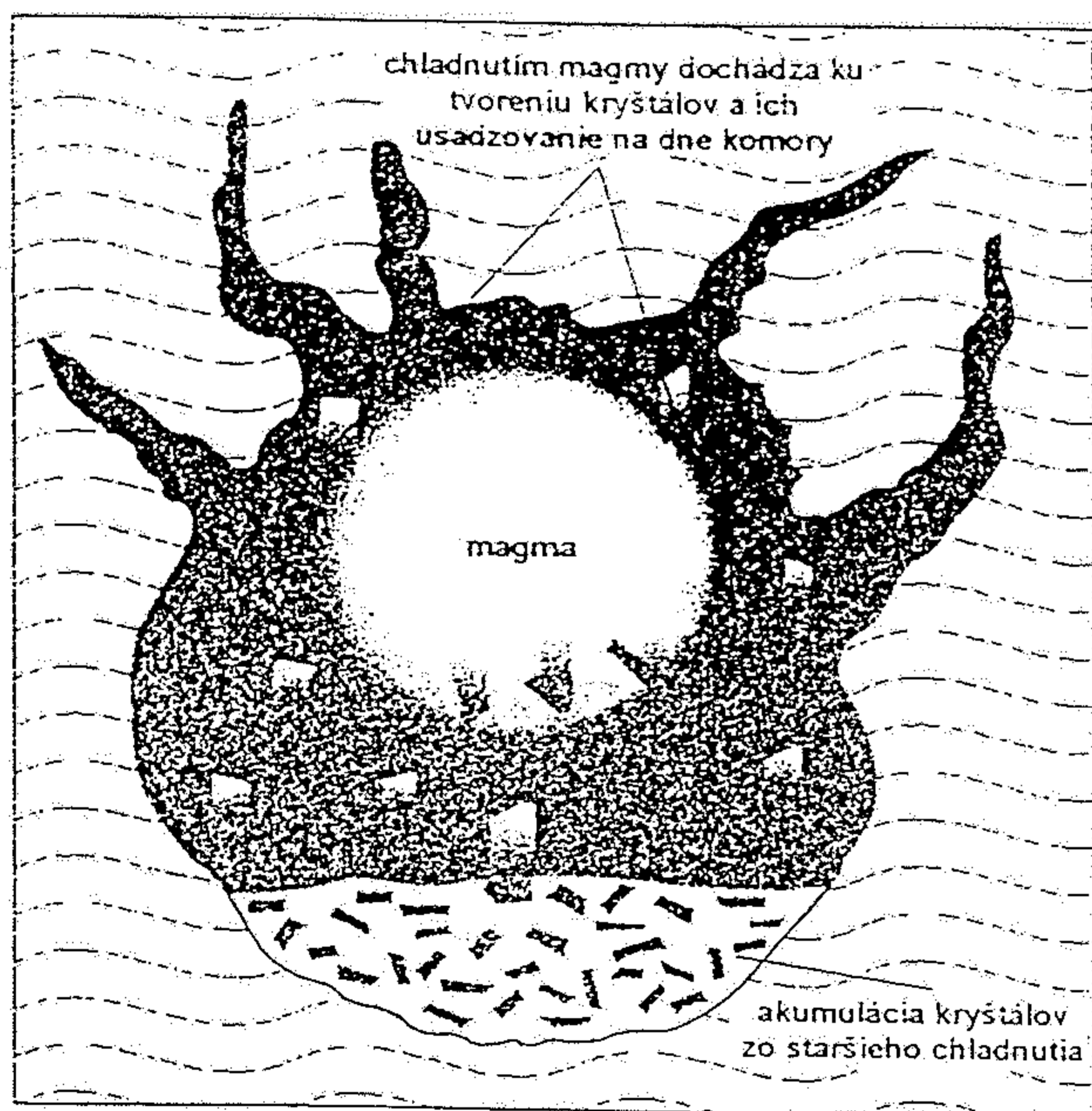
LITOSFÉRA



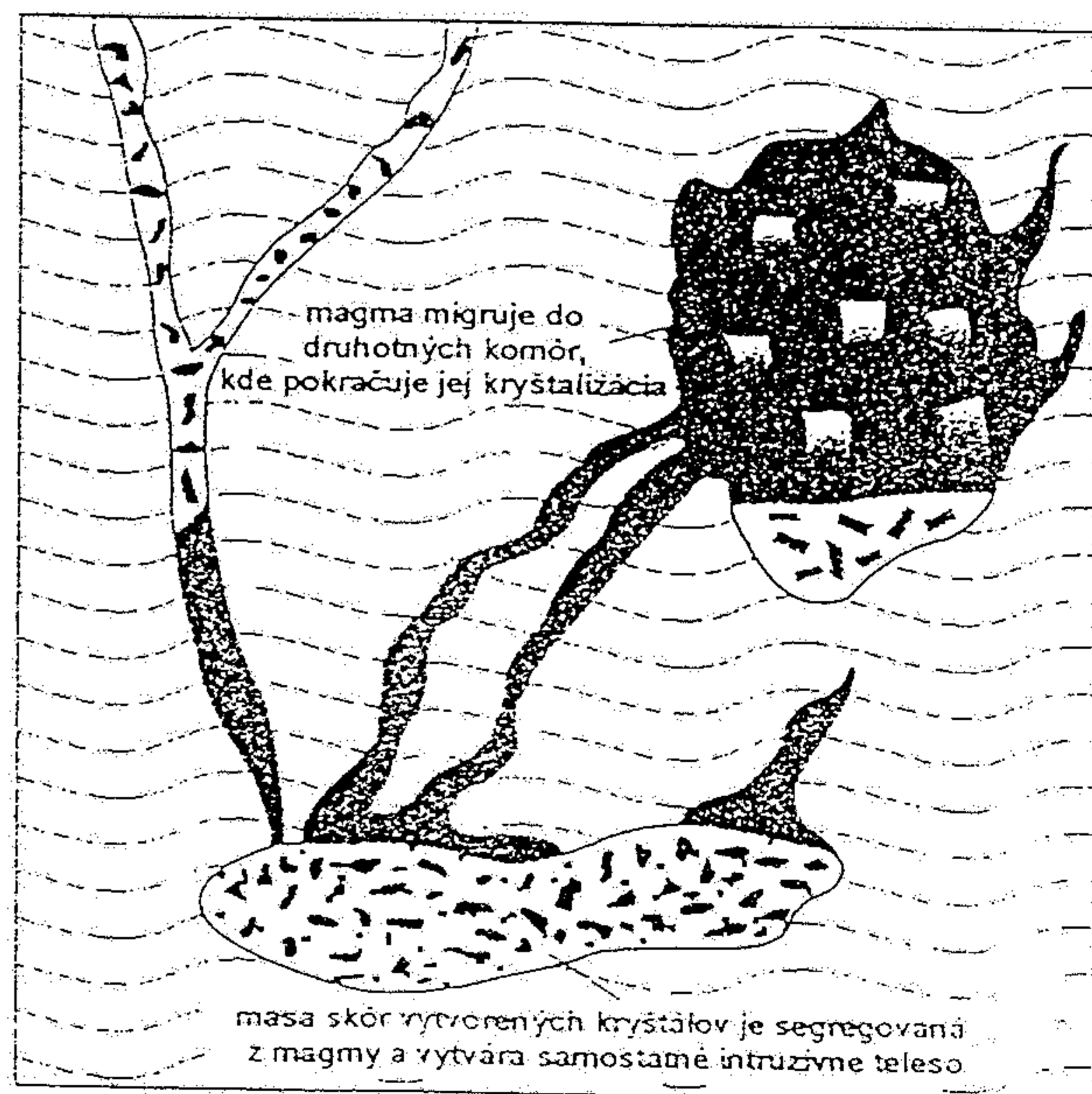
Obr. 7.4. Schematický rez cez ofiolitový komplex. Predpokladá sa, že ofiolitové komplexy tvorili súčasť oceánskeho dna, a preto predstavujú idealizovaný profil cez oceánsku litosféru. Formovali sa v centrálnych častiach stredooceánskych chrbtov (v stredooceánskom rifte). Rozpínaním oceánskeho dna boli transportované z miesta svojho vzniku smerom k subdukčným zónam, kde ich podstatná časť bola subdukovaná do plášťa. Časť z nich sa však mohla po uzatvorení oceánu zachytiť medzi kolidujúcimi kontinentami. Rozhranie medzi oceánskou kôrou a litosférickou časťou vrchného plášťa (Moho-diskontinuita) leží medzi peridotitami a gabrami



Obr. 6.10. Moderné koncepcie magmatickej diferenciácie. Niektoré magmy odvodené z hornín rôzneho zloženia sa môžu vzájomne miešať, zatiaľ čo iné magmy sú nemiesiteľné. Vytvorené kryštály môžu byť transportované do rôznych častí magmatickej komory turbulentným prúdením v tavenine.

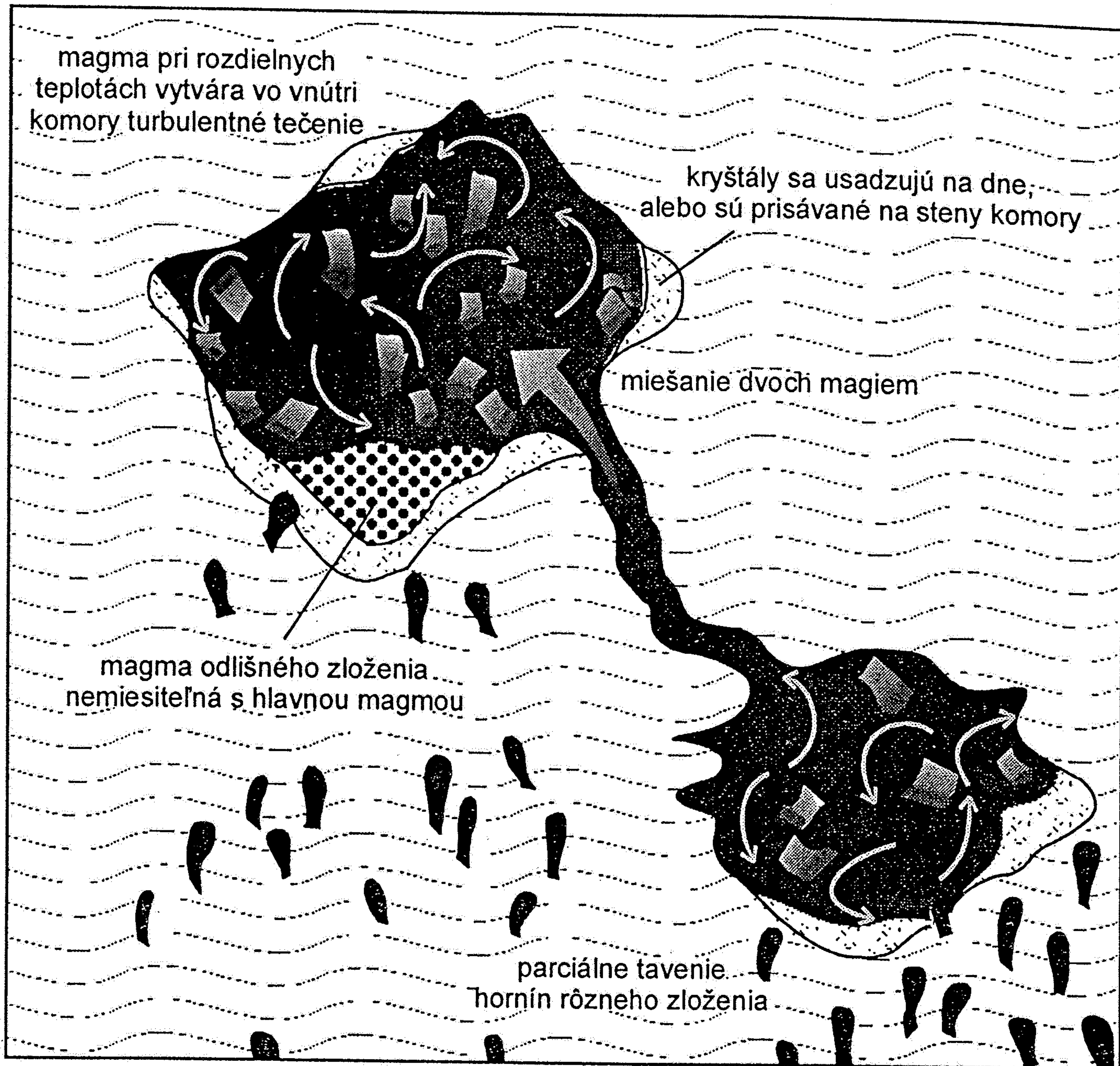


a

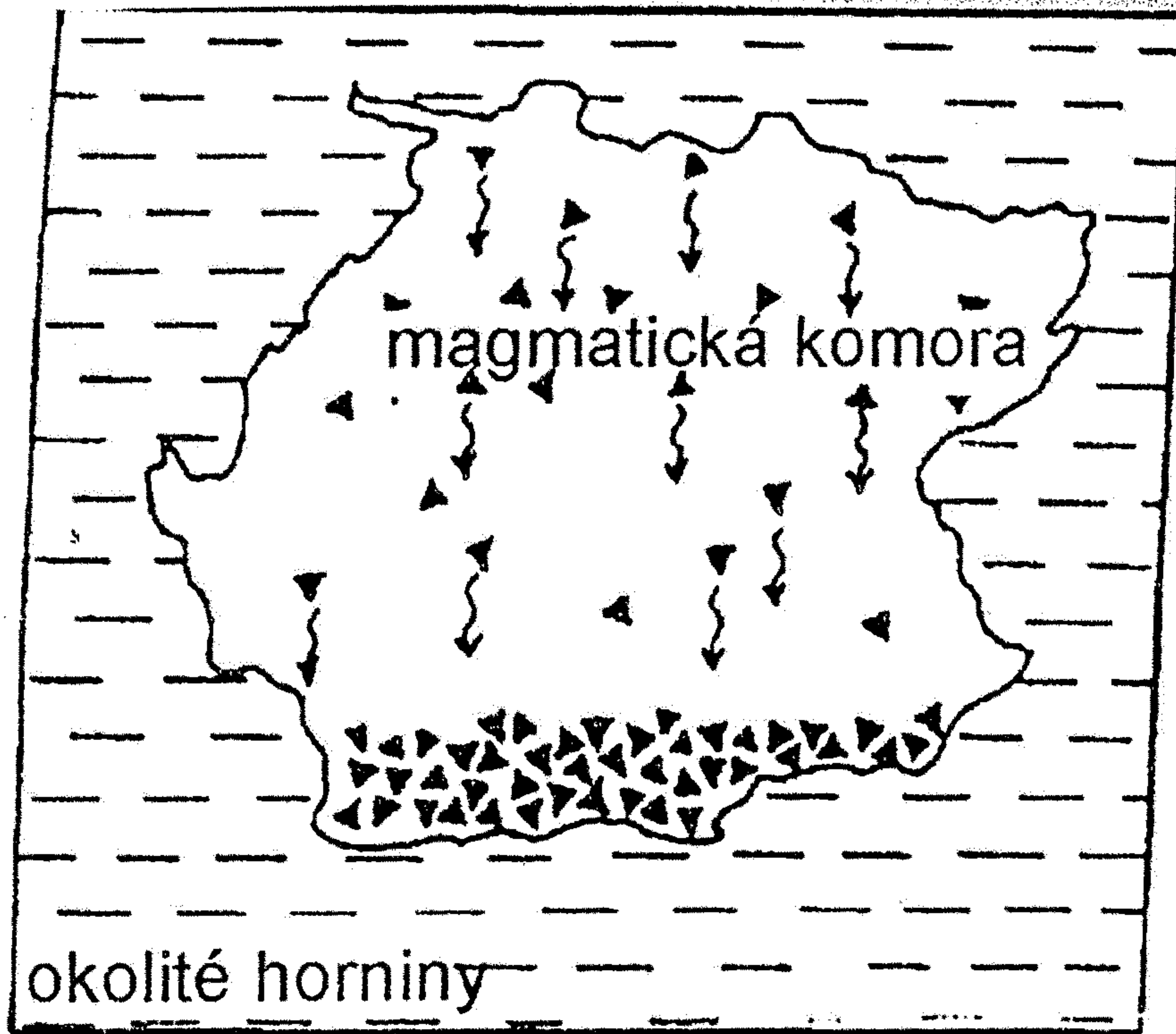


b

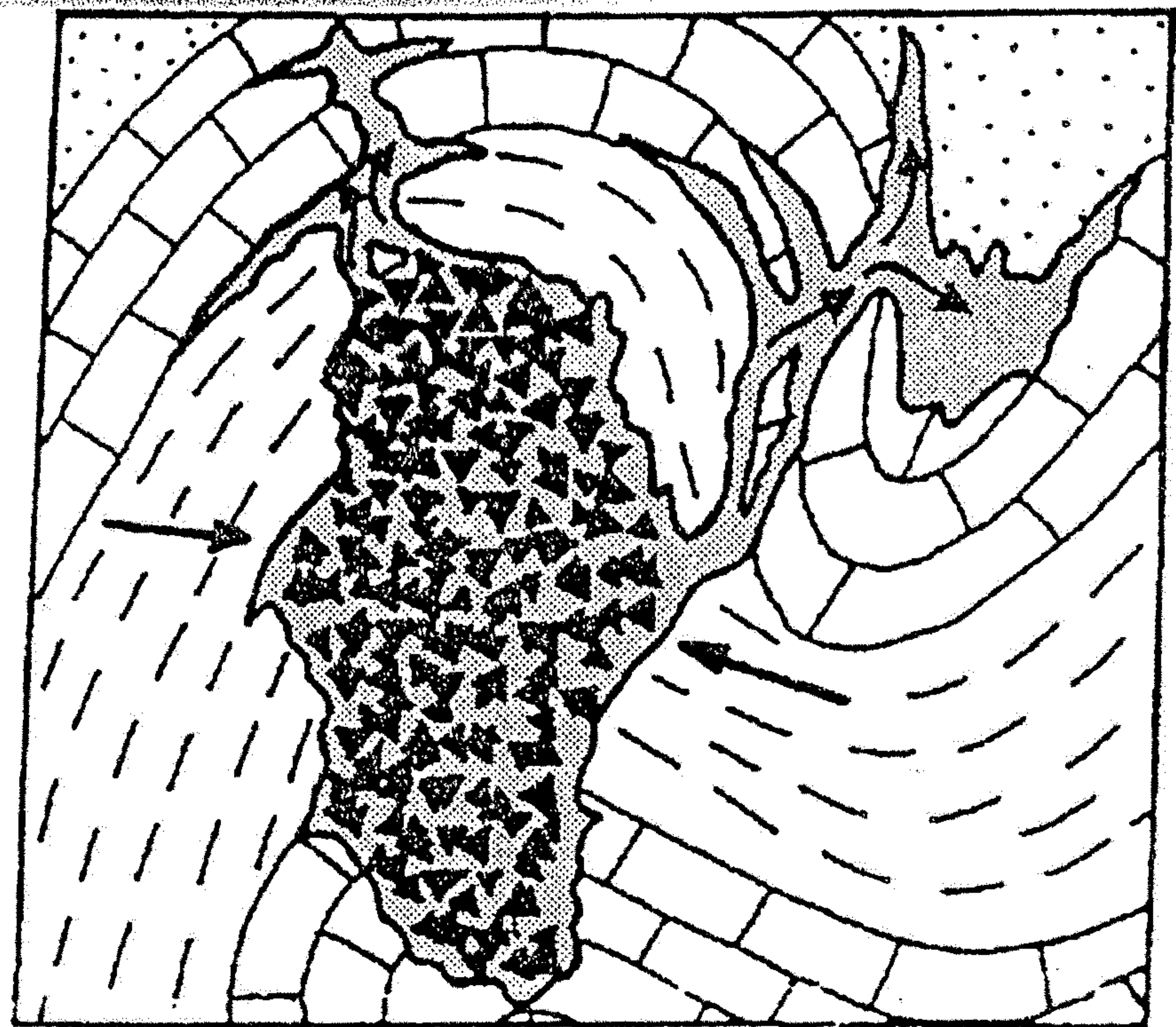
Obr. 6.7. Dve štádia vo vývoji magmy diferencovanej frakčnou kryštalizáciou. (a) Vzniknuté kryštály sa usadzujú na dne magmatickej komory. (b) Deformačné procesy vytlačajú zvyškovú magmu a zo segregovaných minerálov vznikajú telesá plutonických hornín. Vytlačená magma migruje a tvorí dajky a nové magmatické komory, v ktorých frakčná kryštalizácia pokračuje.



Obr. 6.10. Moderné koncepcie magmatickej diferenciácie. Niektoré magmy odvodené z hornín rôzneho zloženia sa môžu vzájomne miešať, zatiaľ čo iné magmy sú nemiesiteľné. Vytvorené kryštály môžu byť transportované do rôznych častí magmatickej komory turbulentným prúdením v tavenine. (upravené podľa Pressa – Sievera 1998)

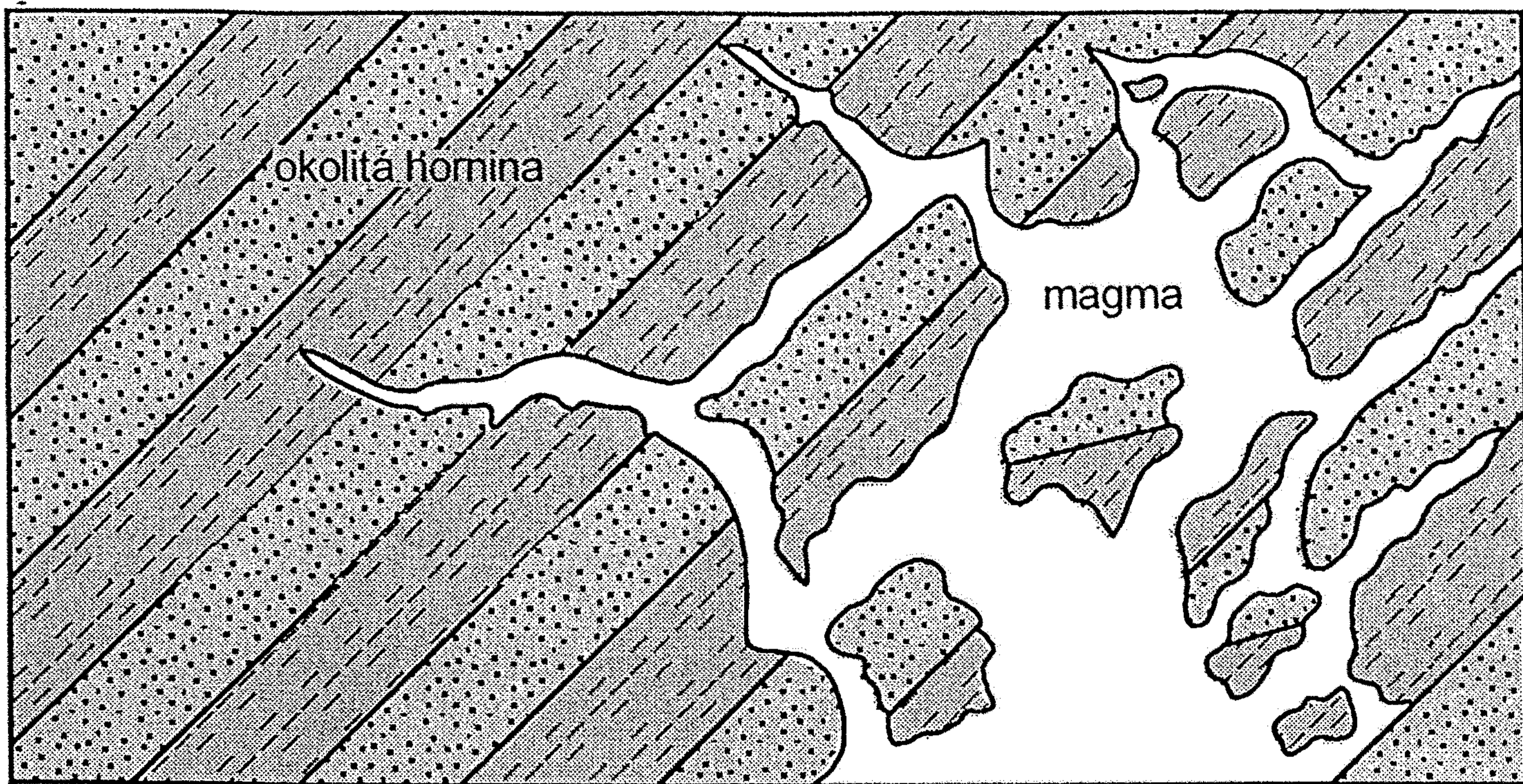


a

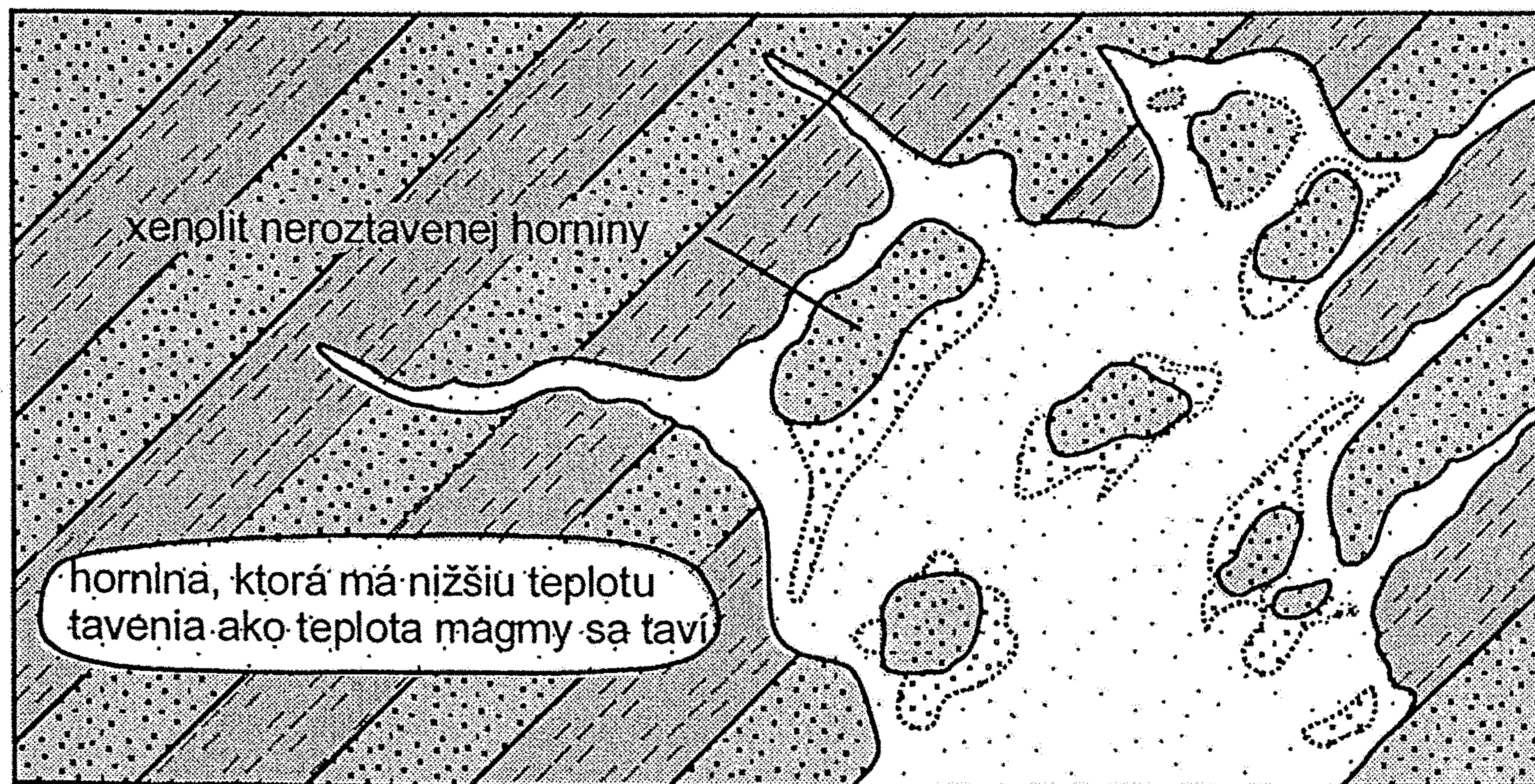


b

Obr. 6.6. a – Frakčná kryštalizácia a gravitačné nahromadenie skôr vykryštalizovaných minerálov na dne magmatickej komory. b – Kompresia sprevádzajúca deformáciu okolitých hornín vytlačí reziduálnu taveninu z pôvodnej magmatickej komory na iné miesto. Premiestnená reziduálna tavenina môže potom kryštalizovať do zložením odlišnej vyvretej horniny ako tá, ktorú vytvorili skôr vykryštalizované minerály v pôvodnej magmatickej komore. (upravené podľa Levina 1986)

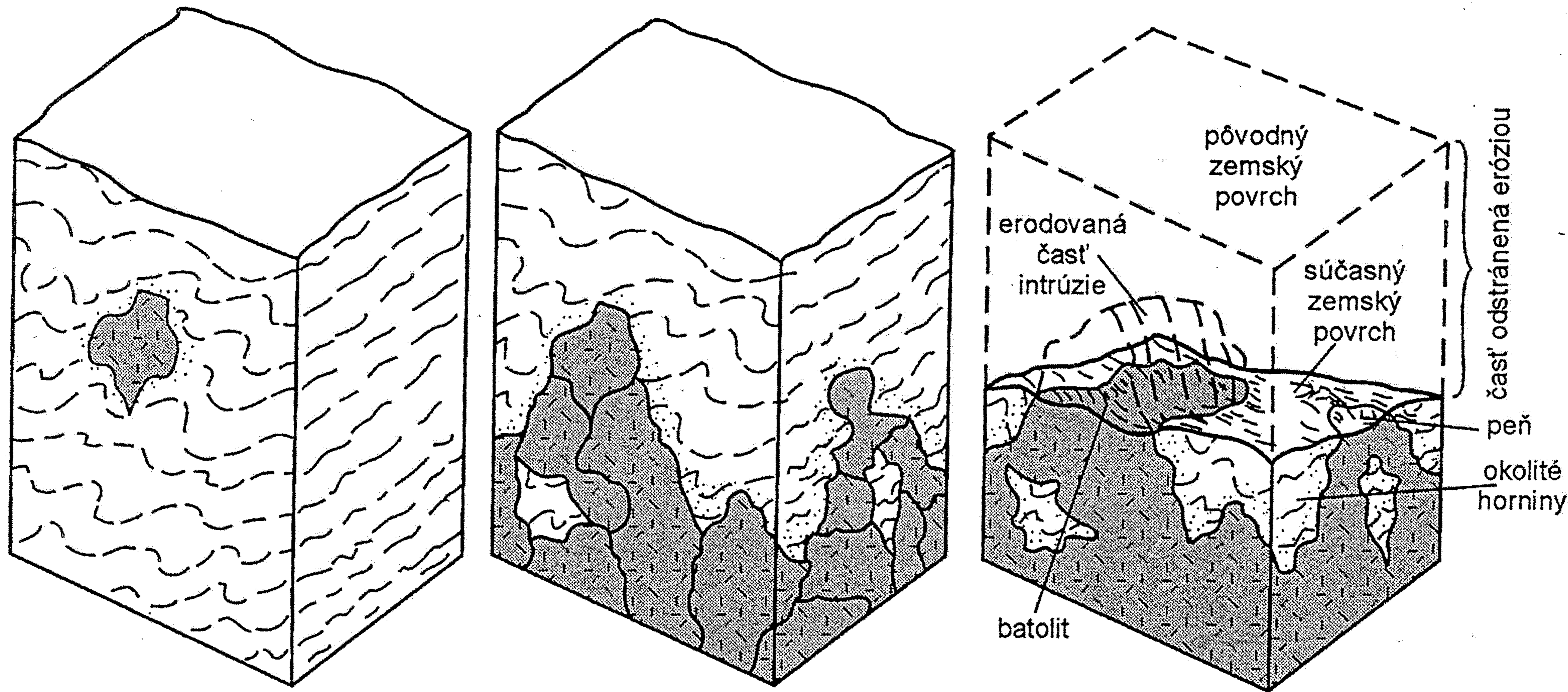


a



b

Obr. 6.12. Schematické znázornenie procesu magmatickej asimilácie a tvorenia magmy prechodného zloženia medzi pôvodnou magmou a okolitými horninami. a – Vystupujúca magma ulamuje bloky okolitých hornín (tento proces sa nazýva *stoping*). b – Tvorenie xenolitov okolitých hornín s vyššími teplotami tavenia ako je teplota magmatickej taveniny. Roztavené horniny sa miešajú s pôvodnou magmou a neroztavené časti tvoria uzavreniny. (upravené podľa Plummera – McGearyho 1996)



Obr. 6.17. Schematické znázornenie formovania batolitového telesa magmatických hornín. Na začiatku jednotlivé magmatické intrúzie (diapíry) prenikajú do okolitých hornín. Ich postupnou koalescenciou a stuhnutím do pevnej masy plutonických hornín vznikajú rozsiahle batolity. Po erózii nadložných hornín dochádza k ich obnaženiu na zemskom povrchu. (upravené podľa Plummera – McGearyho 1996)

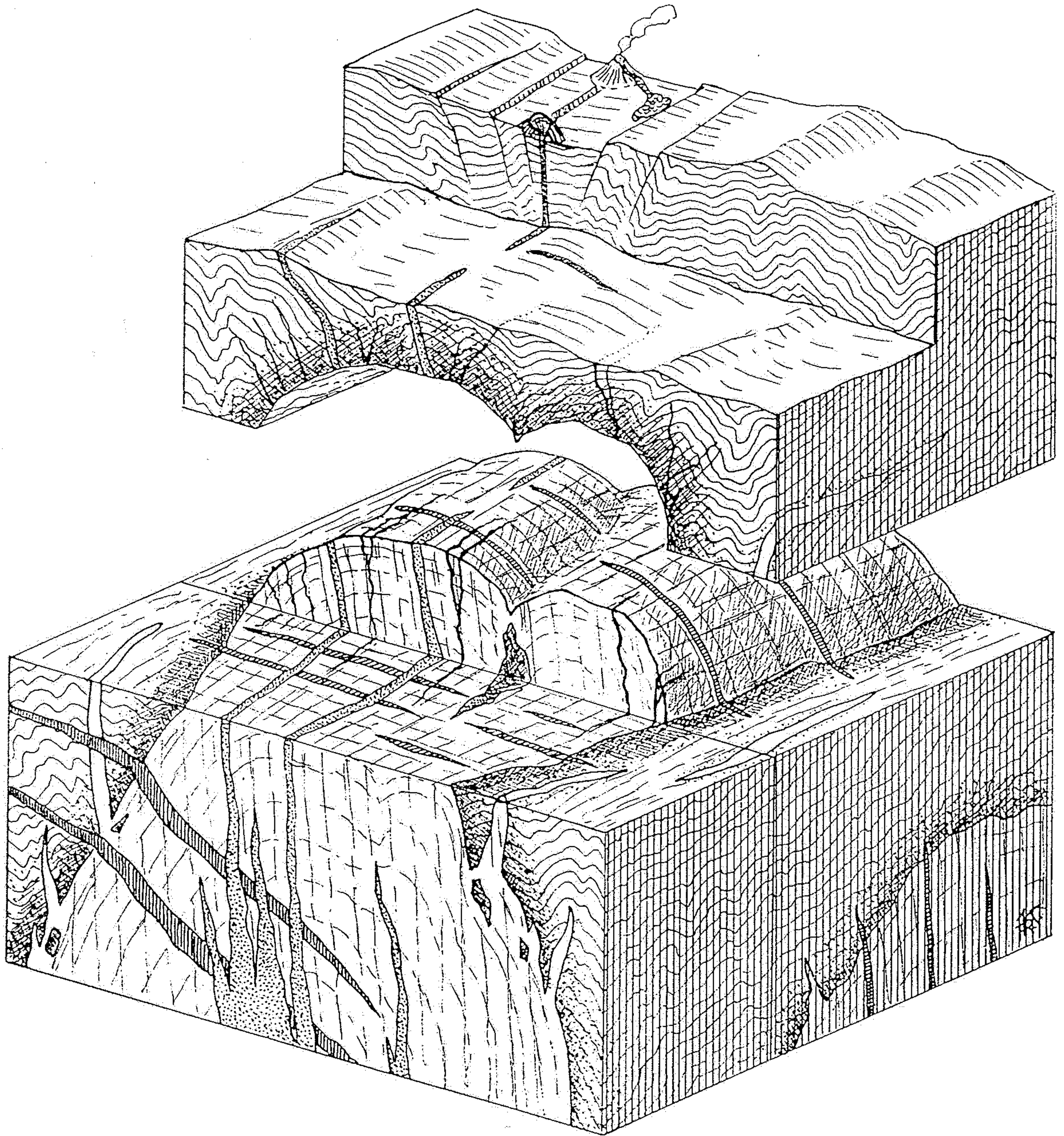
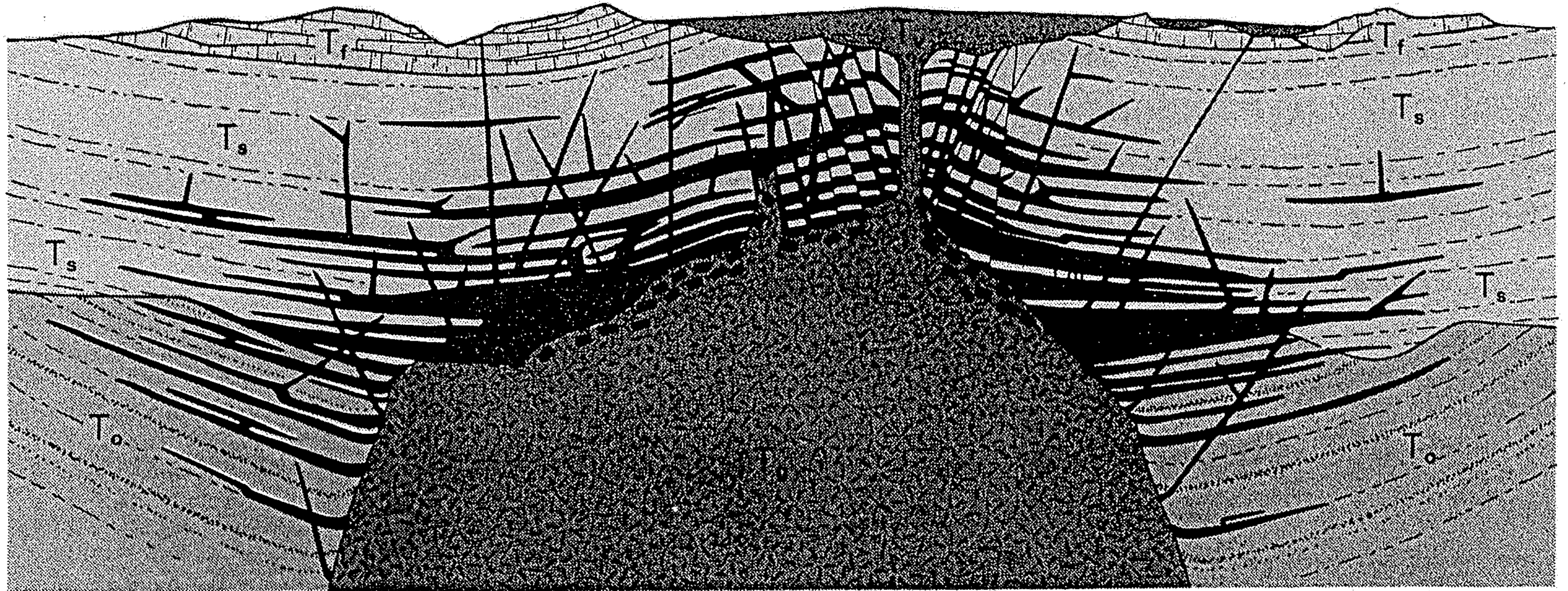


Abb. 171. Blockdiagramm eines Plutons (Batholithen) mit den ihn umgebenden Gesteinen des Mantels und der Erdoberfläche. Beim Pluton sind die Absonderung, die schließenden Schollen des Mantels, Apophysen sowie Gesteins- und Erzgänge, die den Pluton durchsetzen, ersichtlich. Im Mantel sind der Kontaktsaum, die Apophysen und die Gesteins- und Erzgänge, die aus dem Pluton in den Mantel eindringen, zu beachten. (Nach dem Muster von CLOOS vom Autor zusammengestellt.)

FIGURE 18-35

Cross sections showing a sill swarm (Tdi) of fine-grained granitic rocks, reinjected by the pluton from which they were fed at an earlier stage of its development. A final outburst of granitic magma to the surface fed a large pyroclastic flow (Tv). Mount Rainier National Park, Washington. (From R. S. Fiske, C. A. Hopson, and A. C. Waters, 1963.)



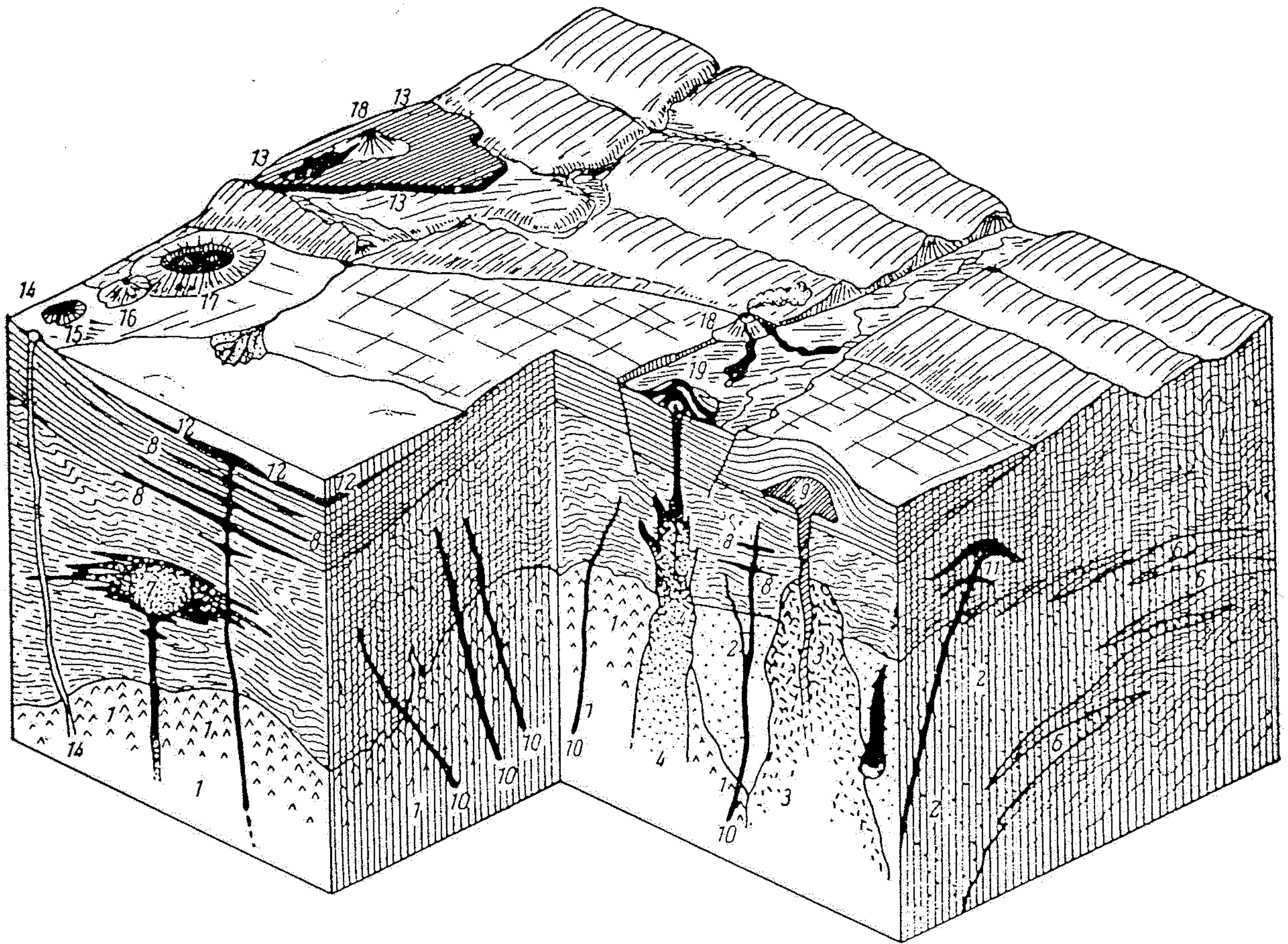
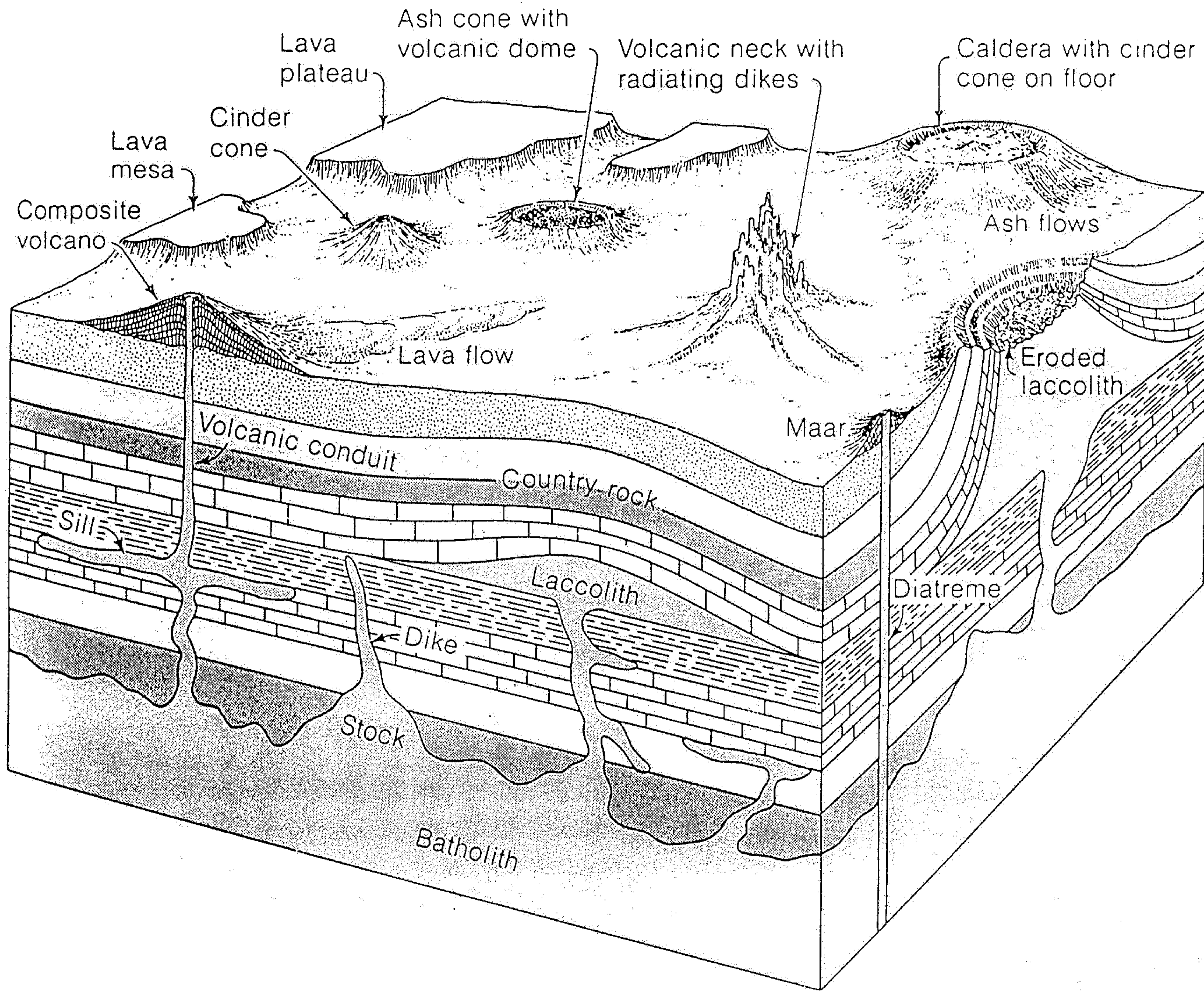
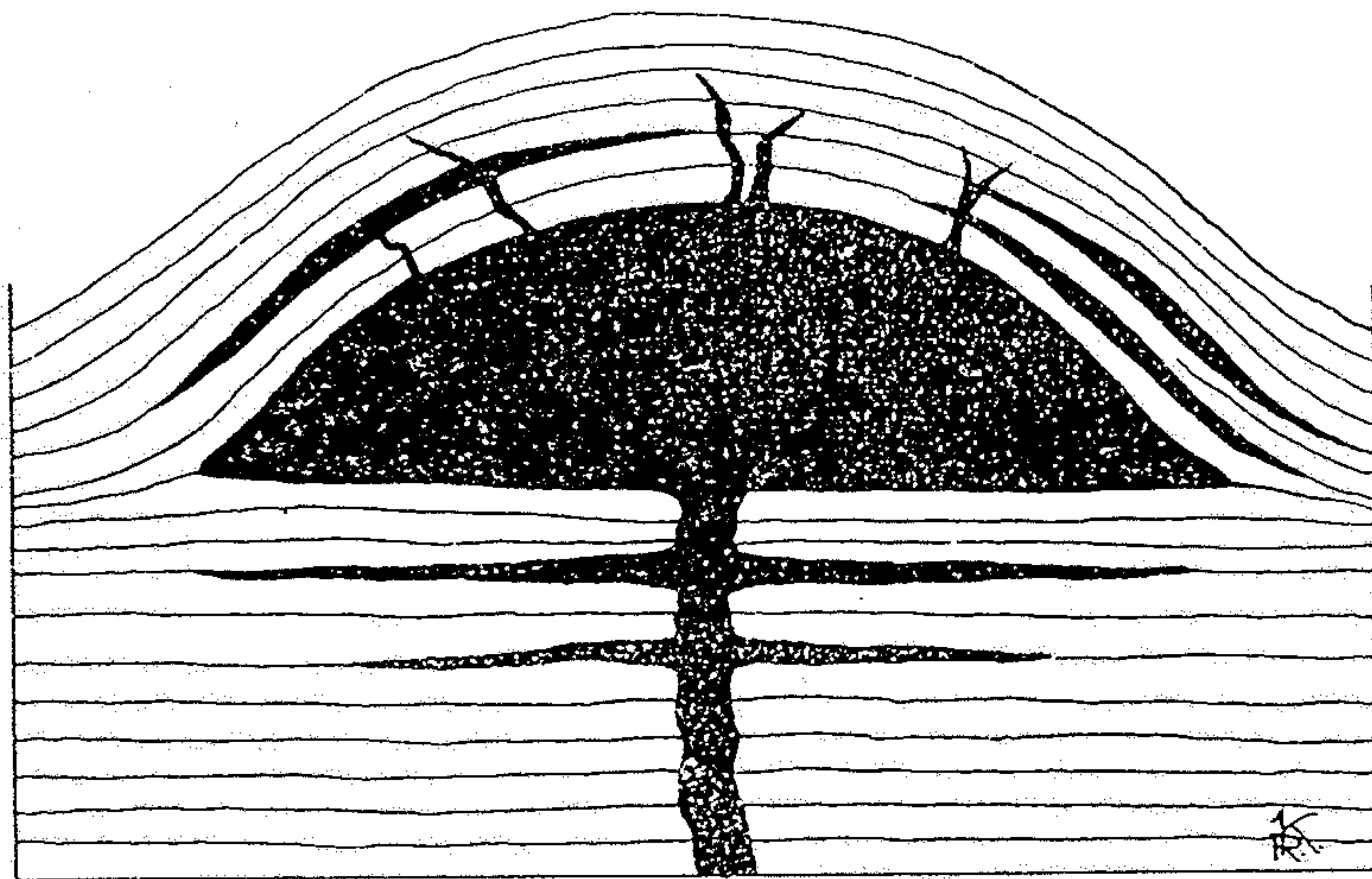


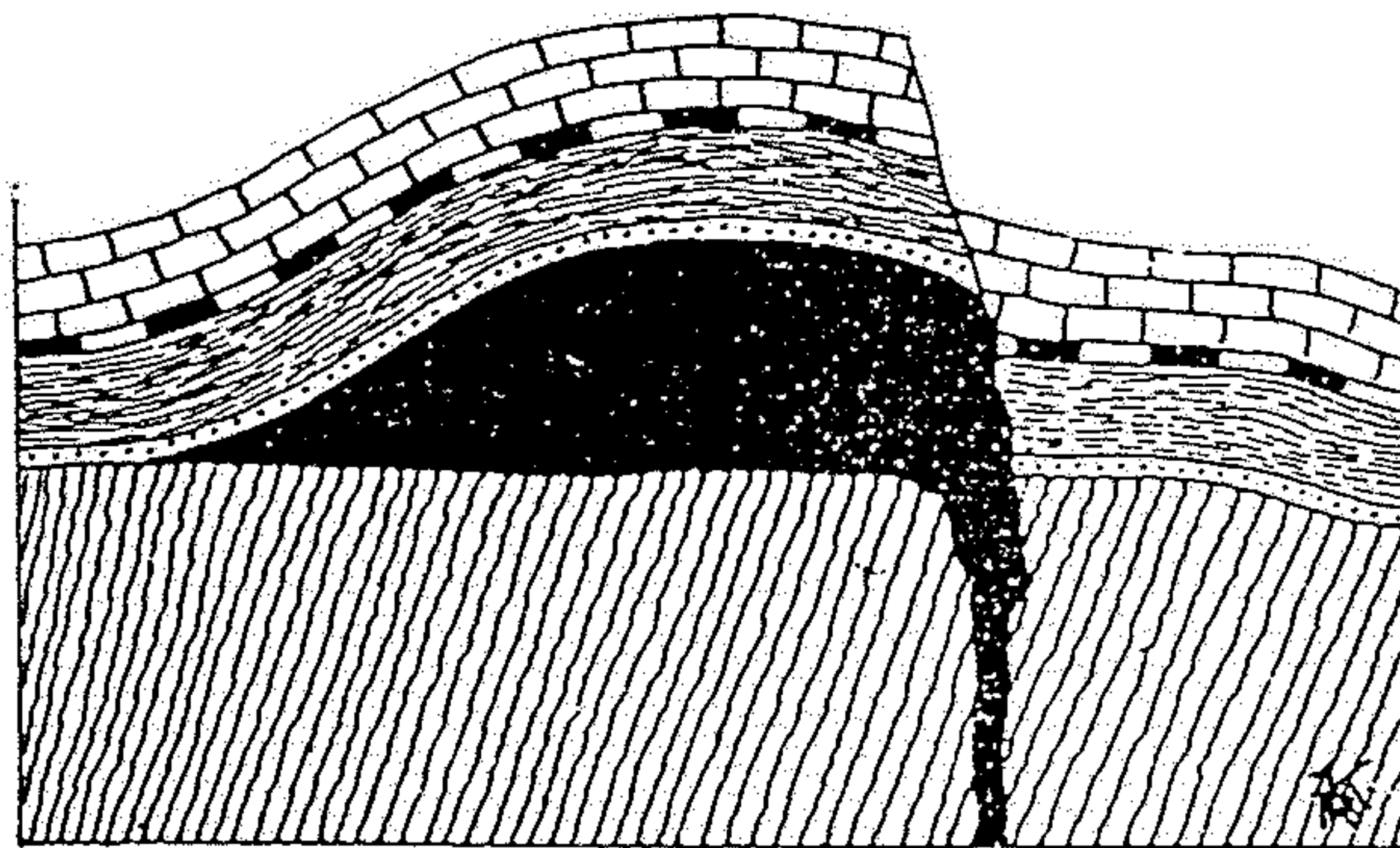
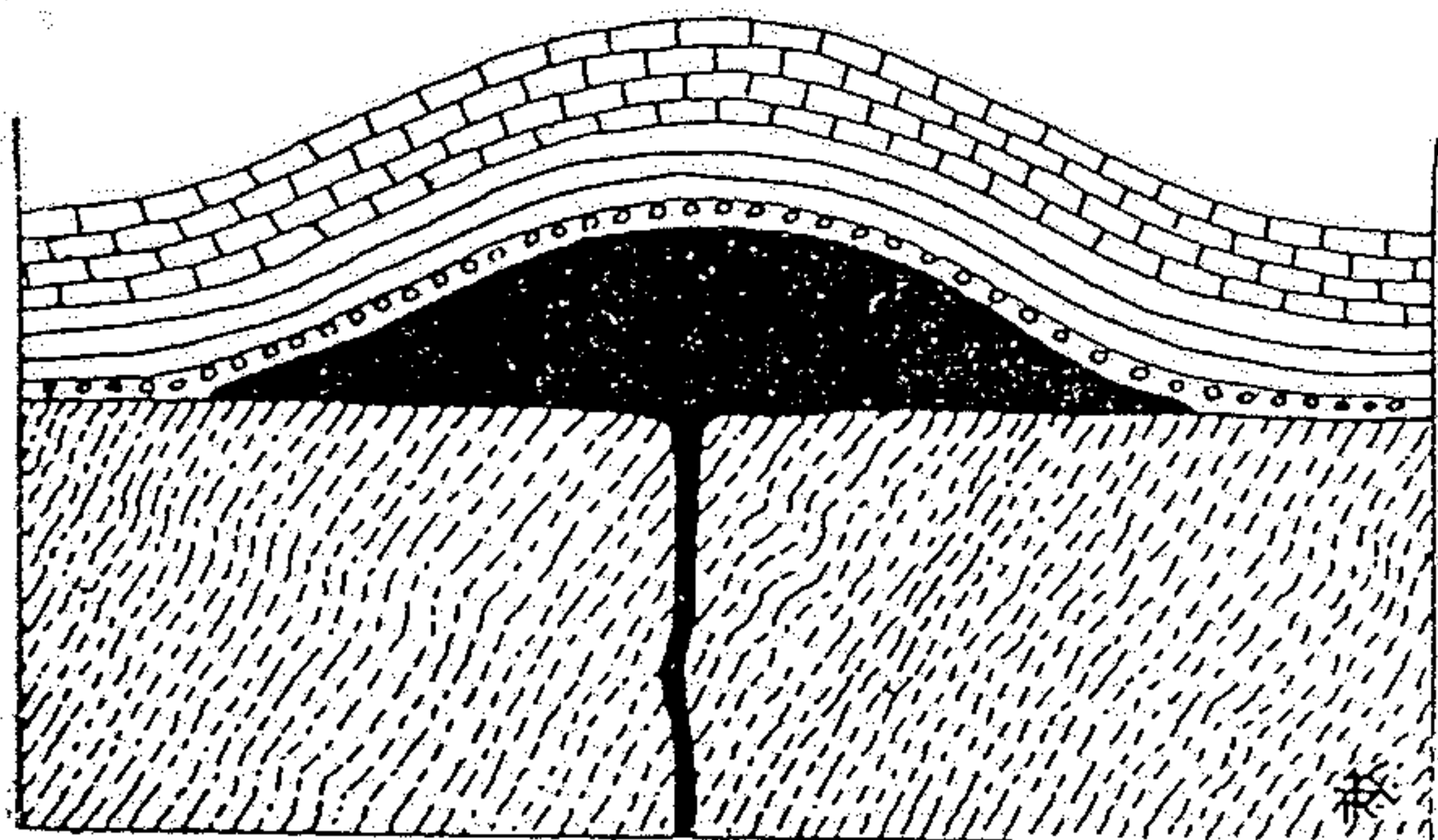
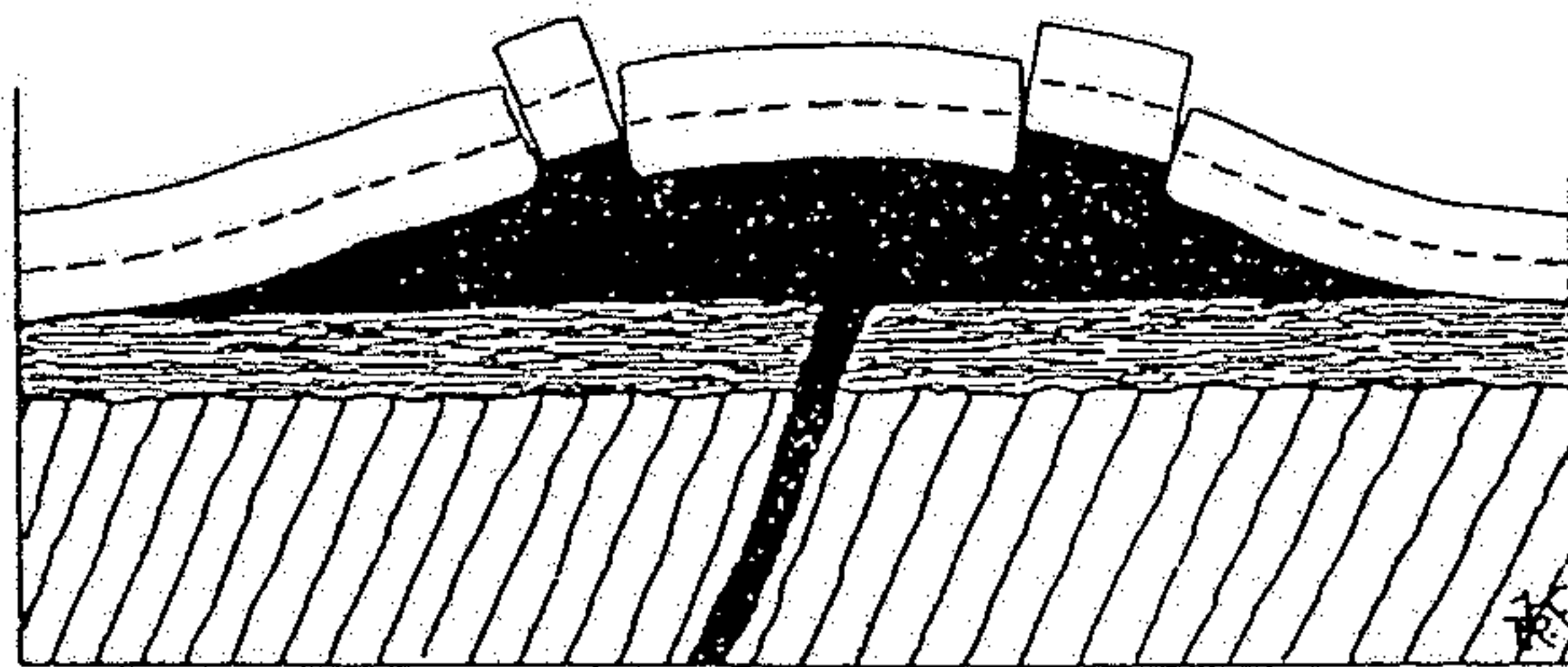
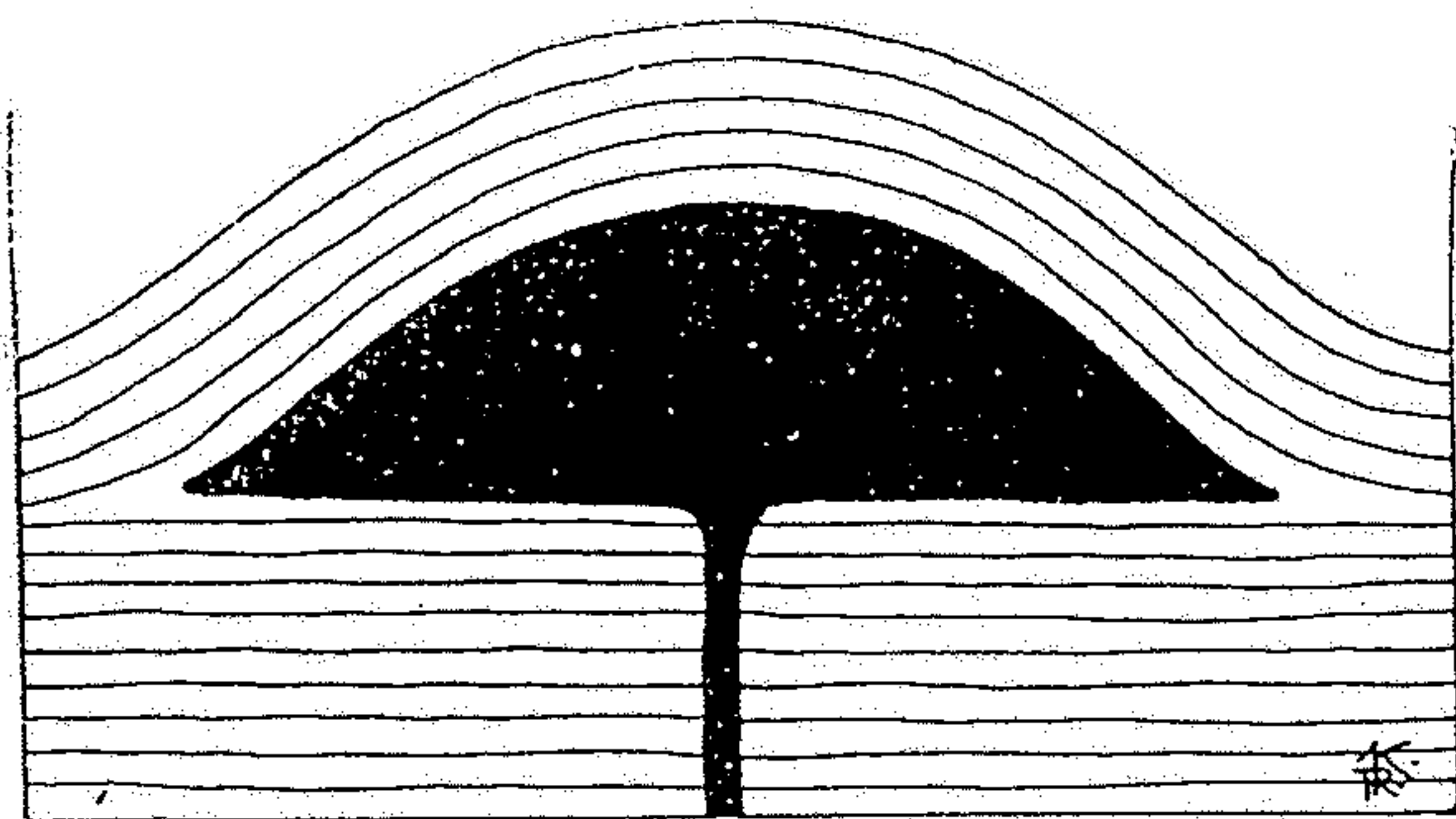
Abb. 169. Blockdiagramm einzelner Typen von Intrusiv- und Effusivkörpern von Erstarrungsgesteinen. 1 Batholith und seine Apophysen (5), 2 Pluton zungenförmiger Gestalt und seine Apophysen (6), 3 und 4 Stöcke, 7 Lakkolith, zederförmiger Typus, 8 Lagergänge, 9 normaler Lakkolith, 10 echte Gänge, 11 Phakolith, 12 submarine Decke, 13 Lavadecke des Festlandes (festländische Lavadecke), 14 Durchschlagsröhre (Diatrema), 15 Maar, 16 aufgeschütteter Aschenkegel, 17 Caldera, Kratersee und späterer Vulkankegel in der Caldera, 18 aufgeschütteter Aschenkegel und aus dem Krater ausgeflossene Lavaströme, 19 Stratovulkan.

(Original.)



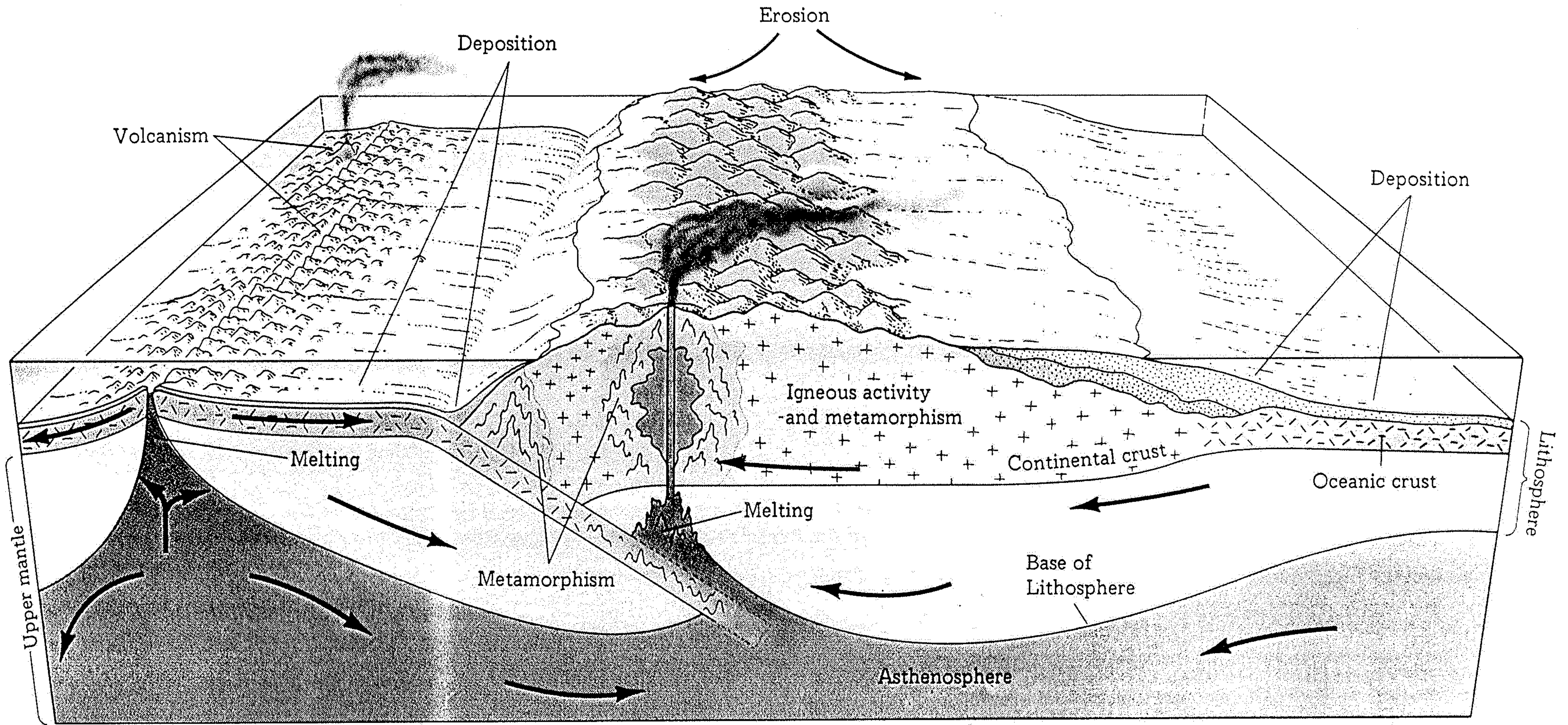


Obr. 191. *Lakkolith s apofysami do stropu a provázený ložními žilami.*



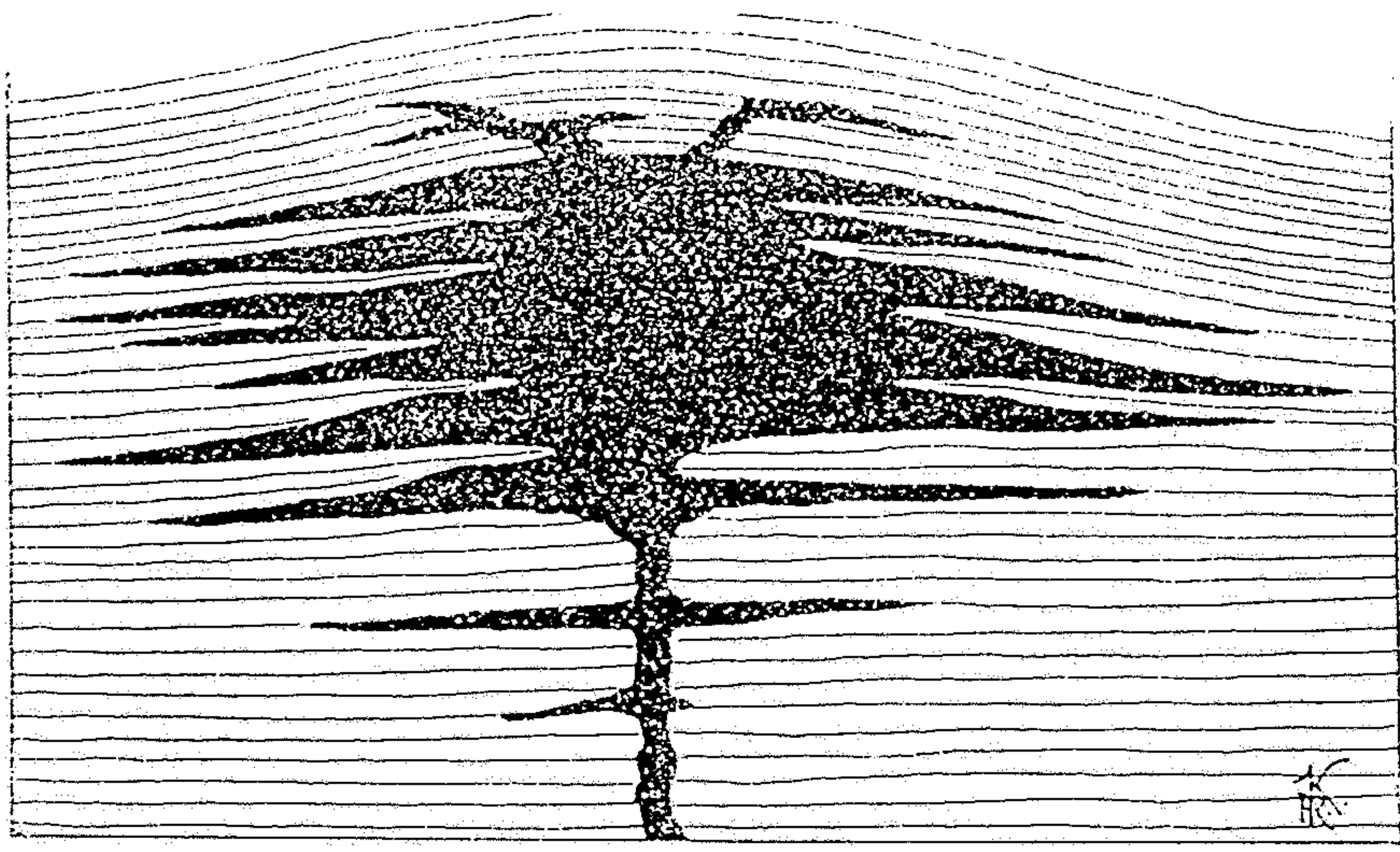
Obr. 192. *Normální lakkolith (v jednom souvrství) a lakkolith interformační (na styku dvou diskordantně uložených souvrství).*

Obr. 193. *Lakkolith aktivně roztrhávající svůj strop (nahore) a hemilakkolith (dole).*

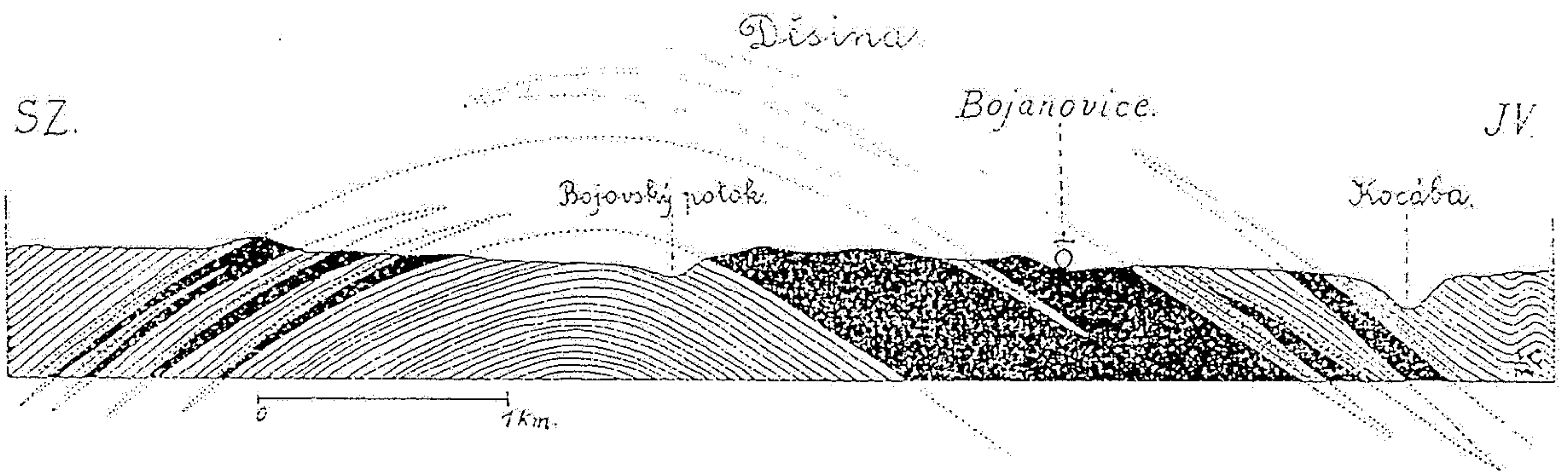


Sedimentary rock
 Igneous rock
 Metamorphic rock
 Igneous and metamorphic rock

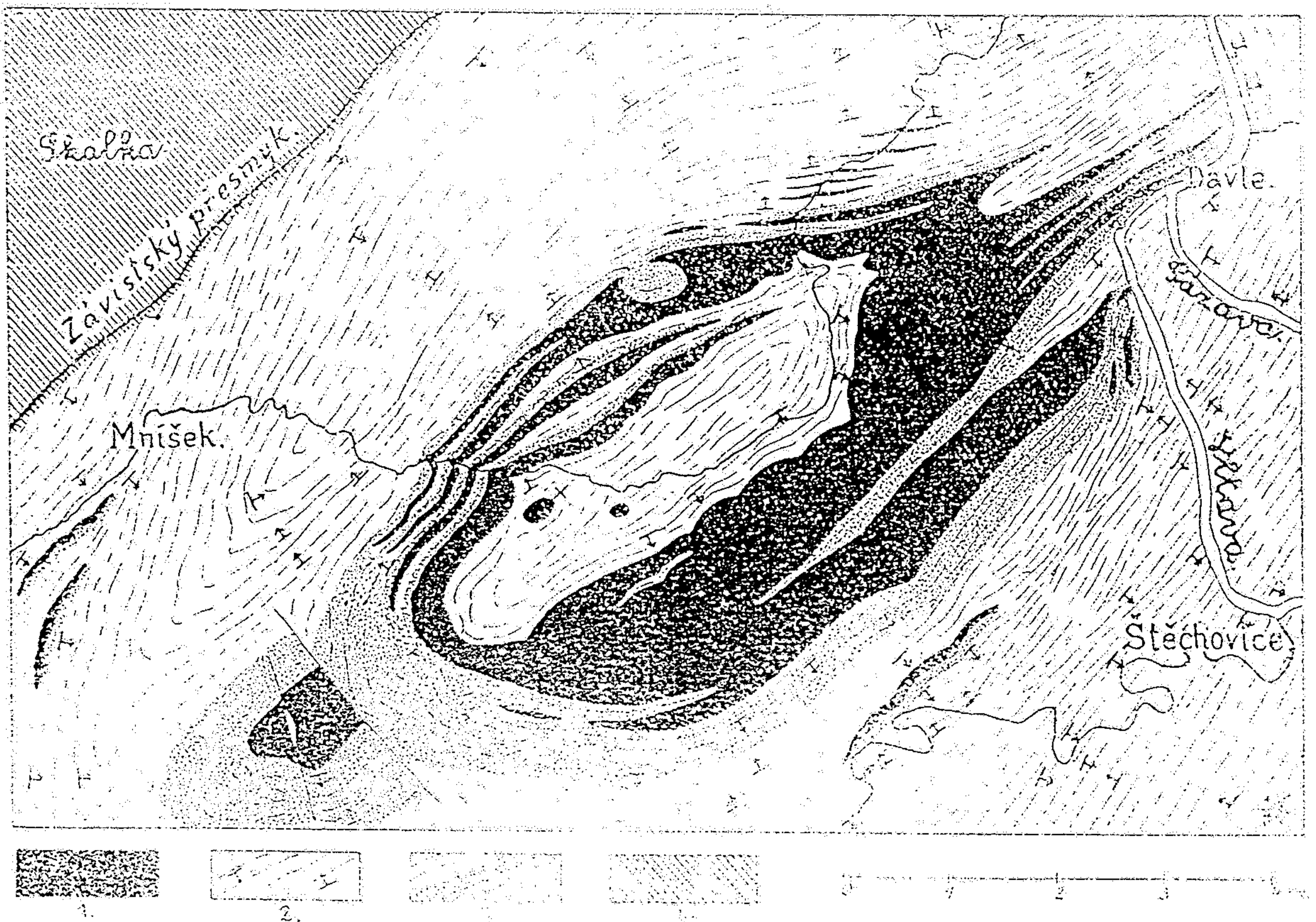
1.14 A cross section through a growing oceanic plate, which plunges beneath the edge of a continent, shows that the igneous, sedimentary, and metamorphic components of the rock cycle are present in both continental and oceanic regions.



Obr. 194. Lakkolith cedrového typu a ložní žíly.



Obr. 196. Průřez porfyrovým lakkolithem cedrového typu v algonkiu mezi Mníškem a Dačlí. (Orig.)



Obr. 195. Geologická mapa cedrového porfyrového lakkolithu v zvrstvě mezi Mníškem a Vltavou a Dačlí. 1. porphyry a porphyryty, 2. algonkické břidlice a úbočí, 3. adinolovité a bulžňácké vápny, 4. úbočí algonkianu, 5. žulovina a ordovik. (Orig.)

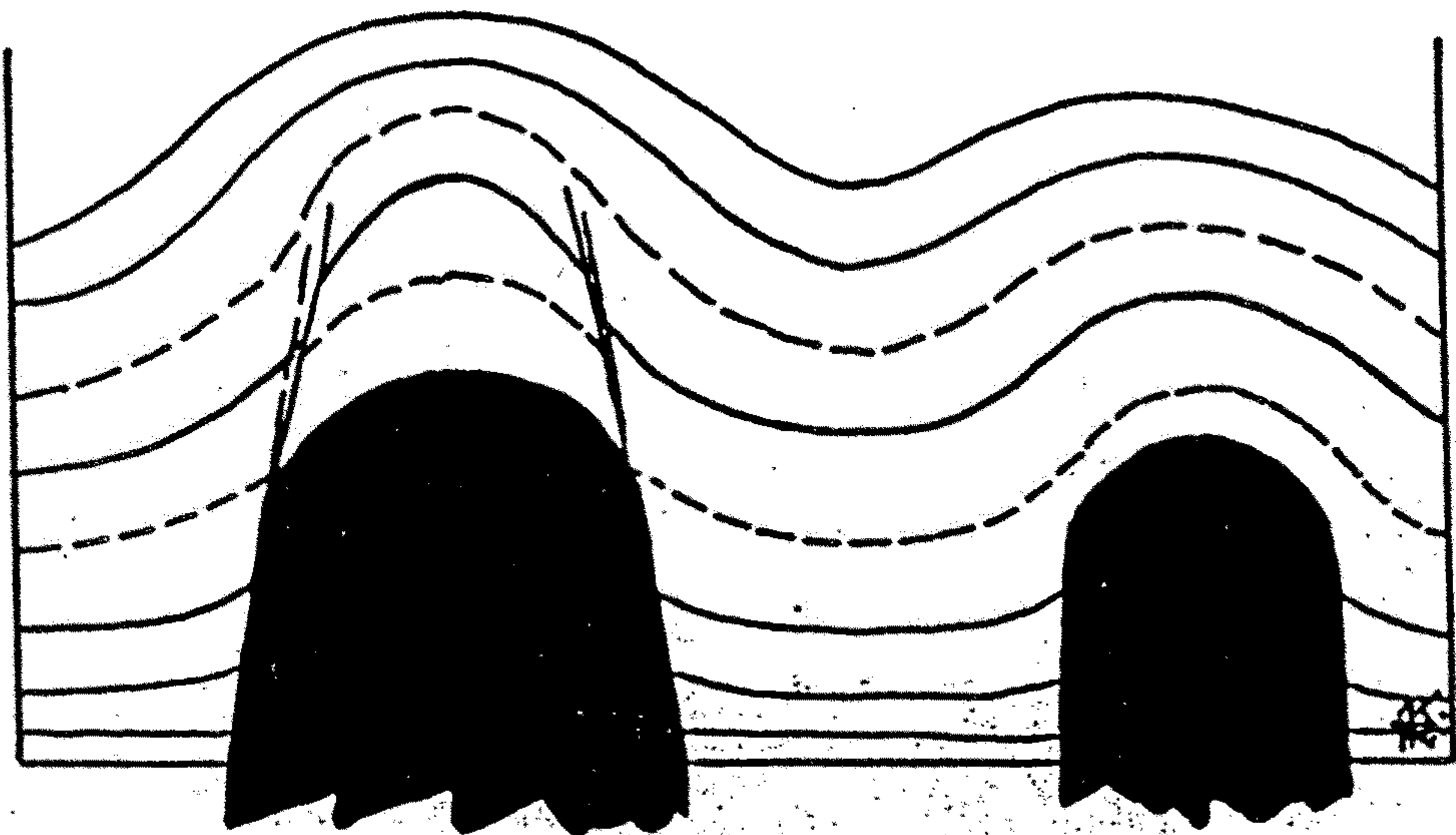
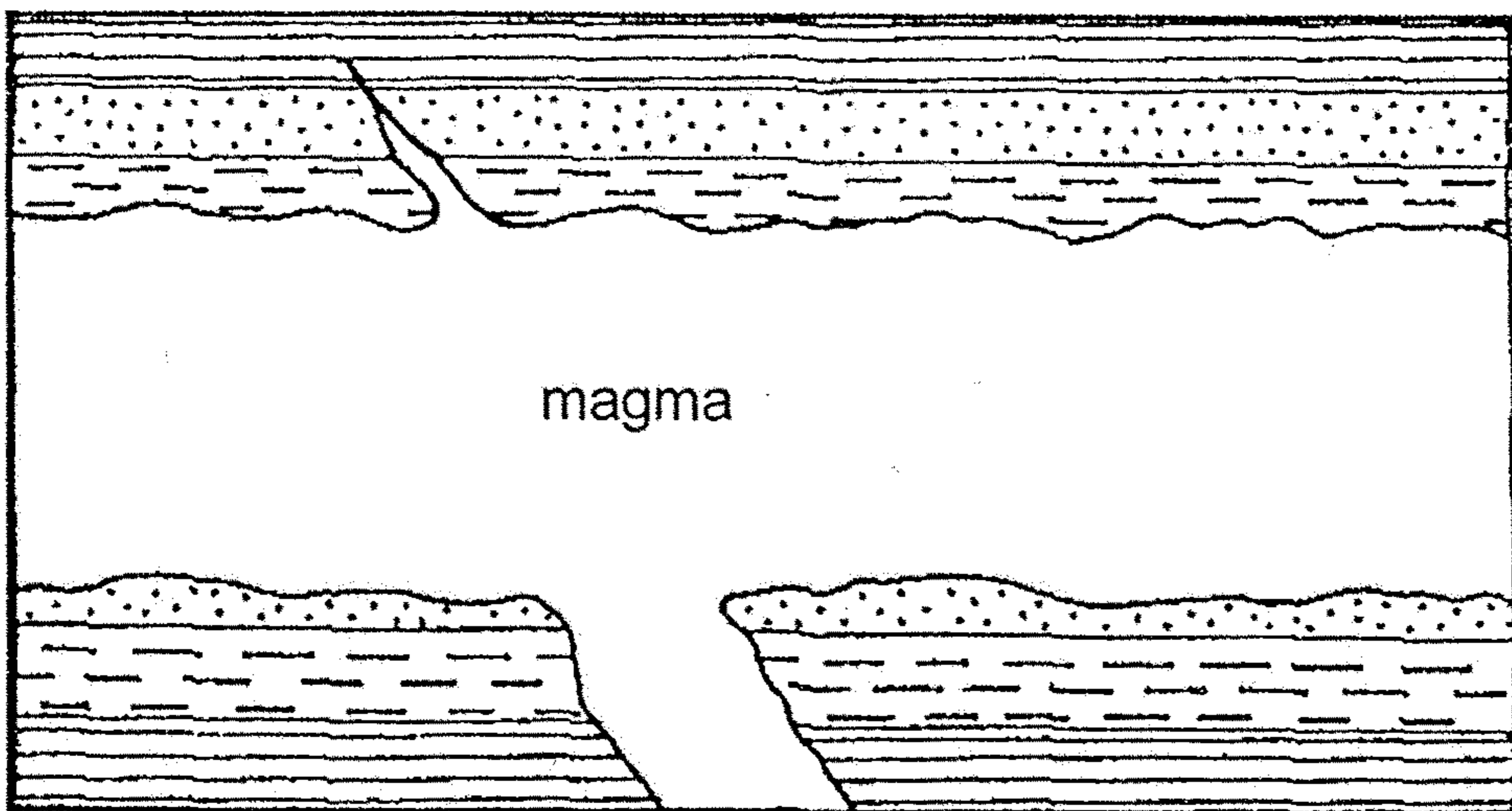
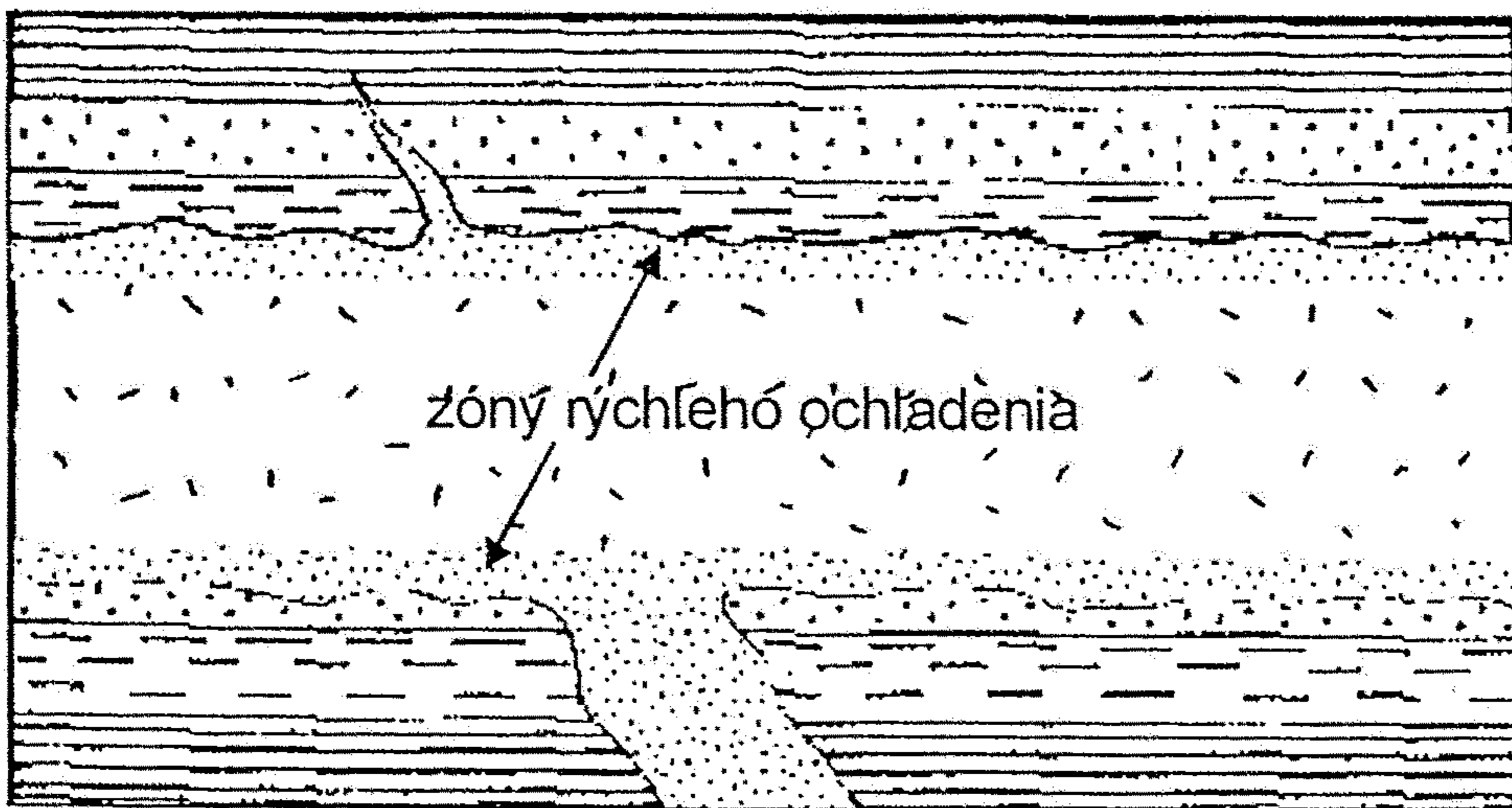


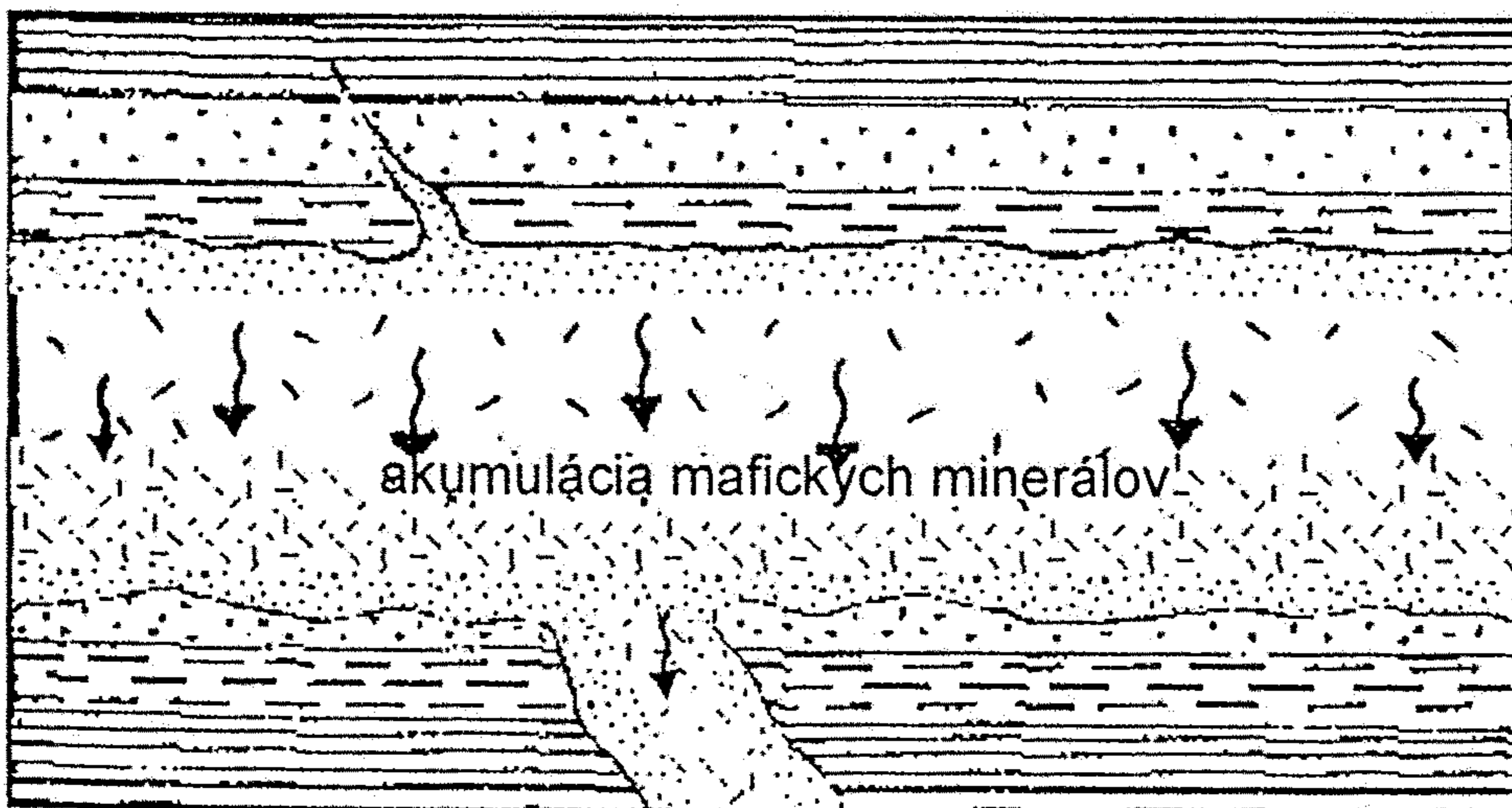
Abb. 190. Oben: Bysmalith; unten: Phakolith.
(Original.)



a

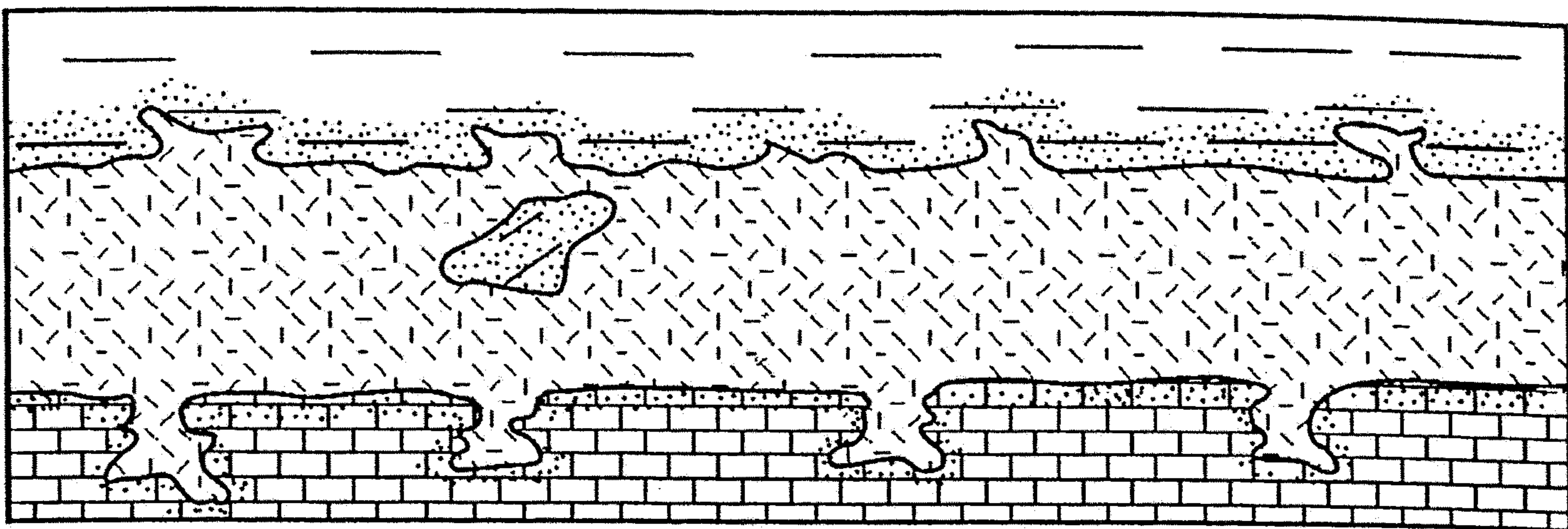


b

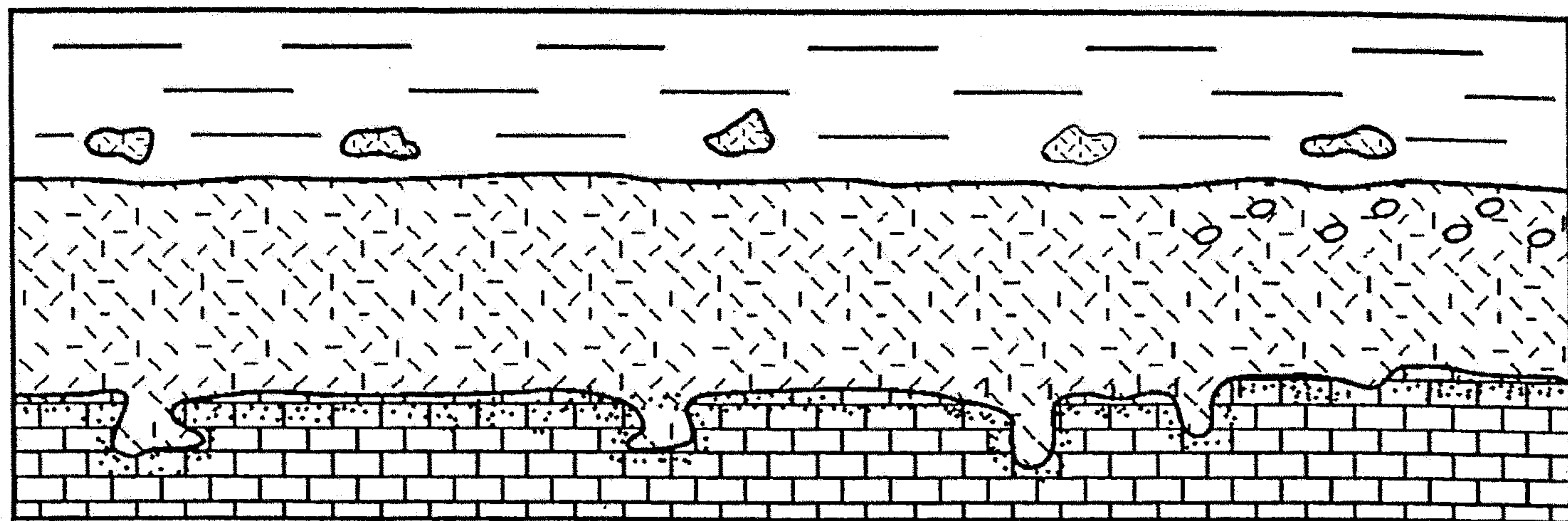


c

Obr. 6.8. Geologické rezy znázorňujúce proces diferenciácie v bazaltovom sille a dajke usadzovaním vykryštalizovaných minerálov. a – Intrudujúca magma je úplne tekutá. b – Pomalým ochladzovaním mafické minerály ako olivín začínajú kryštalizovať ako prvé. Na bezprostrednom styku s okolitými horninami dochádza k rýchlemu ochladeniu a vzniku úzkeho lemu tvoreného jemnozrnnou horninou. c – Skôr vykryštalizované ťažšie minerály začínajú klesať, čím je zostávajúca magma ochudobňovaná o mafické zložky. (upravené podľa Plummera – McGearyho 1996)



a



b

Obr. 6.15. Rozdiely medzi a – sillom a b – lávovým prúdom. Silly len výnimočne obsahujú dutinky po plynoch. Svojim teplom ovplyvňujú podložné i nadložné horniny. Môžu uzatvárať fragmenty nadložných hornín a ich odžilky vnikajú ako do podložných tak i do nadložných hornín. Lávové prúdy majú hojné dutinky po úniku plynov, najmä vo svojej vrchnej časti. Svojim teplom ovplyvňujú len podložné horniny. Úlomky z erodovaných lávových prúdov sa často nachádzajú v mladších nadložných sedimentárnych horninách.

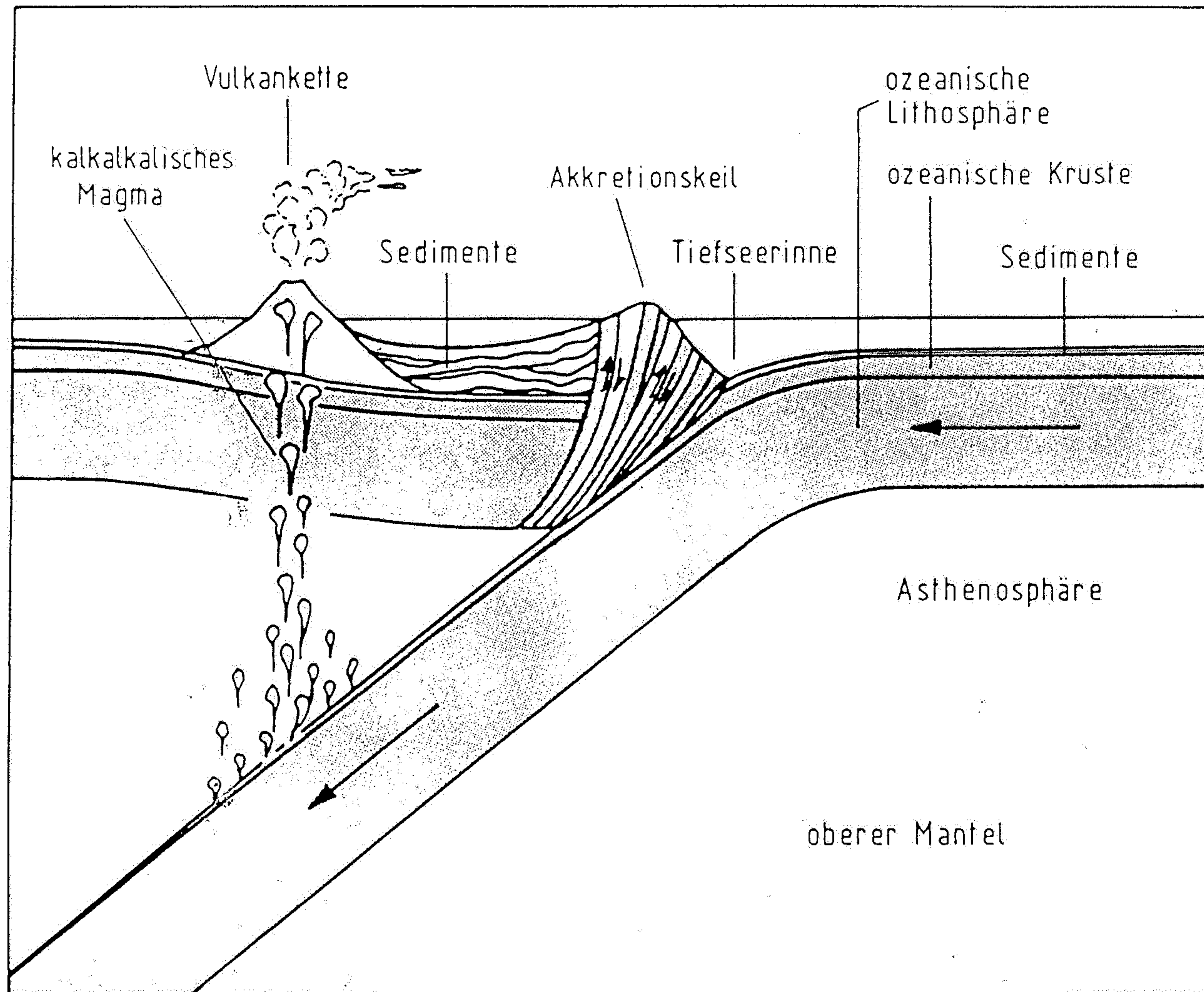
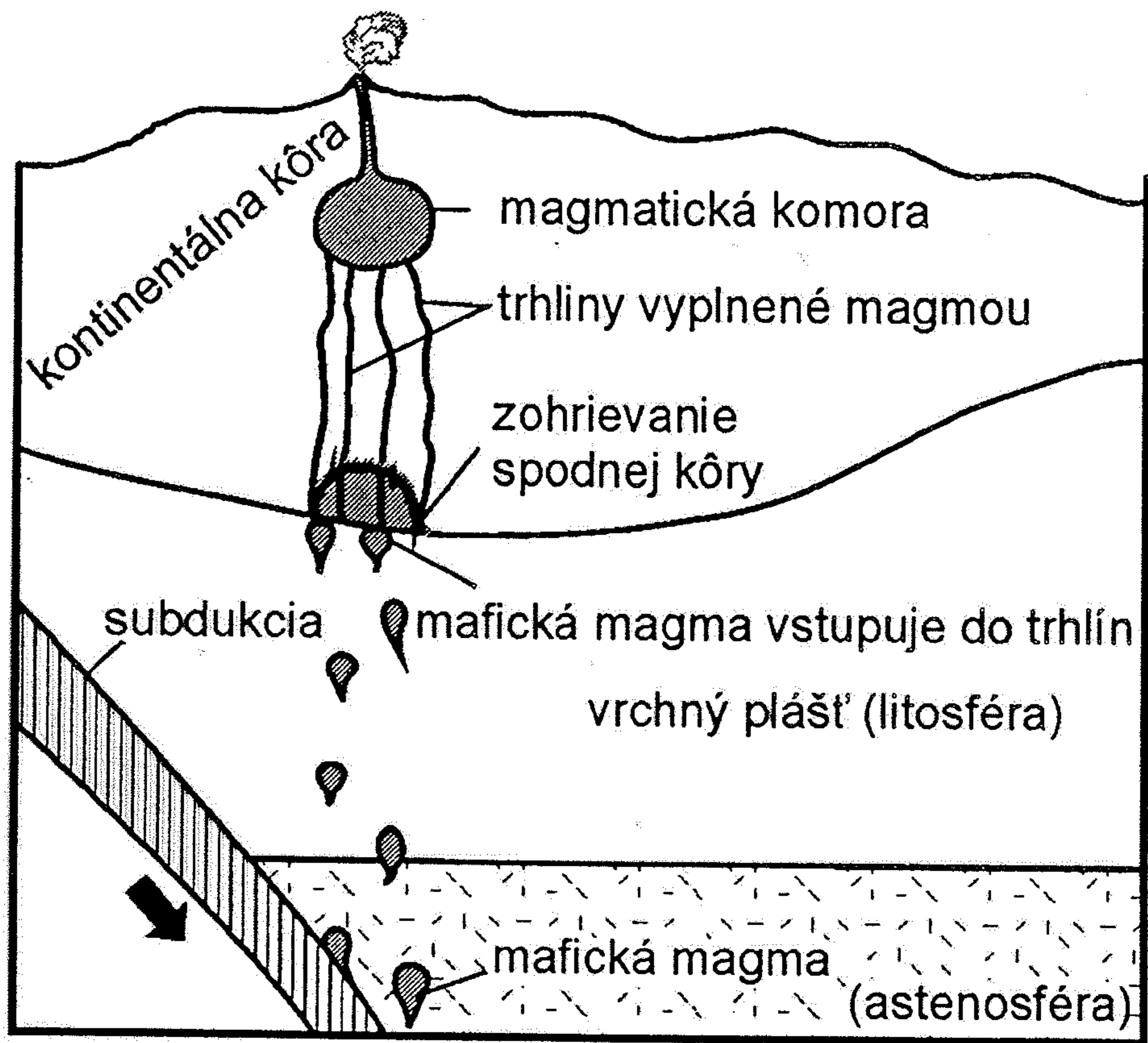
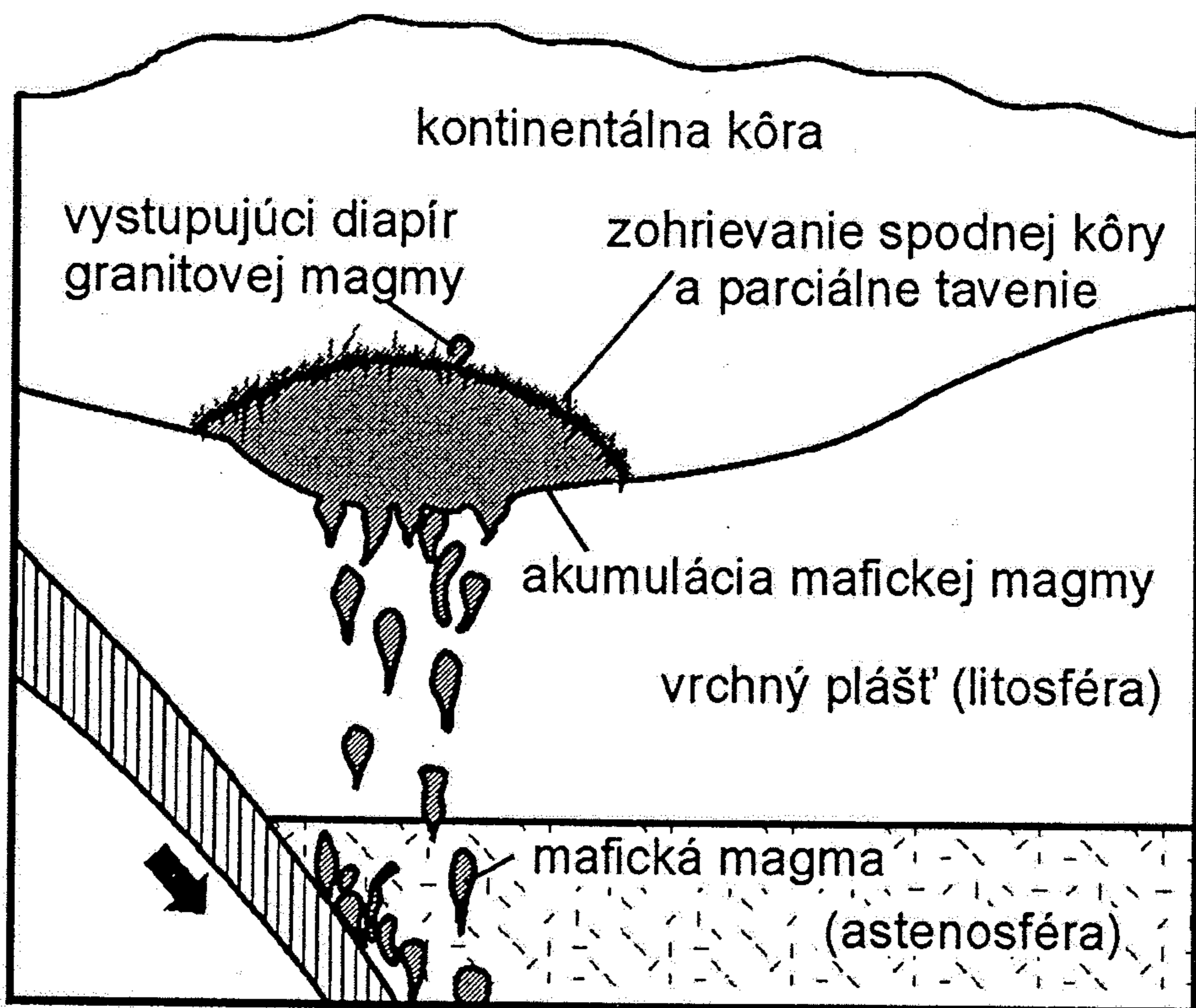


Abb. 11.10. Tektonische und vulkanische Prozesse im Bereich der Subduktion. Meeressedimente und Späne der ozeanischen Kruste werden von der entgegenstehenden Lithosphäre abgehobelt und formen als Akkretionskeil nichtvulkanische Inseln. Die weiter zurückliegende Vulkankette mit kalkalkalischer Magmenförderung ist das Ergebnis der von der abtauchenden Platte in Tiefen um 150 km abschmelzenden Krustenteile, die als Magmen aufsteigen. Die Tiefseerinne entsteht beim Abknicken der Platte.

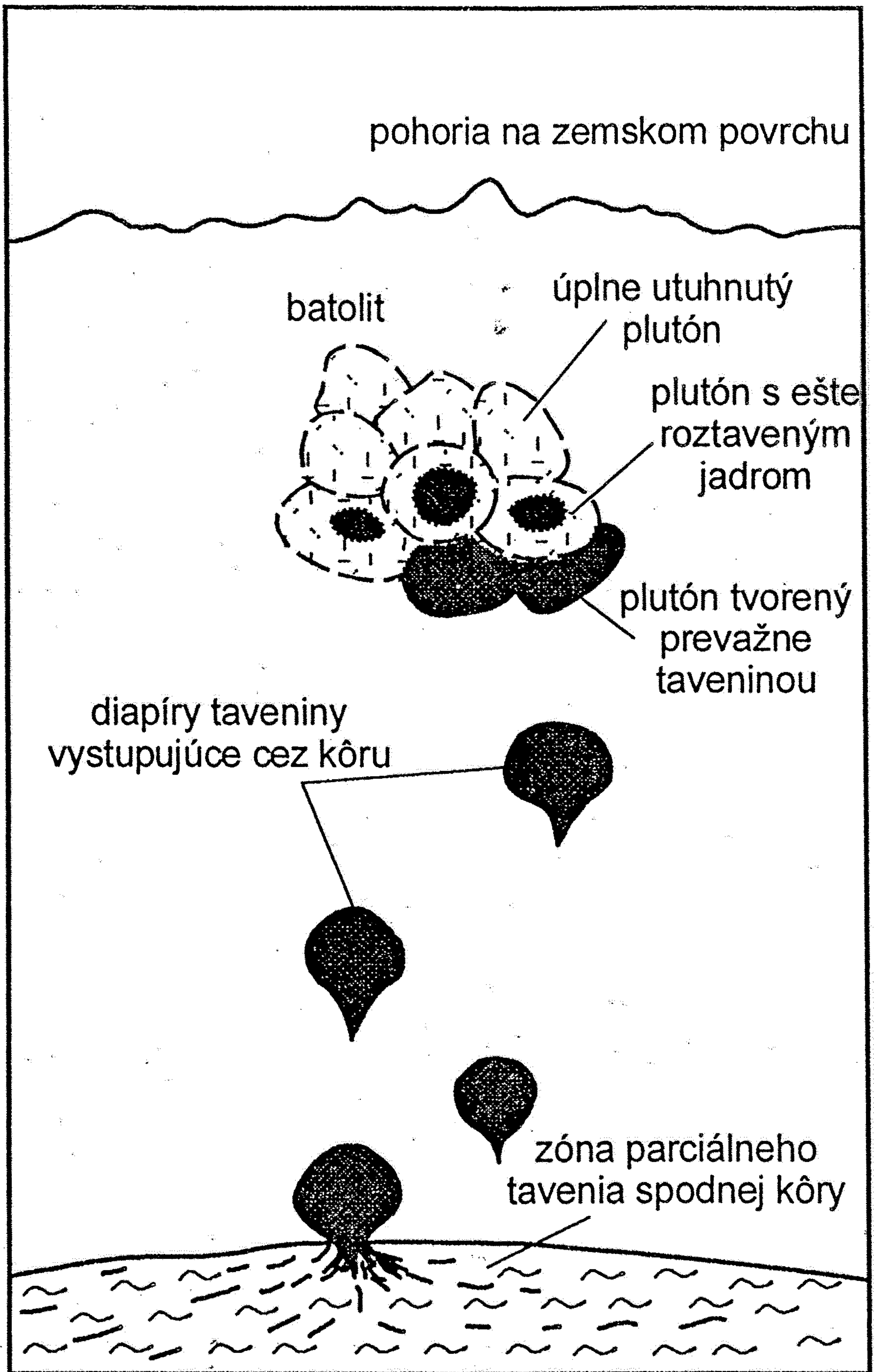


a

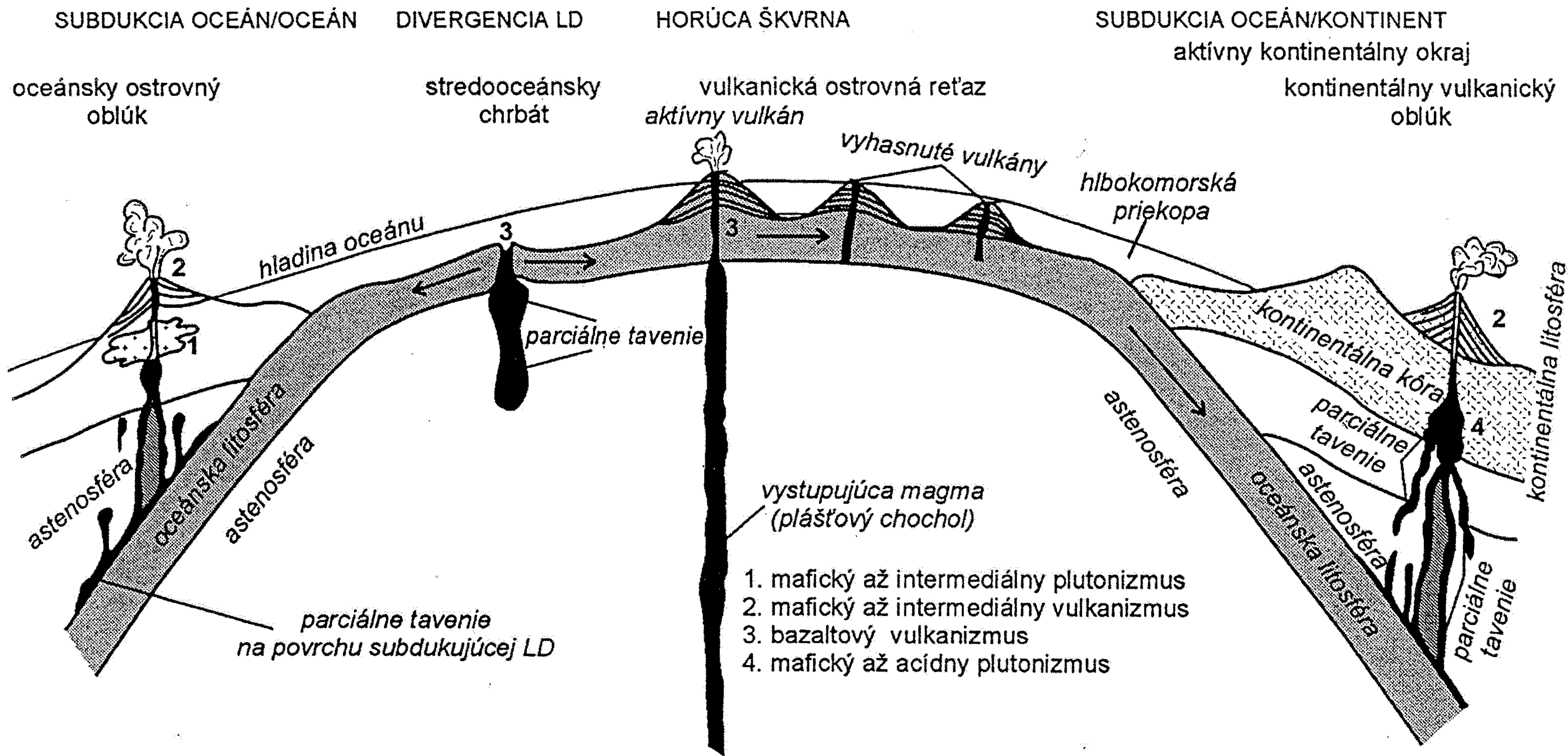


b

Obr. 6.21. Schématické rezy znázorňujú ako intrudujúca mafická magma môže zohrievať spodnú kôru, viesť k jej parciálnemu taveniu a k vzniku granitovej magmy. a – Mafická magma vystupuje z astenosféry cez systém trhlín v spodnej kôre. b – Hromadenie mafickej magmy na rozhraní vrchného plášťa a spodnej kôry (underplating) spôsobuje zohrievanie a parciálne tavenie spodnej kôry za vzniku granitovej magmy. (upravené podľa Plummera – McGearyho 1996)



Obr. 6.16. Diapíry magmy vystupujúce zo spodnej kôry tuhnú vo vrchnej dobe početných plutónov, postupne vytvárajúcich rozsiahly batolit. podľa Plummera – McGearyho 1996)



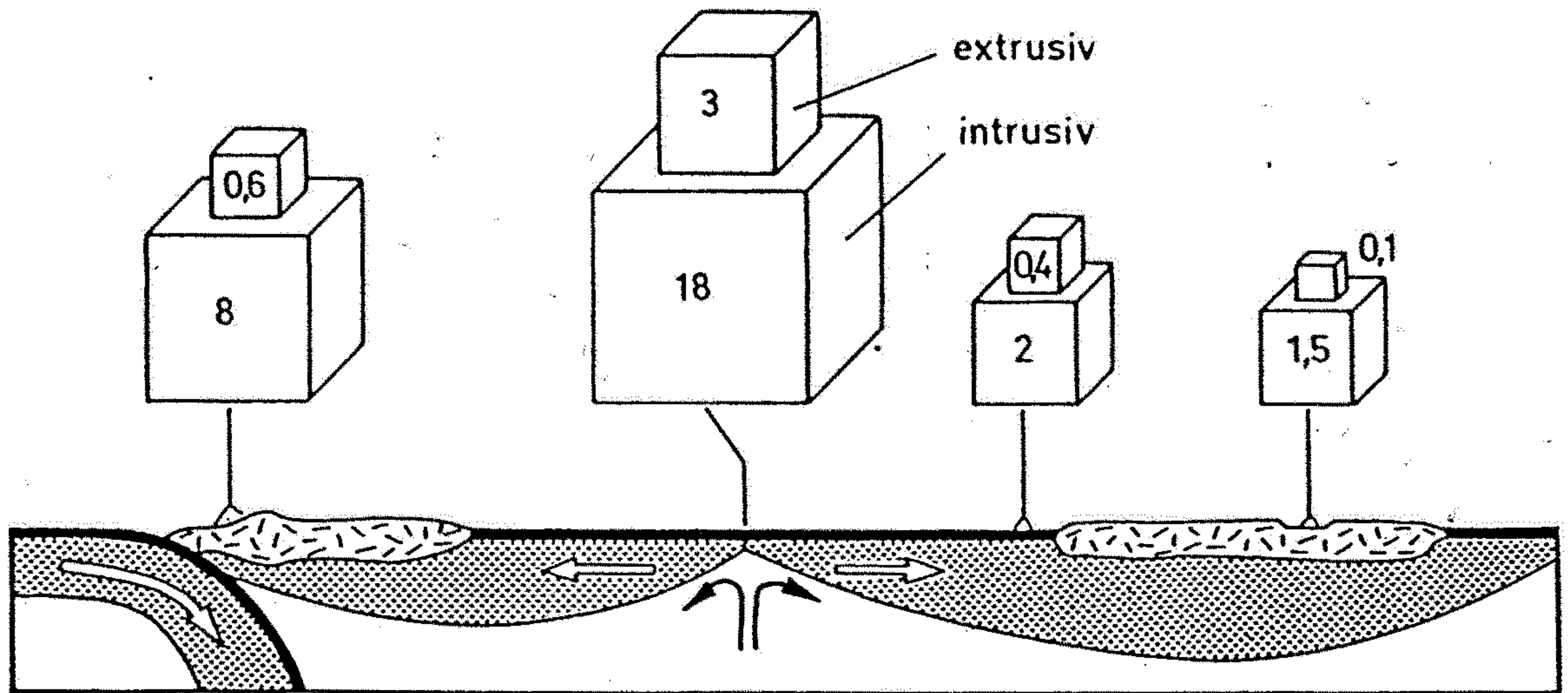
Pr. 6.18. Tri hlavné typy magmy – bazaltová, andezitová a ryolitová sa tvoria v podmienkach výrazne spätých s pohybom tectonických dosiek. Tieto pohyby kontrolujú, kde dochádza k taveniu hornín zemskej kôry a vrchného plášťa a či vzniknutá magma stuhne pod povrchom v podobe intruzívnych telies magmatických hornín, alebo dôjde k jej extrúzii na zemský povrch. (pravené podľa Pressa – Sievera 1998)

Magma - Produktionsrate in $\text{km}^3 \text{a}^{-1}$

Subduktions-
zone

Mittelozeanische
Rücken

Intraplattenvulkane
ozeanisch kontinental



Tab. 12.2 Mantelteilschmelzen: Grad der Aufschmelzung, Restit und Schmelze* (nach MATTHES, 1993)

Grad der Aufschmelzung eines repräsentativen Mantel- gesteins (Lherzolith**)	Restit	Schmelze
--	--------	----------

5 %	leicht-verarmter Lherzolith	Olivin-Nephelin-basaltisch
10 %	verarmter Lherzolith	Alkali-Olivin-basaltisch
30 %	Harzburgit	tholeiitisch-basaltisch
60 %	Dunit	pikritisch, komatiitisch

* beachte: Die Zusammensetzung einer Mantelschmelze ist neben dem Aufschmelzungsgrad auch von der Mineralzusammensetzung des Mantels, also den P,T-Bedingungen abhängig (vgl. Abb. 9.11, 10.14 und 12.9).

**Lherzolith ist das wichtigste Gestein innerhalb der Peridotite (Olivin-reiche Ultramafite, Abb. 12.5)

+vgl. Kasten 12.1 und Tab. 1.1

Abb. 12.7

Magmenproduktionsrate ($\text{km}^3 \text{a}^{-1}$)
an Mittelozeanischen Rücken, kon-
vergenten Plattenrändern und im
Innern von kontinentalen und
ozeanischen Platten (nach
SCHMINCKE, 1986).