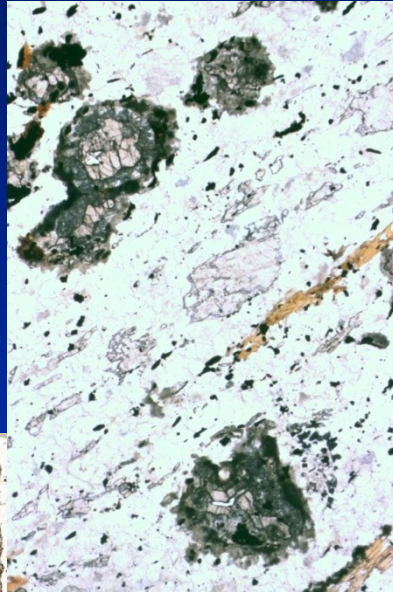
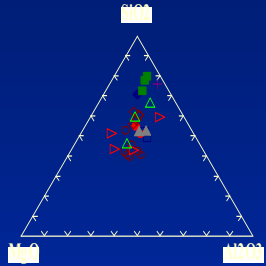
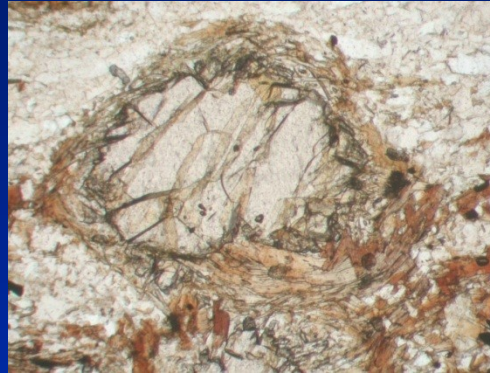


Metamorfni PTt dráhy

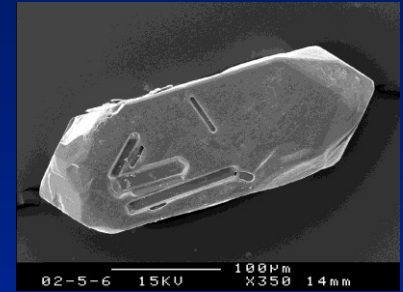
protolit – chemický systém



reakce

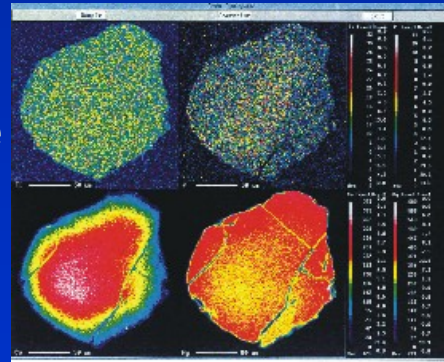


stáří protolitu



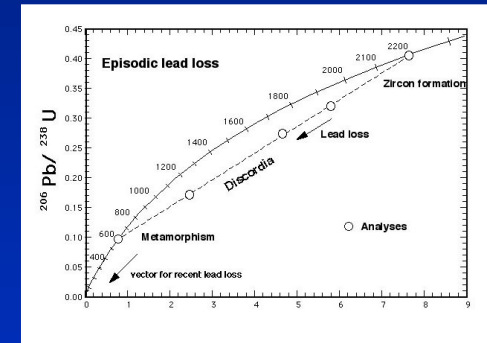
deformace

rekrytalizace



zonalita minerálů

P-T podmínky metamorfózy



stáří metamorfózy

Obsah

Horniny-odraz geologických procesů, metamorfóza

Kde probíhají horninotvorné procesy

Přeměny při metamorfóze

Metamorfní dráhy PTt – definice

Hlavní činitelé metamorfózy

Typy metamorfózy – genetické klasifikace

Rekonstrukce drah P-T

- postupy a indikátory konstrukce drah P-T
- analýza vztahu krystalizace a deformace
- zonalita minerálů a dráha P-T

Metody odvození P-T podmínek

- chemická rovnováha v metamorfóze
- typy metamorfních reakcí
- petrogenetické mřížky
- geotermobarometrie, termodynam. modelování

Postup při určení P-T podmínek rovnováhy, interpretace

Popis drah P-T

PTt a tektonika

P-T-time

Termální modely

Příklady

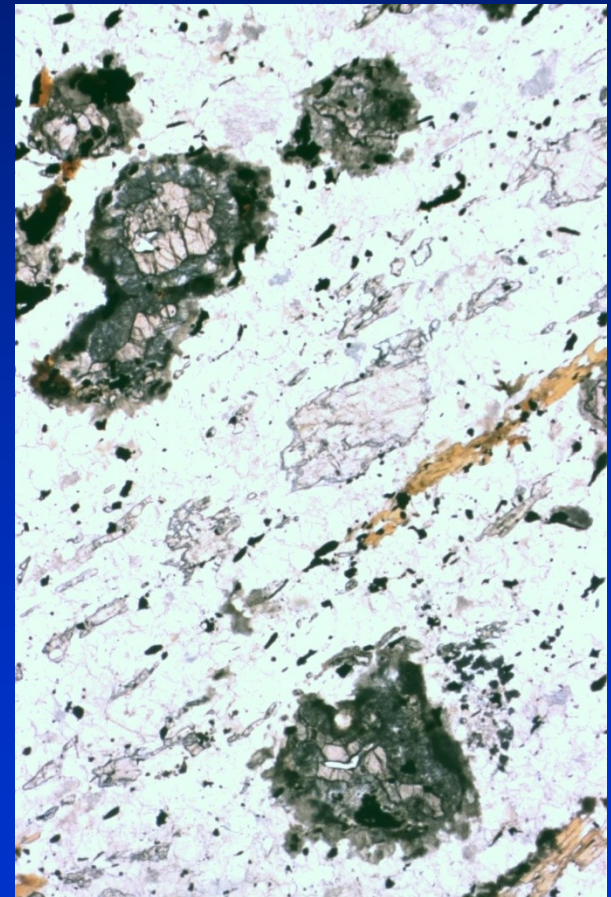
Horniny - odraz geologických procesů

vzhled hornin – chemické složení
minerály
struktura

odráží horninotvorné procesy

probíhající v různých geotektonických
prostředích

a postihující různé zdrojové horniny



Horniny - odraz geologických procesů

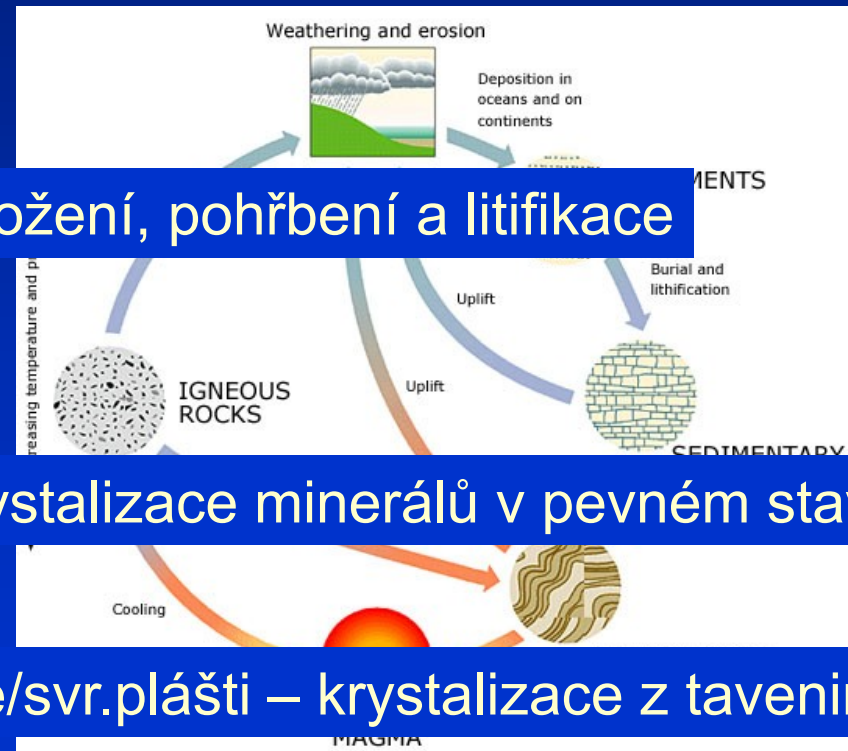
minerály a horniny jsou stabilní jen za podmínek
za nichž vznikly

změna podmínek – **přeměna** horniny

➤ sedimenty – větrání+eroze – uložení, pohřbení a litifikace

➤ metamorfity – vyšší P a T – rekrystalizace minerálů v pevném stavu

➤ magmatity – tavení hornin v kůře/svr.plášti – krystalizace z taveniny



Horninový cyklus (Hutton 1785, 1795 publ.)₄

- horniny jsou chemické systémy – v daném systému je stabilní specifická asociace koexistujících fází daná termodynamickou rovnováhou a fázovým pravidlem – tzn. závisí na P, T a X
- IUGS-SCMR – definice metamorfózy:

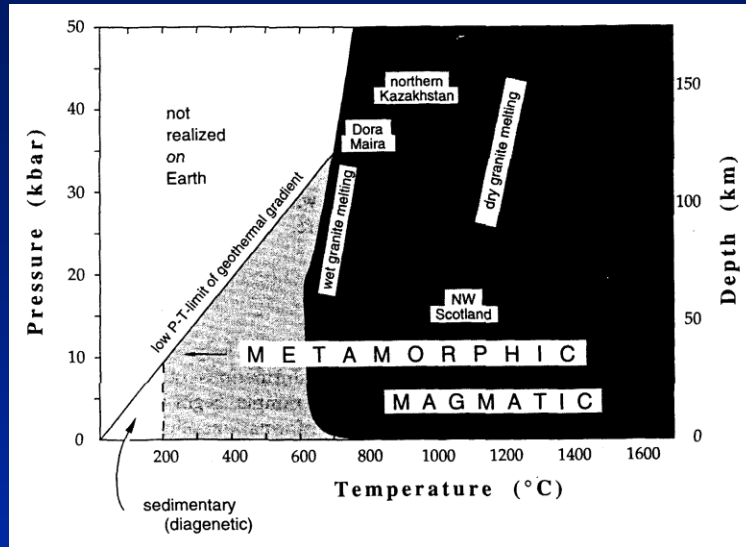
“Metamorphism is a **subsolidus** process leading to changes in mineralogy and/or texture (for example grain size) and often in chemical composition in a rock. These changes are due to **physical** and/or **chemical** conditions that differ from those normally occurring at the surface of planets and in zones of cementation and diagenesis below this surface. They may coexist with partial melting.”

Základní termíny

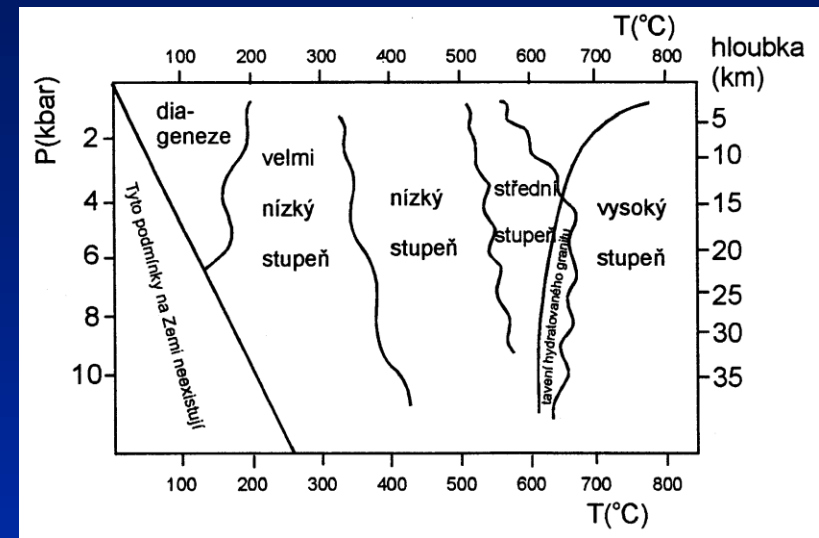
používané pro popis metamorfovaných hornin

- metamorfní stupeň (grade) – intenzita metamorfózy (T) – vysoký, nízký
- metamorfní zóna – první výskyt indexového minerálu
- metamorfní izograda – hranice metamorfní zóny
- metamorfní facie – charakteristická minerální asociace (rozmezí P a T, chemické rovnováhy)
- metamorfní P-T dráha – vývoj hornin v poli P-T

P-T rozsah metamorfních procesů



Obr. 1-1a. P-T rozsah metamorfních procesů. Metamorfóza nemá horní P a T limit. Metamorfni a magmatické podmínky mají velký překryv. Podle Bucher a Frey (1994).

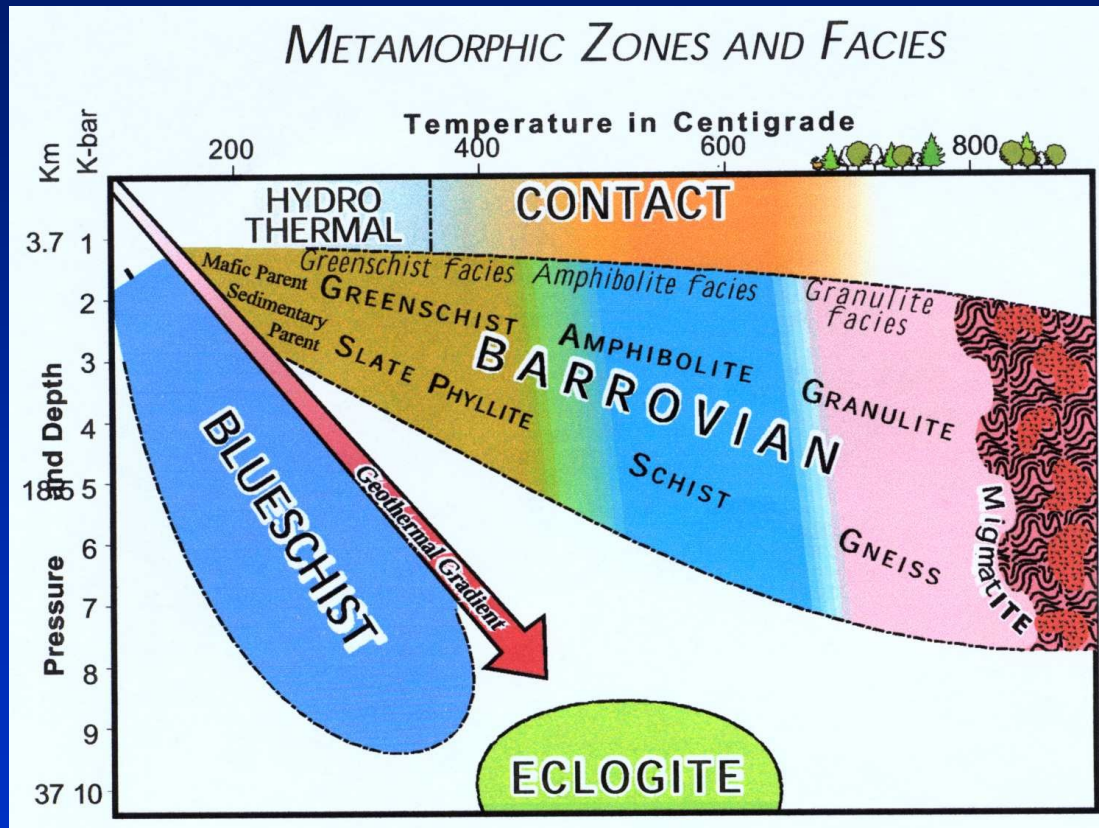


Obr. 1-1b. Schematický PT diagram s vyznačením polí pro různý stupeň metamorfózy (Konopásek et al. 1998).

LT – diagenese

- ☞ 100-150°C, vznik min. jako laumontit, analcim, heulandit, carfolit, paragonit, prehnit, pumpellyit, lawsonit, glaukofan, stilpnomelan

Metamorfní facie



metamorfní zóny a facie, typy metamorfózy
(Fichter www)

INDEX MINERALS, GRADE, AND FACIES DESCRIBE METAMORPHISM

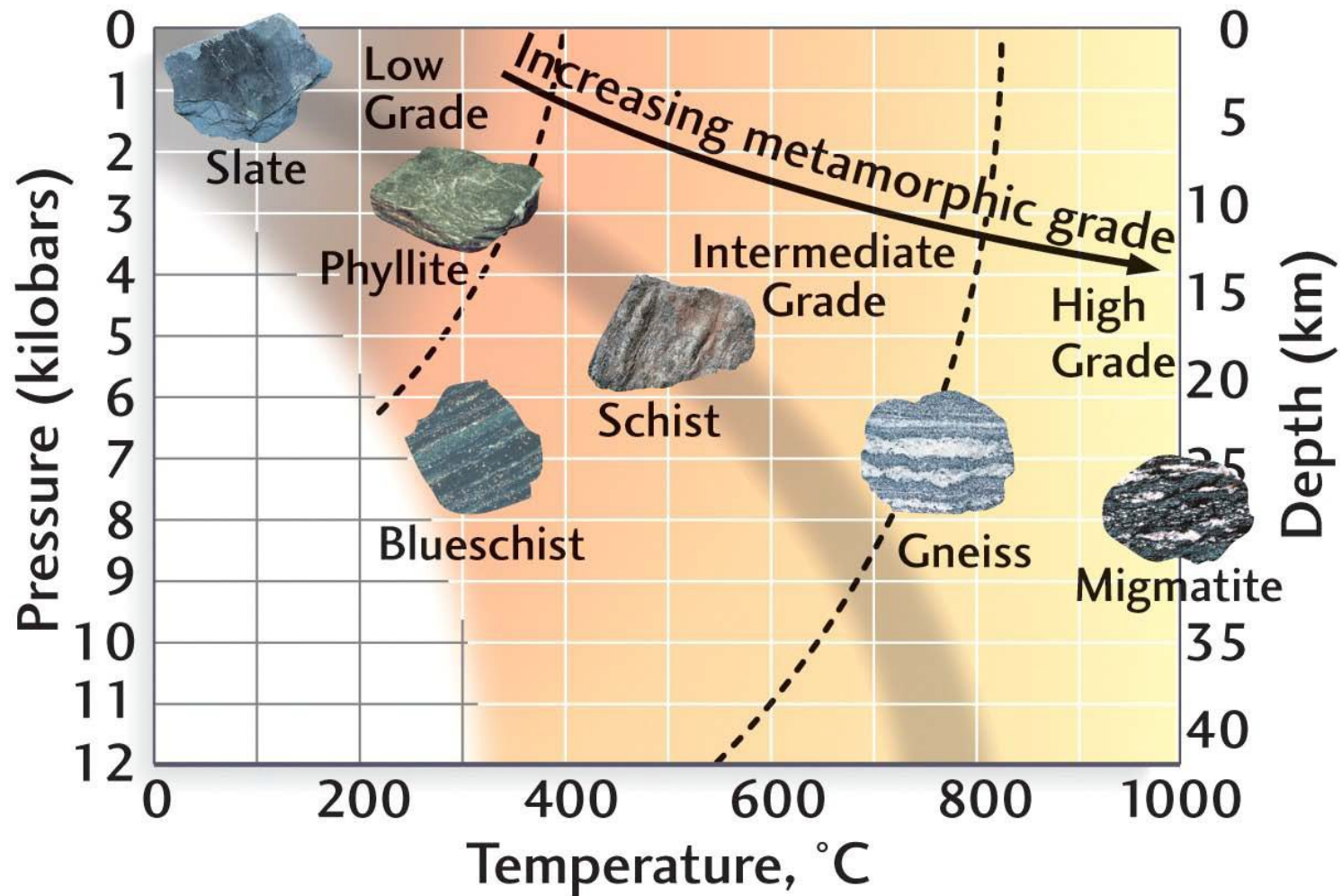
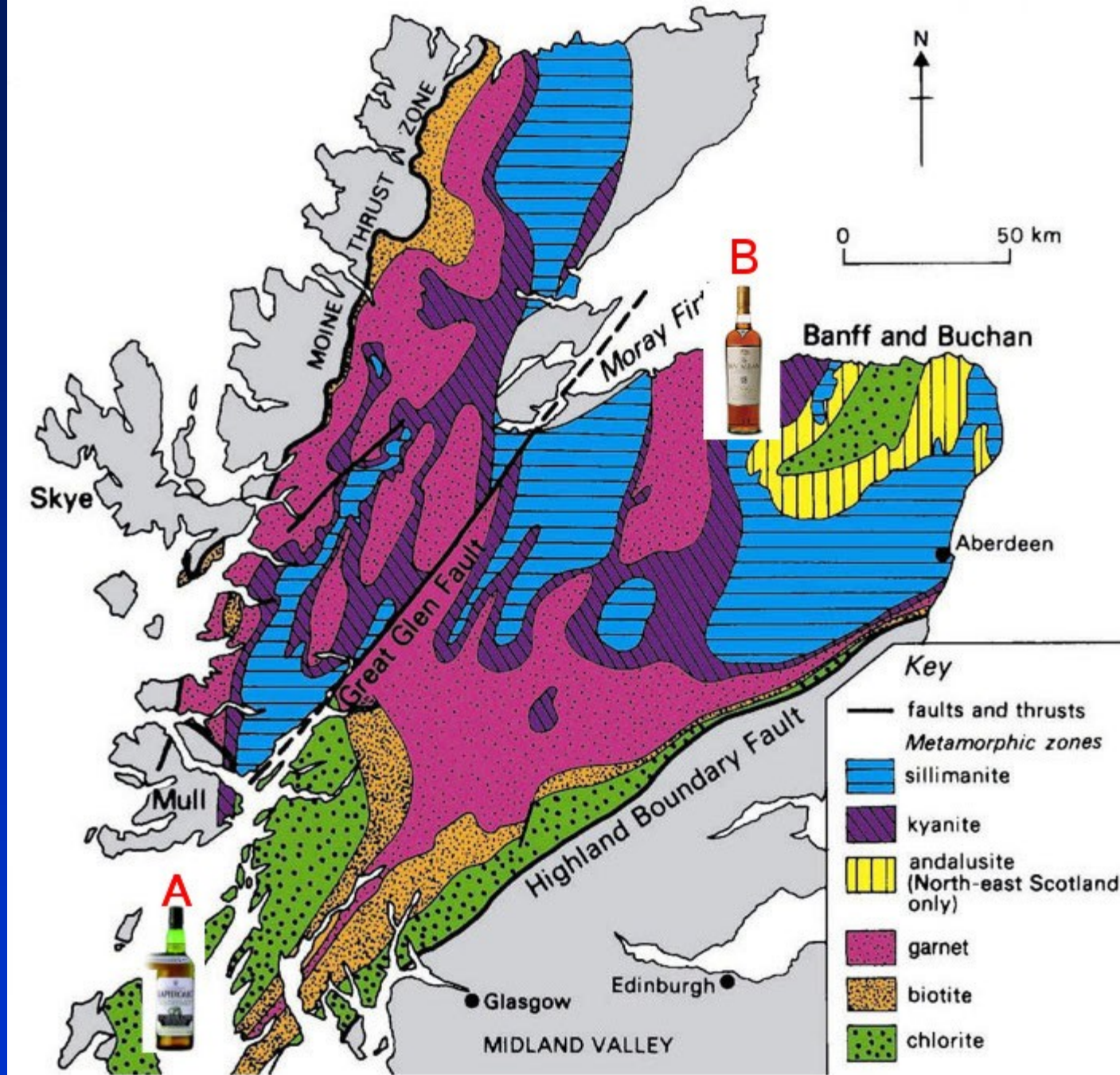


Figure 21-8. Regional metamorphic map of the Scottish Highlands, showing the zones of minerals that develop with increasing metamorphic grade. From Gillen (1982) *Metamorphic Geology. An Introduction to Tectonic and Metamorphic Processes*. George Allen & Unwin. London.



Kde probíhají horninotvorné procesy

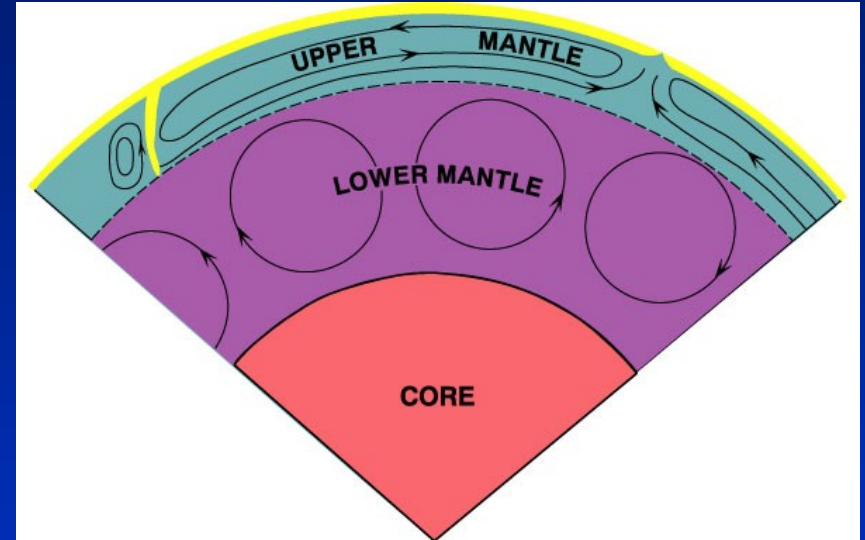
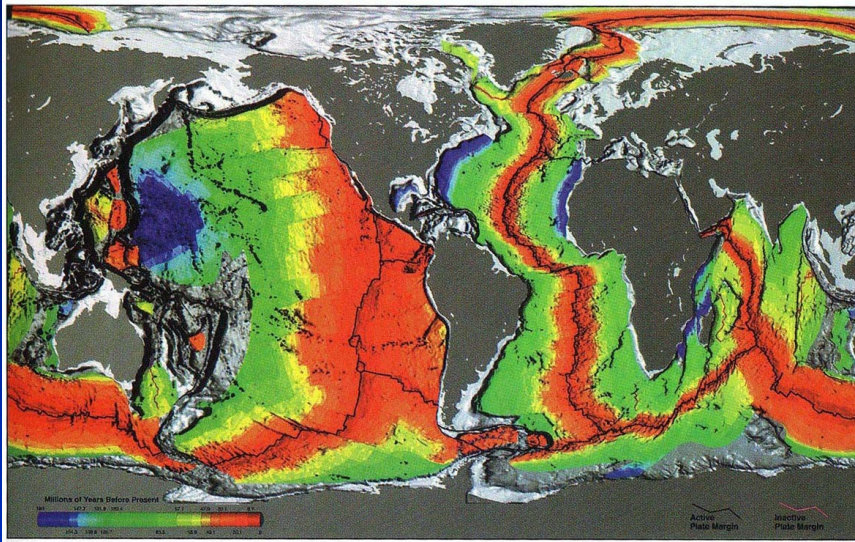
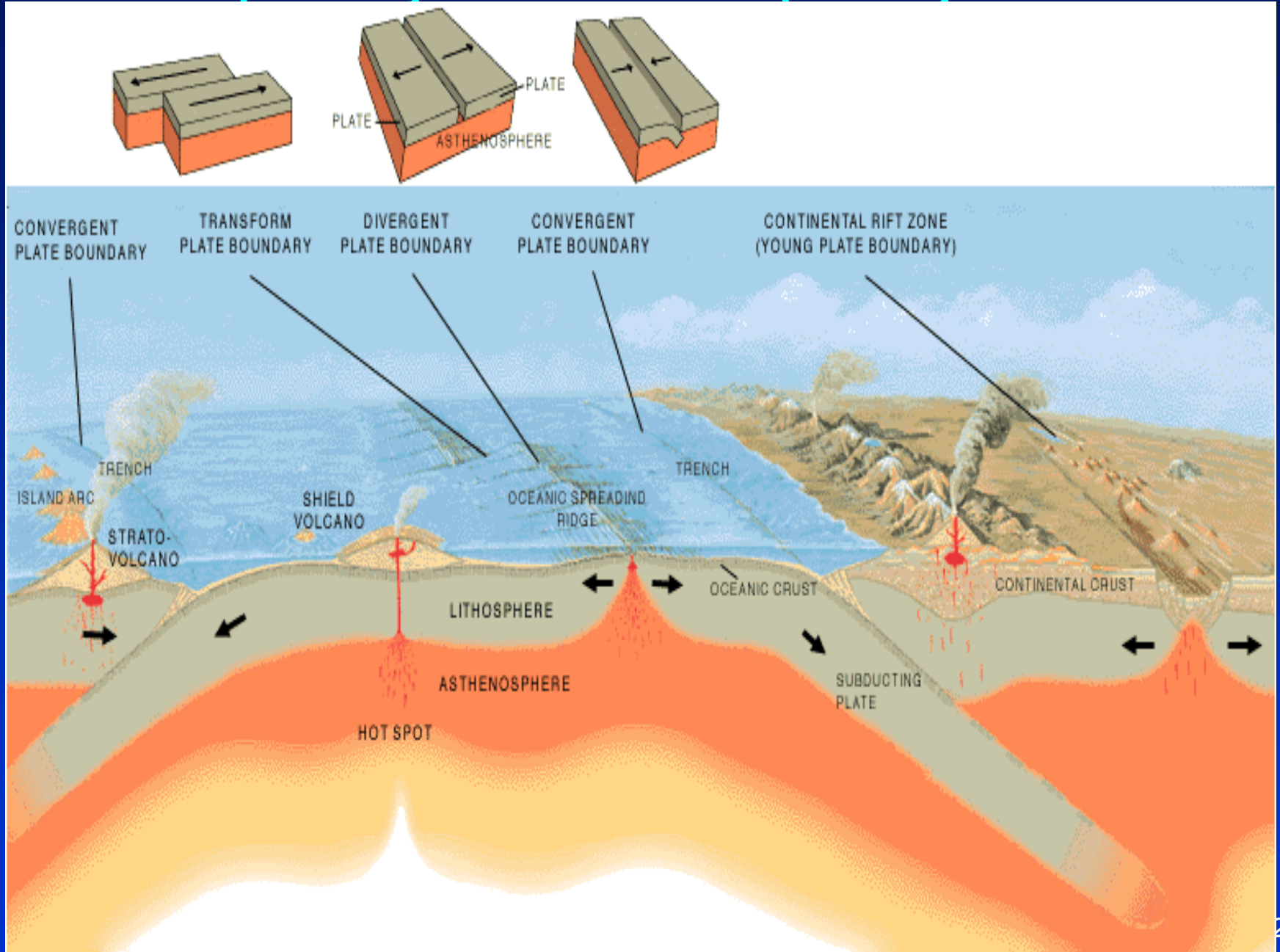


Figure 10-16b After Basaltic Volcanism Study Project (1981). Lunar and Planetary Institute. (Winter)

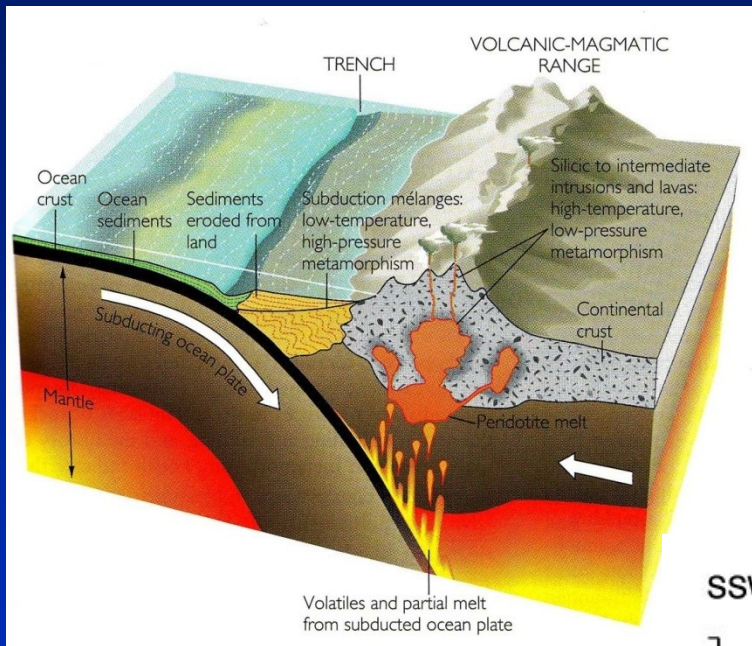
desková tektonika – konvergentní rozhraní (subdukce, kolize)
divergentní rozhraní – středooceánské hřbety

Kde probíhají horninotvorné procesy



Kde probíhají horninotvorné procesy

desková tektonika – konvergentní rozhraní



subdukce

kontinentální kolize

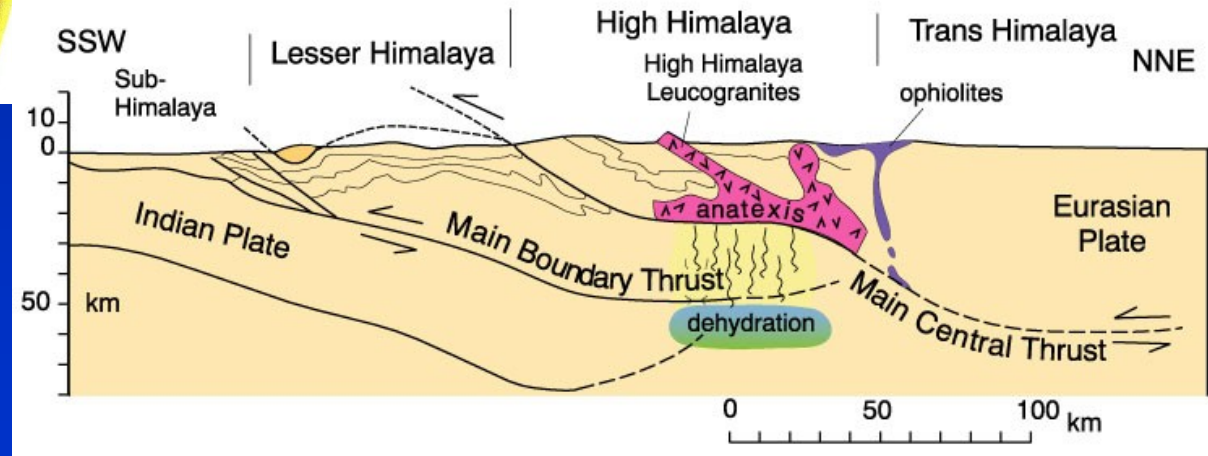


Figure 18-7. Schematic cross section of the Himalayas showing the dehydration and partial melting zones that produced the leucogranites. After France-Lanord and Le Fort (1988) *Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 79, 183-195. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. (Winter)

Přeměny při metamorfóze

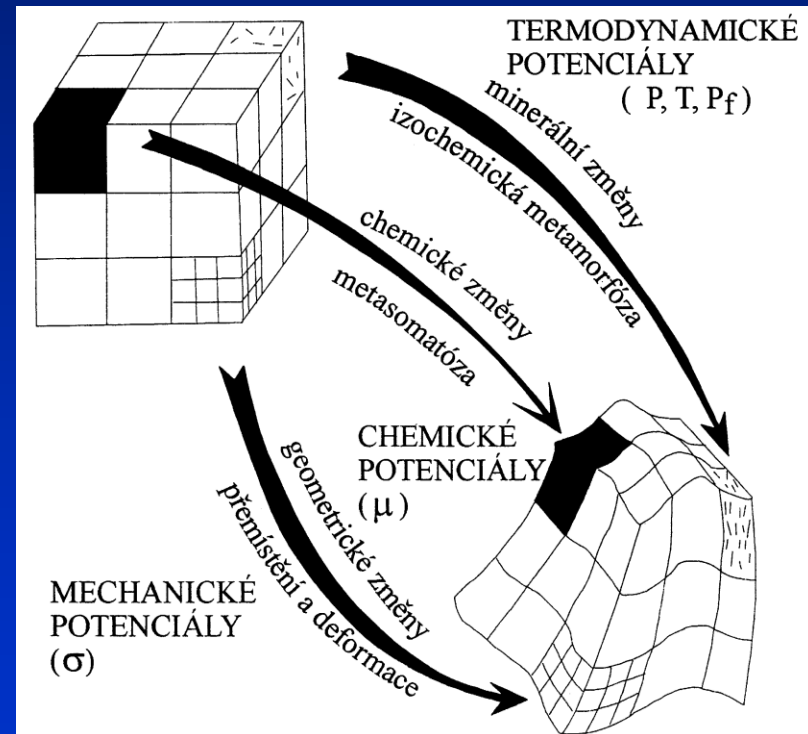
minerály a horniny jsou stabilní jen za podmínek za nichž vznikly

změna podmínek – **přeměna** horniny

→ krystalizace nových minerálů
(chemické reakce – fázové změny)

→ změny v chemismu

→ texturní změny (velikost zrna, deformace)



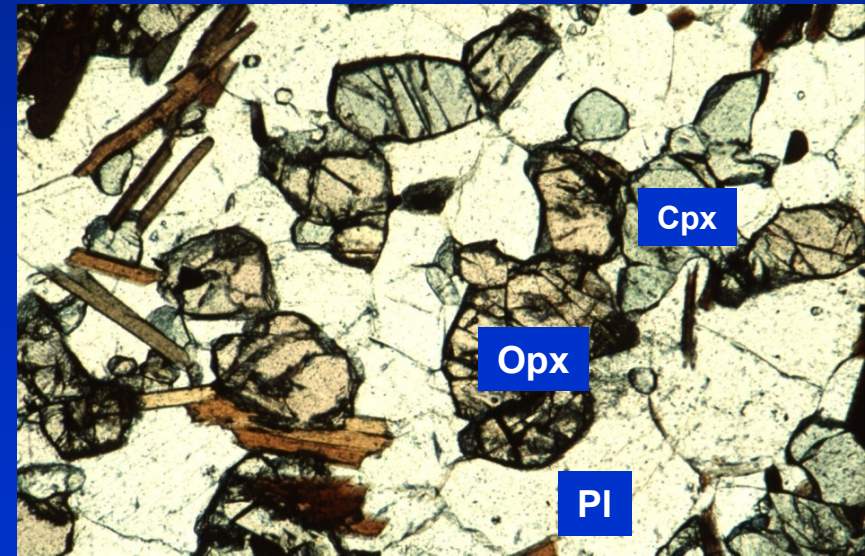
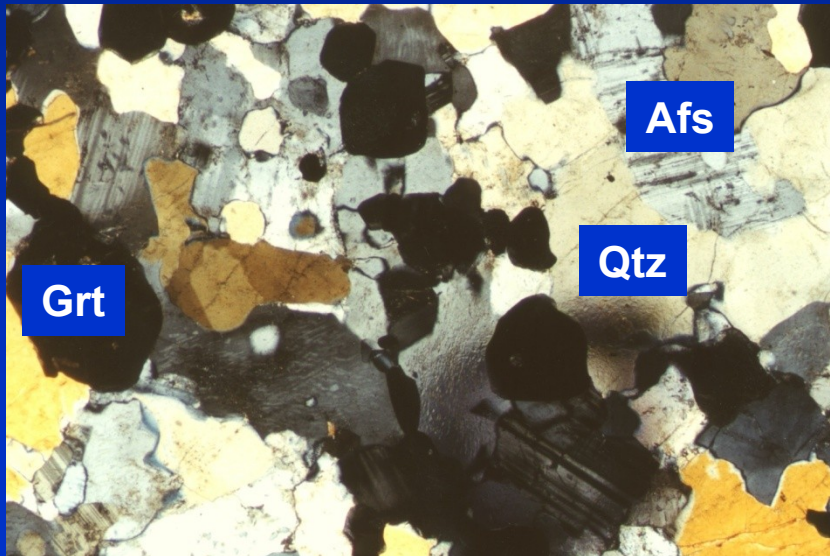
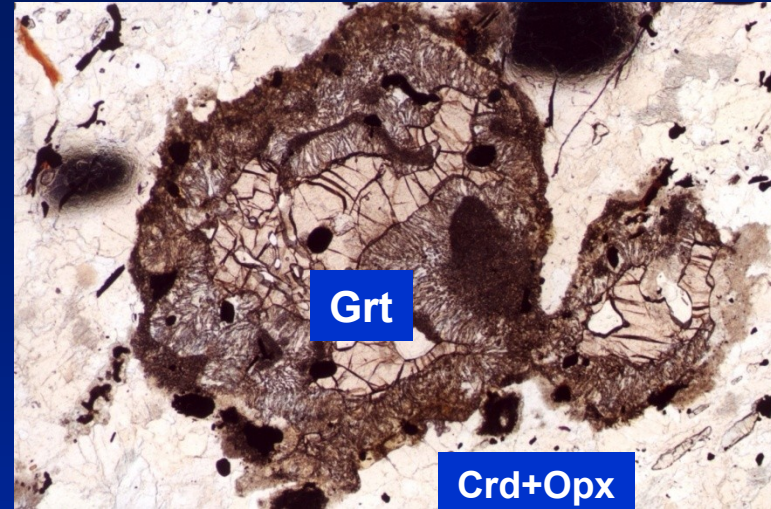
Přeměny při metamorfóze

→ krystalizace nových minerálů (fází)

chemické reakce – fázové změny

prográdní (dehydratační) – 

retrográdní (hydratační) – 



minerální asociace, parageneze

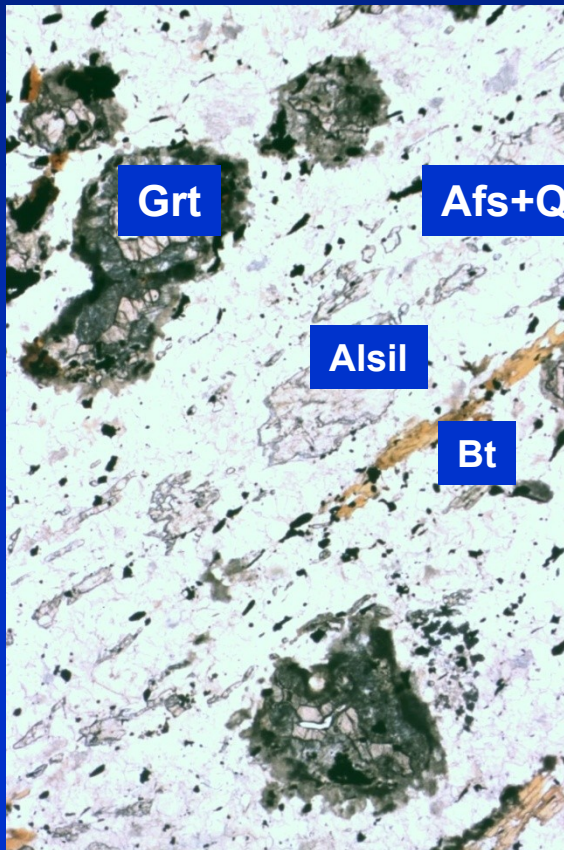
The Progressive Nature of Metamorphism

- **Prograde:** increase in metamorphic grade with time as a rock is subjected to gradually more severe conditions
 - ↳ **Prograde metamorphism:** changes in a rock that accompany increasing metamorphic grade
- **Retrograde:** decreasing grade as rock cools and recovers from a metamorphic or igneous event
 - ↳ **Retrograde metamorphism:** any accompanying changes

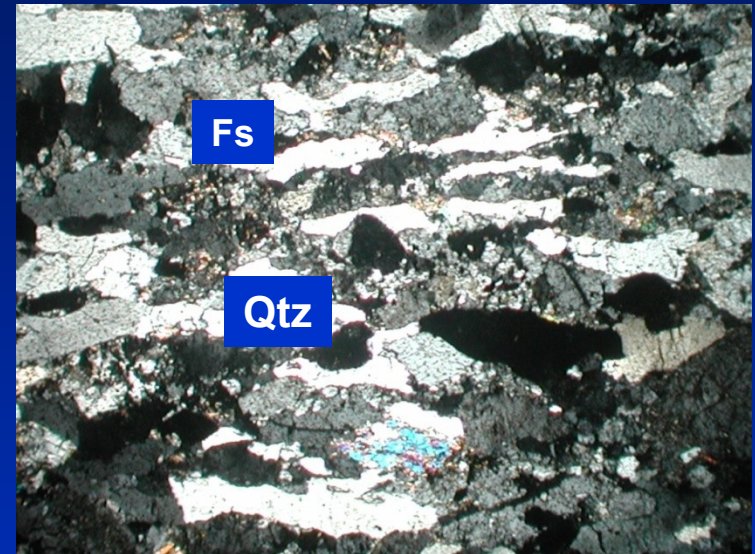
Přeměny při metamorfóze

➔ texturní změny (změna velikosti zrna, deformace)

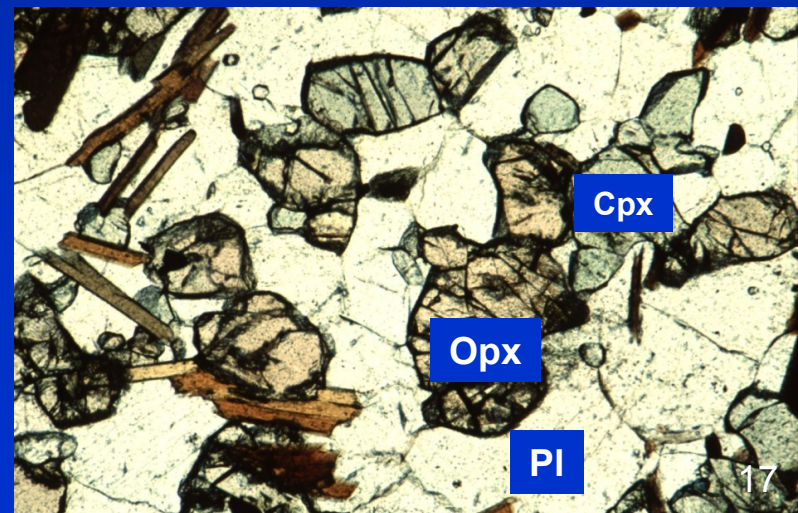
metamorfní diferenciacce
textura, struktura, stavba



foliace, lineace



rekrytalizace



Přeměny při metamorfóze

→ texturní změny – změny uspořádání minerálů
(makro – mikro)



foliace (schistosity) – plošný strukturní prvek
vs. kliváž (křehká či příliš JMZ fylsil.)
lineace – lineární strukturní prvek



Přeměny při metamorfóze

→ změny v chemismu

isochemická metamorfóza
metasomatóza

→ natavení (anatexe) ⇒⇒⇒⇒ magmatické horniny

migmatit



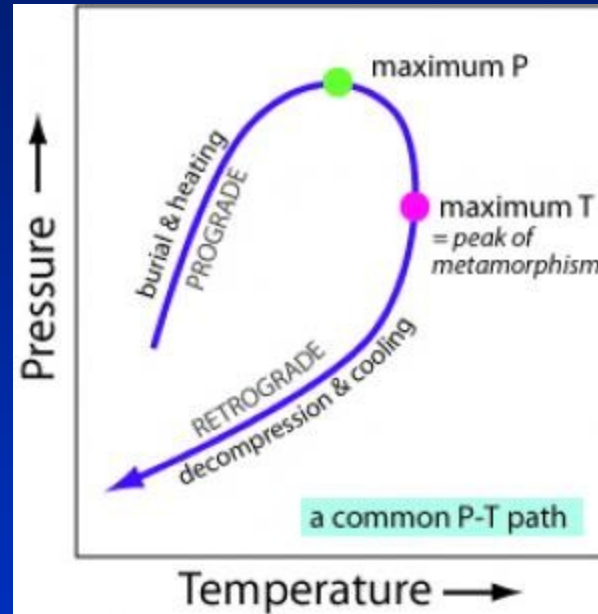
Metamorfni dráhy P-Tt

většina met. hornin je produktem více met. událostí, kt. po sobě následovaly a byly +/- dokonale překryty mladšími pochody

P = pressure

T = temperature

t = time



- vývoj met. hornin v poli P-T v čase

odrážejí tlakové a teplotní podmínky které prodělala hornina od začátku své metamorfni historie do své exhumace na zemském povrchu

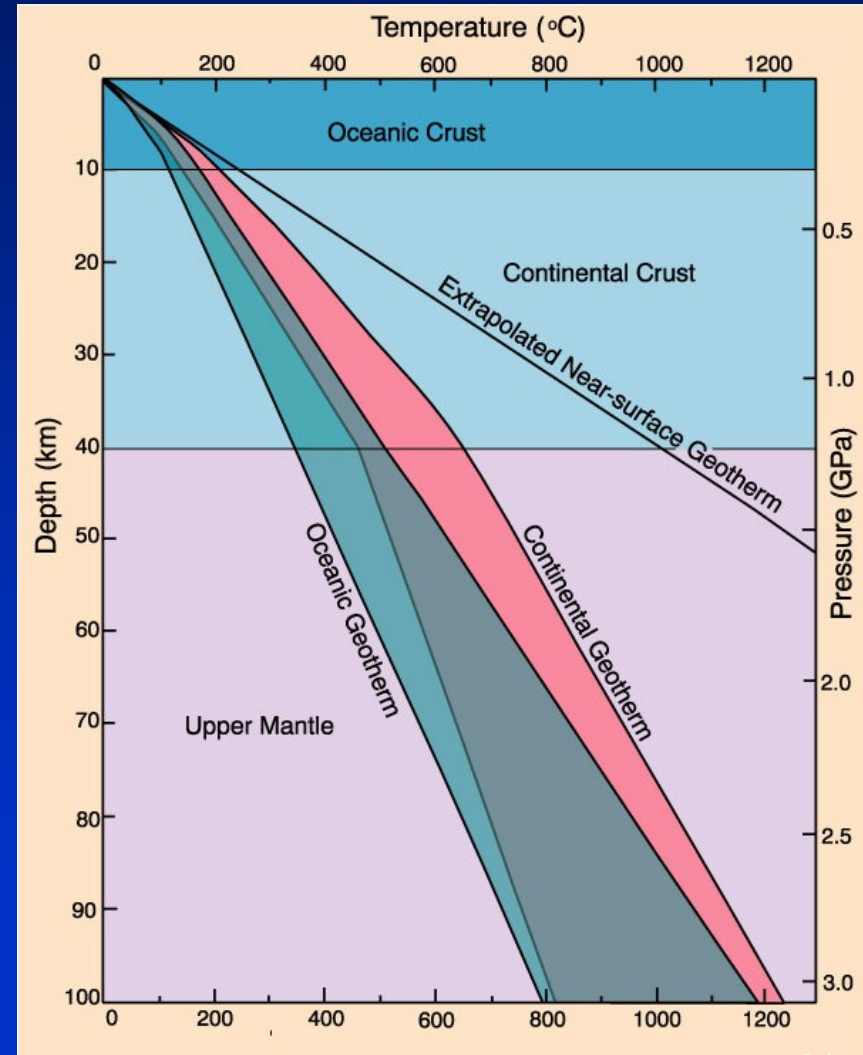
Hlavní činitelé metamorfózy

teplota

↑T – pohon reakcí
a rekrystalizace

geotermální gradient (gg)
nárůst T na 1 km hloubky
obv. 15-30 C/km

geoterma
dT pod urč. částí povrchu Z
z částí s různým gg



Geoterma vs. terénní metamorfní gradient

geotermální gradient (gg): nárůst T na 1 km hloubky

geoterma : dT pod urč.částí povrchu Z

metamorphic field gradient - array of peak metamorphic (max T) experienced in a metamorphic terrain

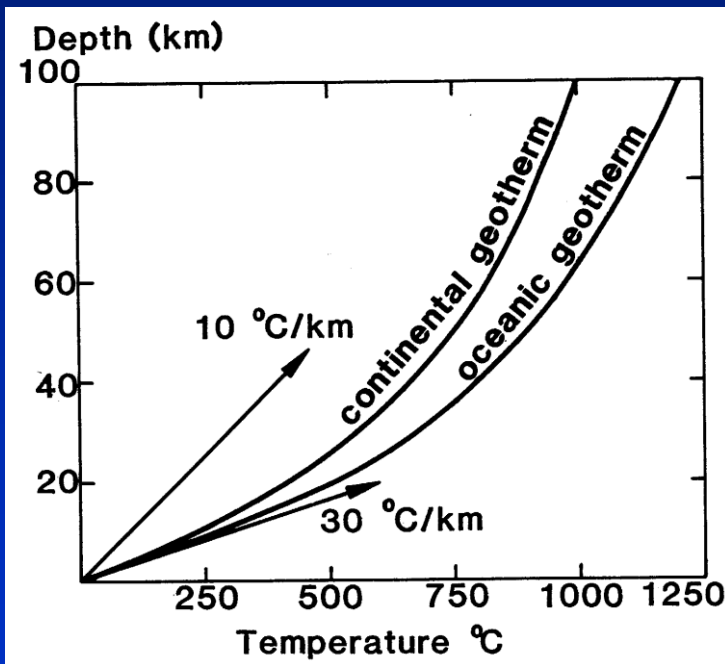


Figure 1-9. Estimated ranges of oceanic and continental steady-state geotherms to a depth of 100 km using upper and lower limits based on heat flows measured near the surface. After Sclater *et al.* (1980), *Earth. Rev. Geophys. Space Sci.*, 18, 269-311.

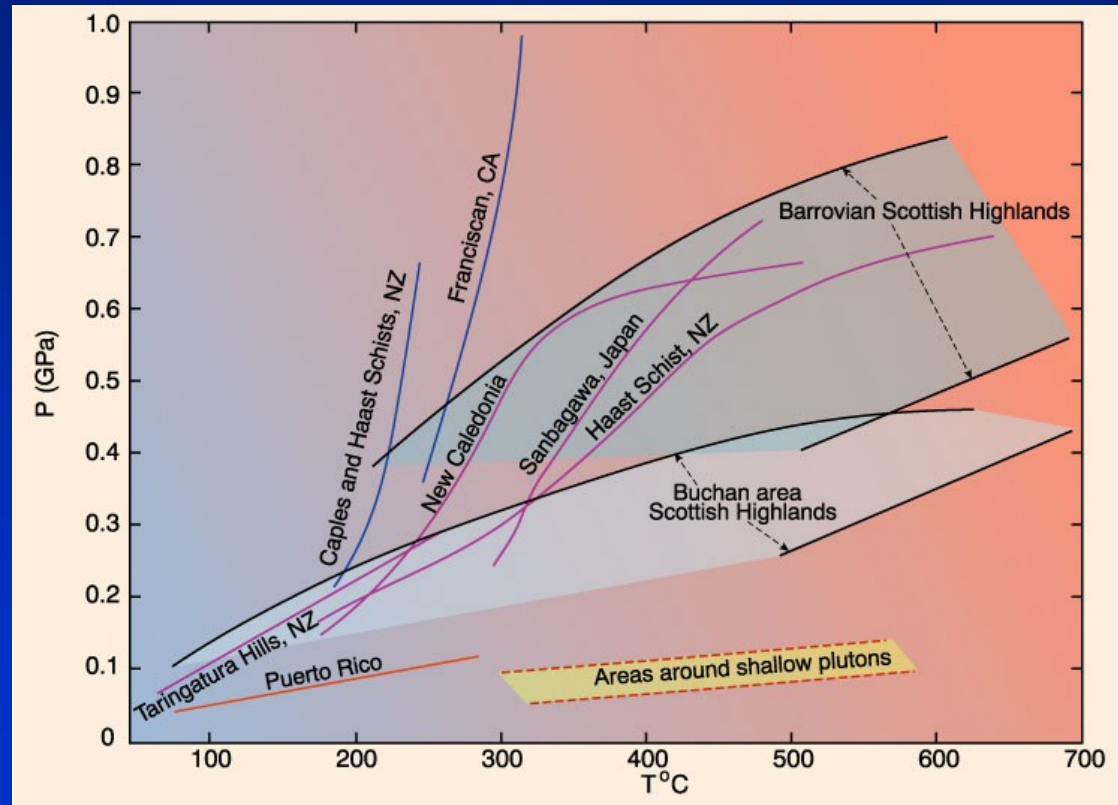
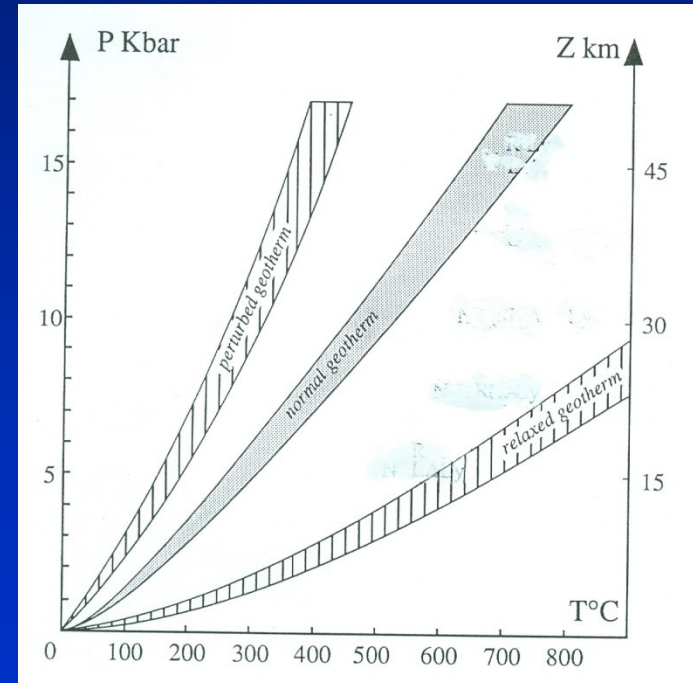
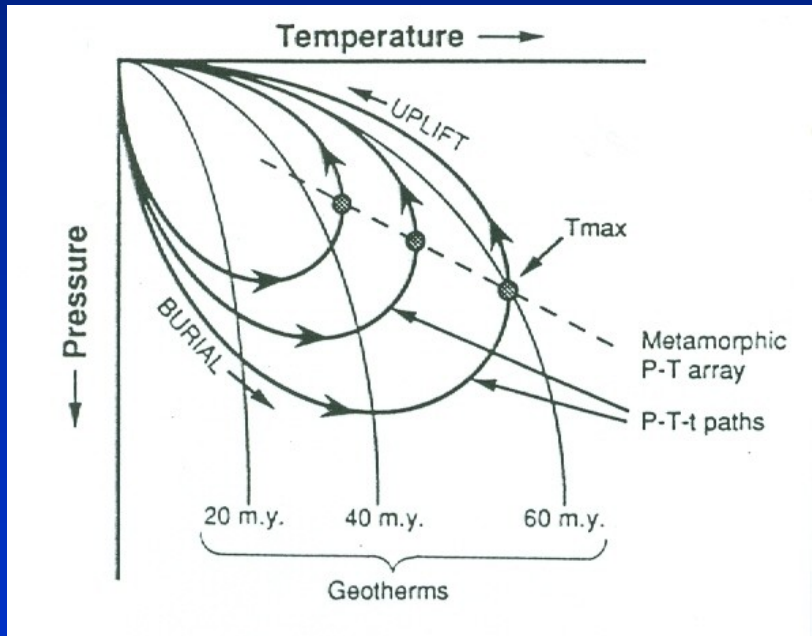


Figure 21.1. Metamorphic field gradients (estimated P-T conditions along surface traverses directly up metamorphic grade) for several metamorphic areas. After Turner (1981). *Metamorphic Petrology: Mineralogical, Field, and Tectonic Aspects*. McGraw-Hill.

Vztah metamorfóza – tepelný tok – tektonika

termální modely orogenních událostí – „rychlé“ tektonické procesy vs. „pomalá“ tepelná relaxace porušené geotermie

P-T dráha je odraz tektonického (termálního) porušení a jeho následného odeznění

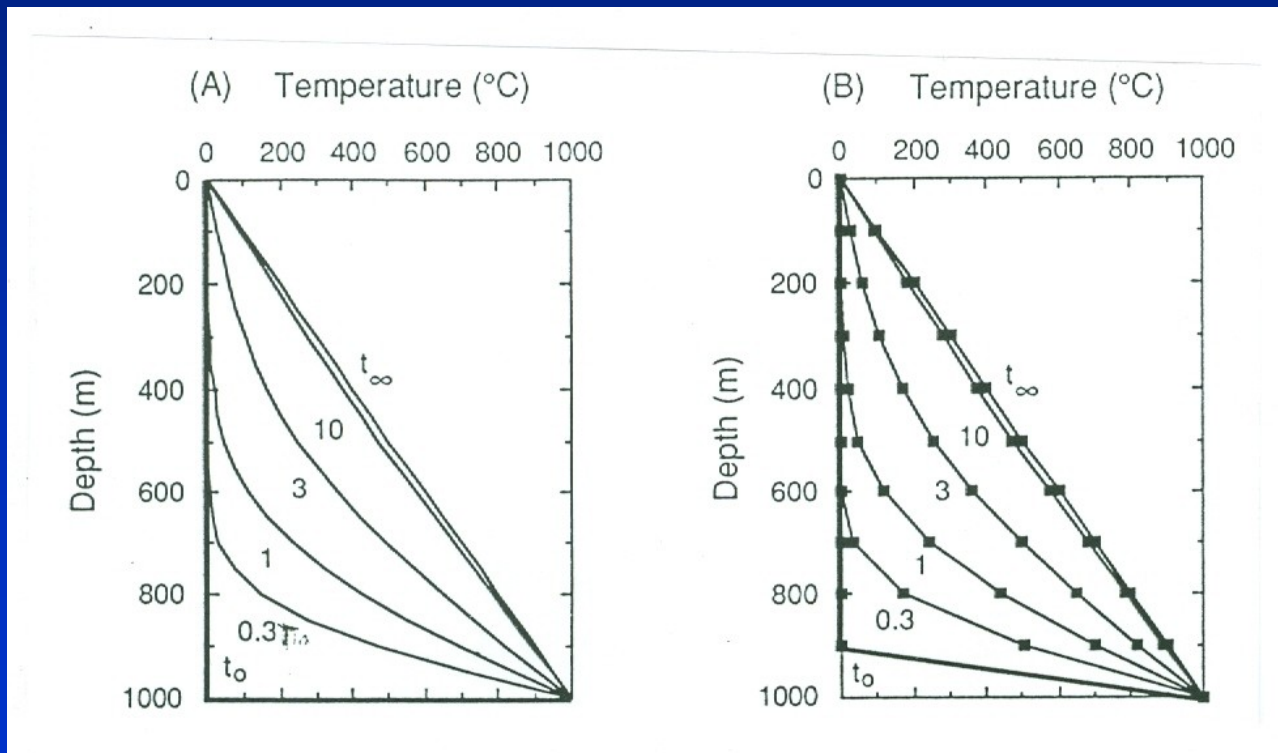


porušená (perturbed), normální a relaxovaná (relaxed) geoterma, dosažení stabilního stavu (steady state) geotermálního gradientu kondukcí

Vztah metamorfóza – tepelný tok – tektonika

termální model – zahřátí desky na 1000 deg C na bázi

nejdříve rychle naroste teplota, pak pomaleji až dosáhne stabilního stavu

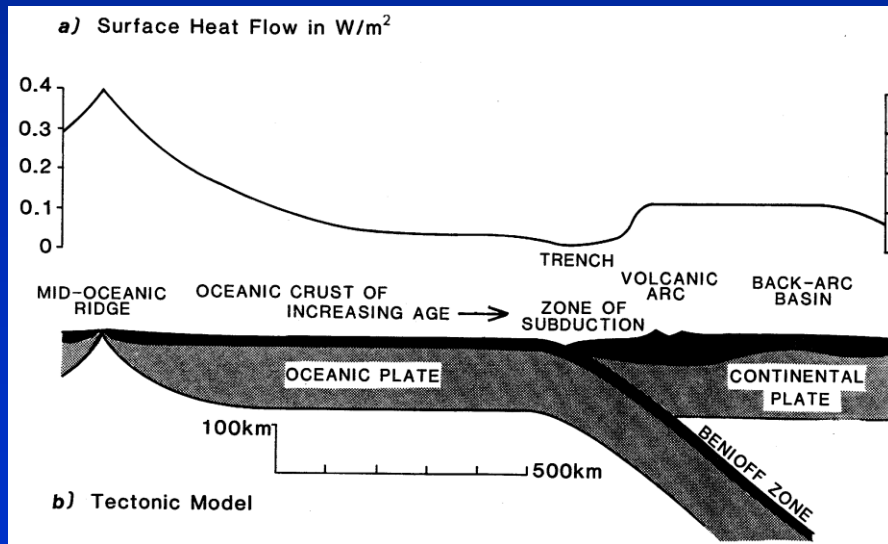


Hlavní činitelé metamorfózy

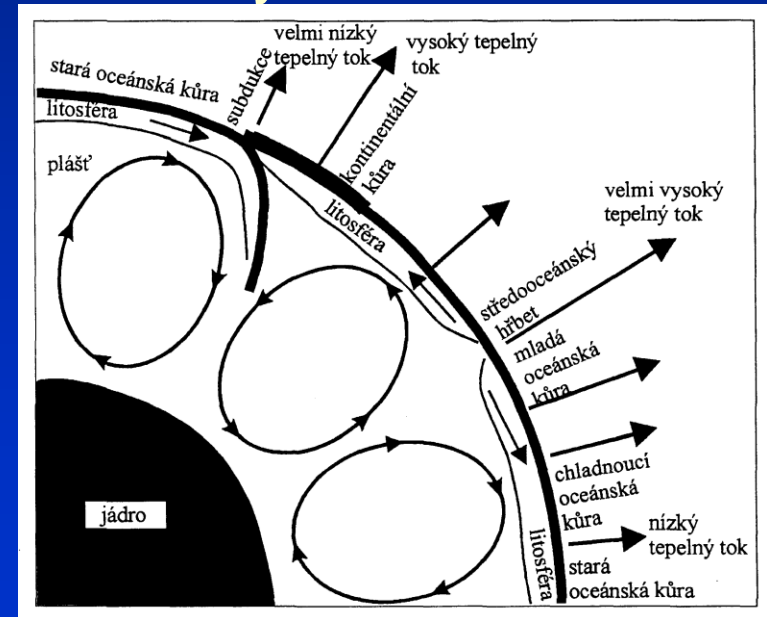
teplota

zdroje tepla (W/m^2)

- tok tepla ze zemského pláště (kondukcce)
- teplo uvolněné při radioaktivním rozpadu v kůře (U, Th)
- teplo přinesené magmatickými horninami (konvexe, advexe)
- endotermní metamorfní reakce (řada dehydratačních reakcí)



Variace povrchového tepelného toku měřeného v různých částech Země (a) ve vztahu k deskové tektonice (b). Podle Yardley (1989)

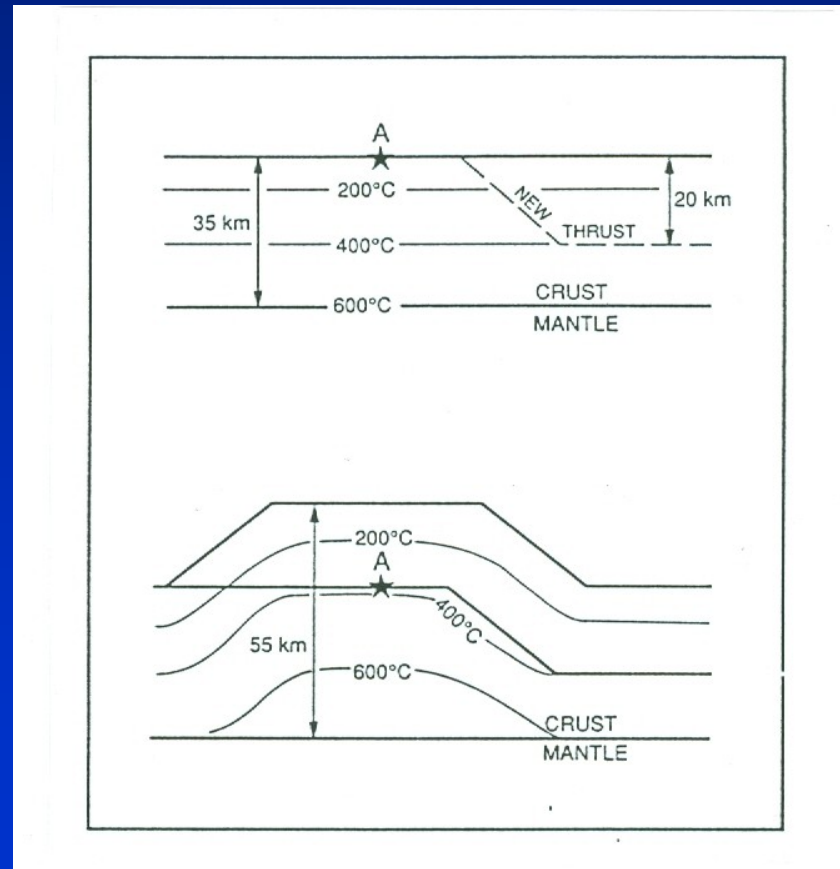


Rozdíly tepelného toku v různých geotektonických kontextech (Konopásek et al. 1998)

zdroje tepla (W/m^2)

tektonika – pohřbení hornin (ztluštění kůry – příkrovy)

relativní přemístění části zemské kůry vůči P a T gradientům (zdvih nebo pohřbení)
nebo gradientů vůči kůře (intruze či snížení tepelného toku)



Deprese a elevace izoterm metamorfní facie a tektonika

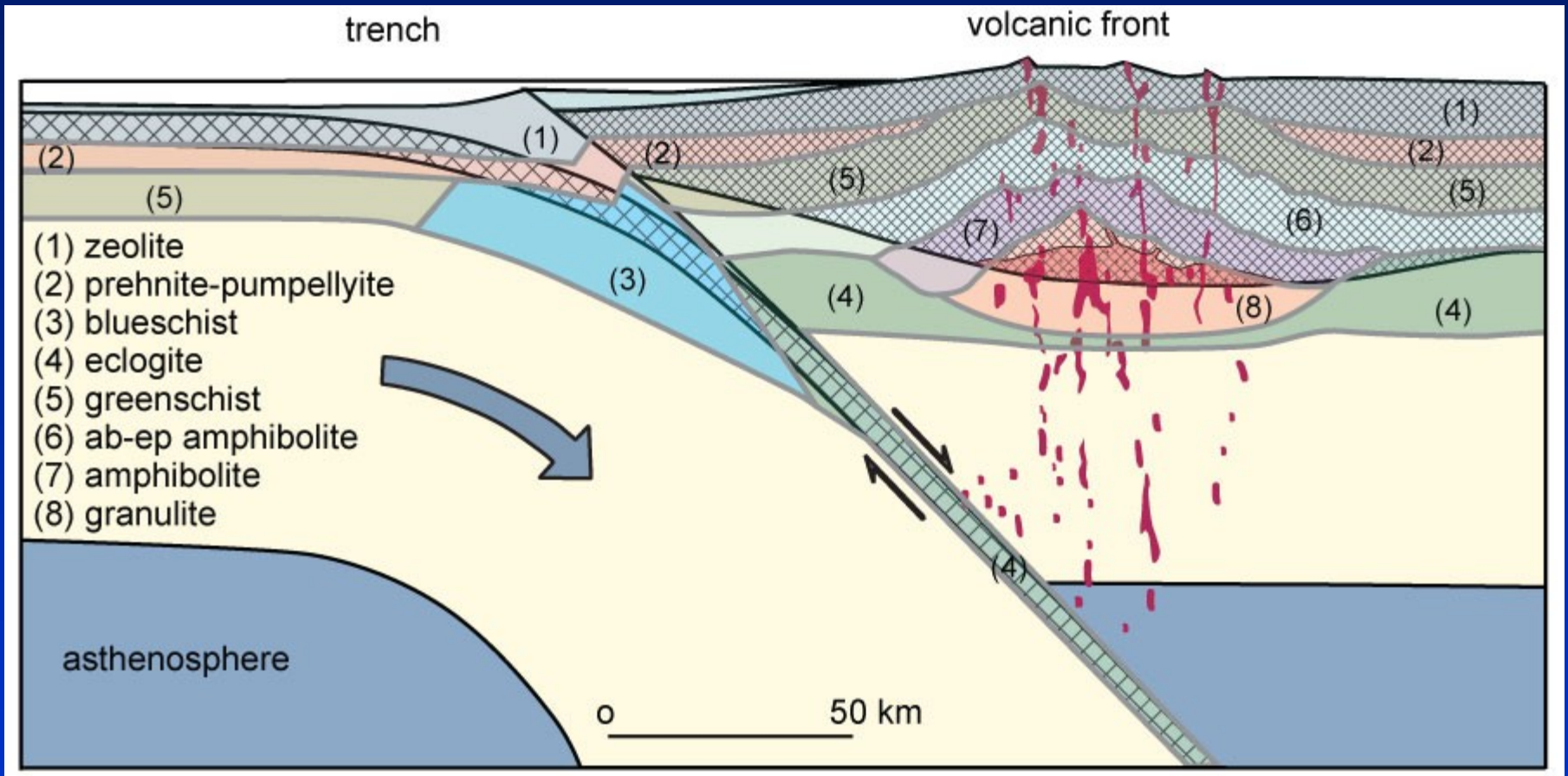


Figure 25.4. Schematic cross-section of an island arc illustrating isotherm depression along the outer belt and elevation along the inner axis of the volcanic arc. The high P/T facies series typically develops along the outer paired belt and the medium or low P/T series develop along the inner belt, depending on subduction rate, age of arc and subducted lithosphere, etc. From Ernst (1976).

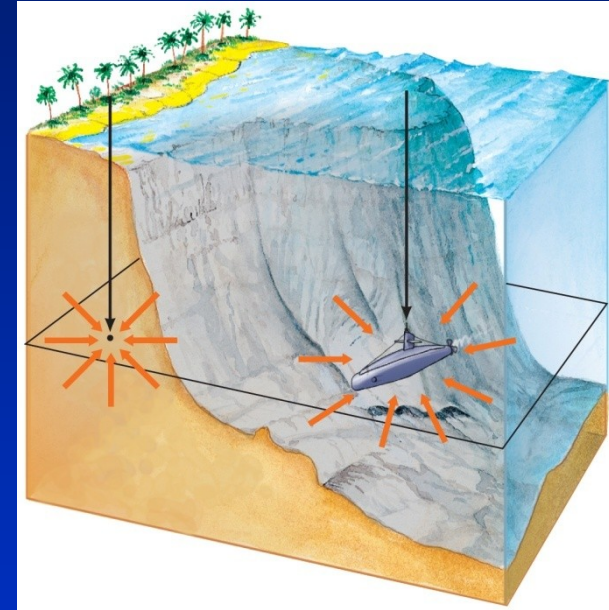
Hlavní činitelé metamorfózy

tlak

litostatický tlak (confining pressure, všesměrný)

$$P = \rho gh$$

ρ - hustota hornin nadložního sloupce
(granity 2,7, bazalty 3,0, peridotit 3,3 gcm⁻³)
g – tíhové zrychlení (9,8 ms⁻²)
h - hloubka



používané jednotky: 1 bar = 10⁵ Pa = 0,1 MPa 2.6–3 tuny/m²
1 kbar = 0.1 GPa

1 bar = ca 1 kg/cm², nebo odp. atmosférickému tlaku
tlak v pneum. odp. 2–3 bary

Hlavní činitelé metamorfózy

tlak

litostatický tlak (confining pressure, všesměrný)

mocnosti zemské kůry v km: oceanická – 5-10

kontinentální kratony – 35-40

kontinentální orogenní oblasti – 70-80

consisting mostly of granitic rock, continental crust has a density of about 2.7 g/cm^3

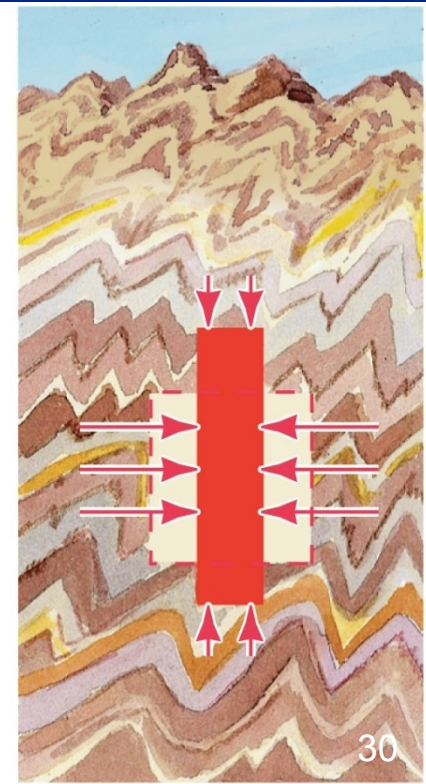
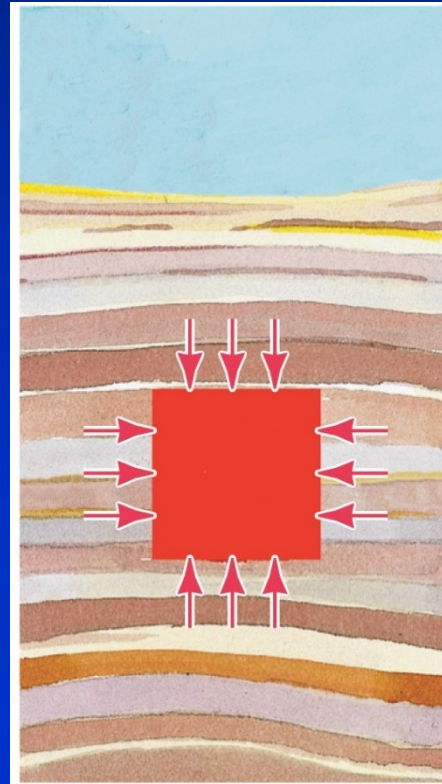
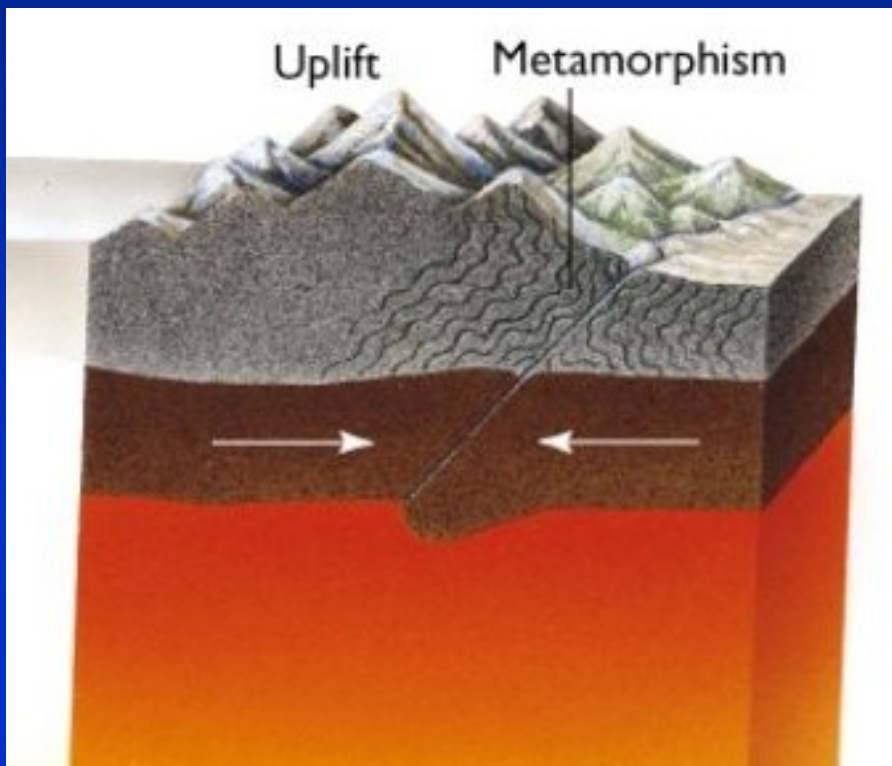
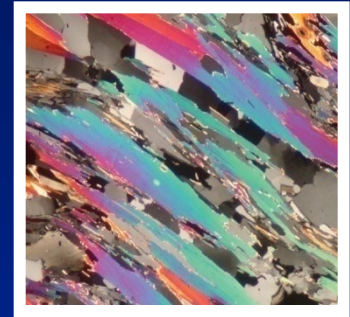
i.e. nárůst litost. tlaku o ca 1 kbar/3 km

Hlavní činitelé metamorfózy

tlak

deviatorický tlak (stress)

- nízký – neovlivňuje fázové rovnováhy
- vznik orientované stavby v horninách



P-T pole metamorfózy a geotekt. kontext

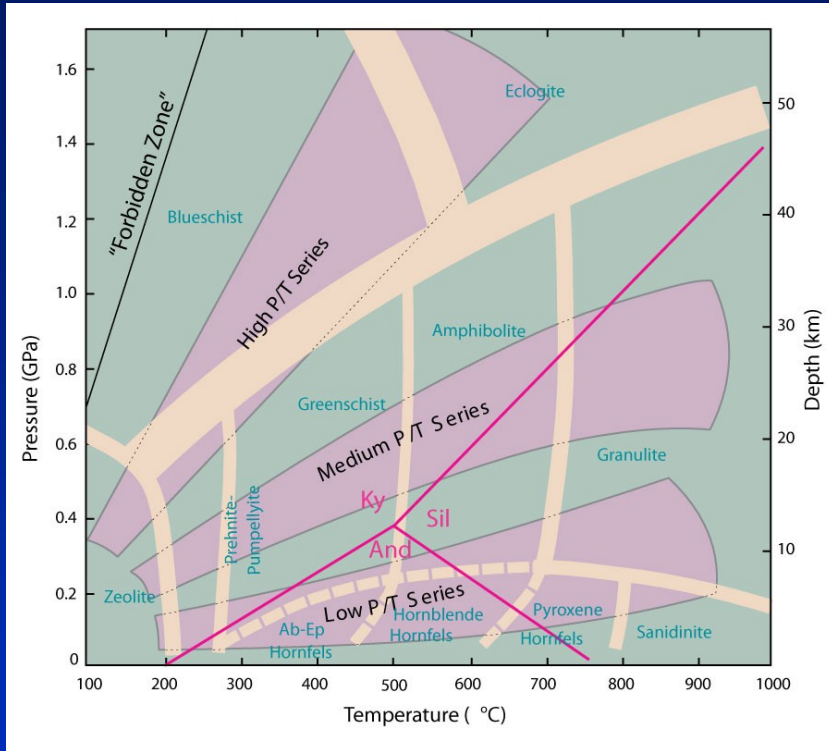
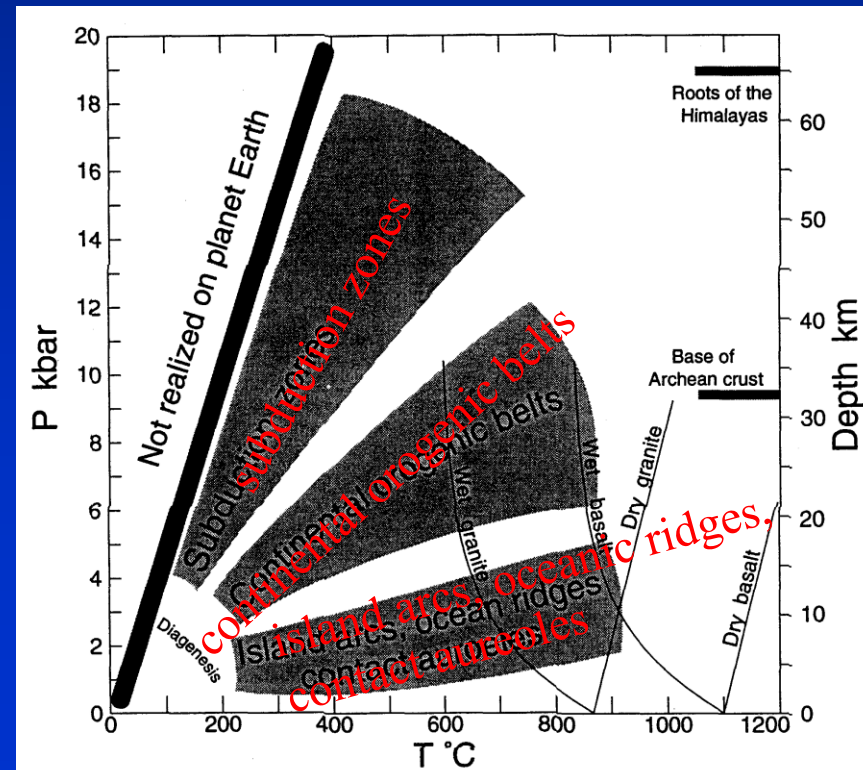
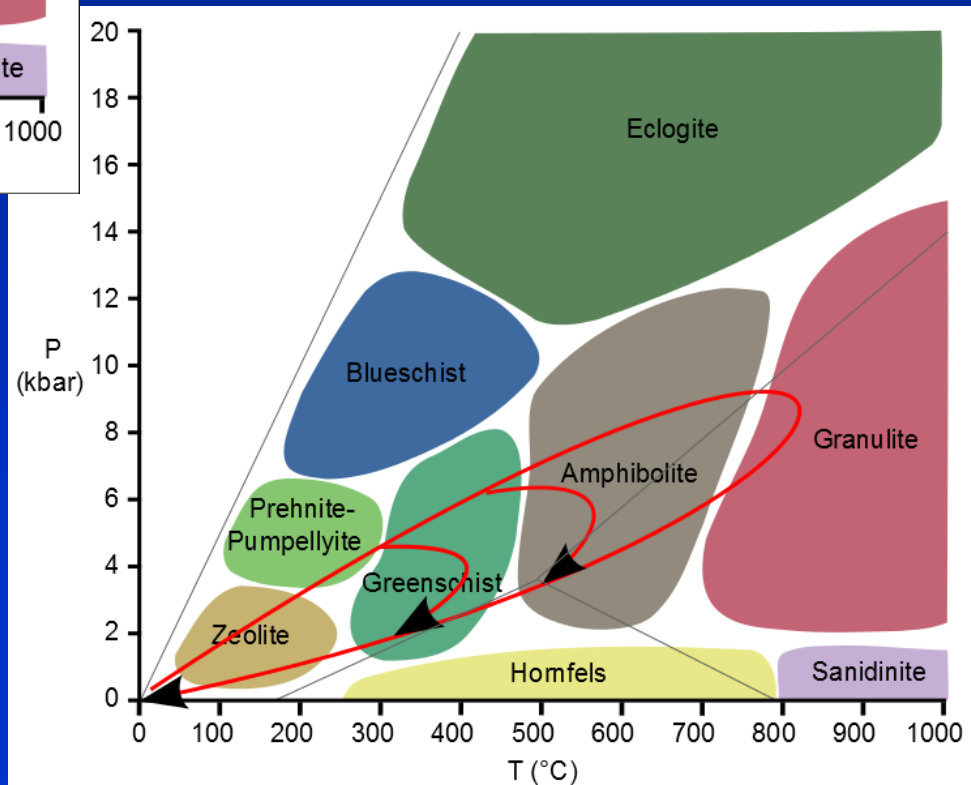
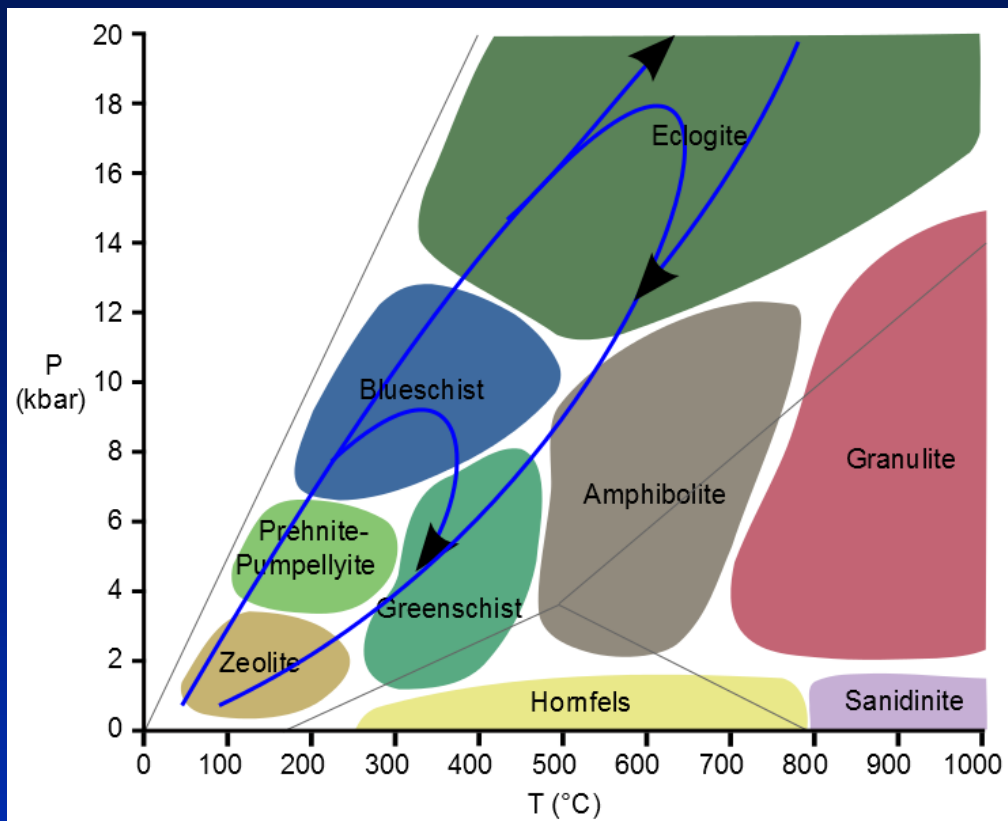


Fig. 25.3. Temperature-pressure diagram showing the three major types of metamorphic facies series proposed by Miyashiro (1973, 1994). Winter (2010) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

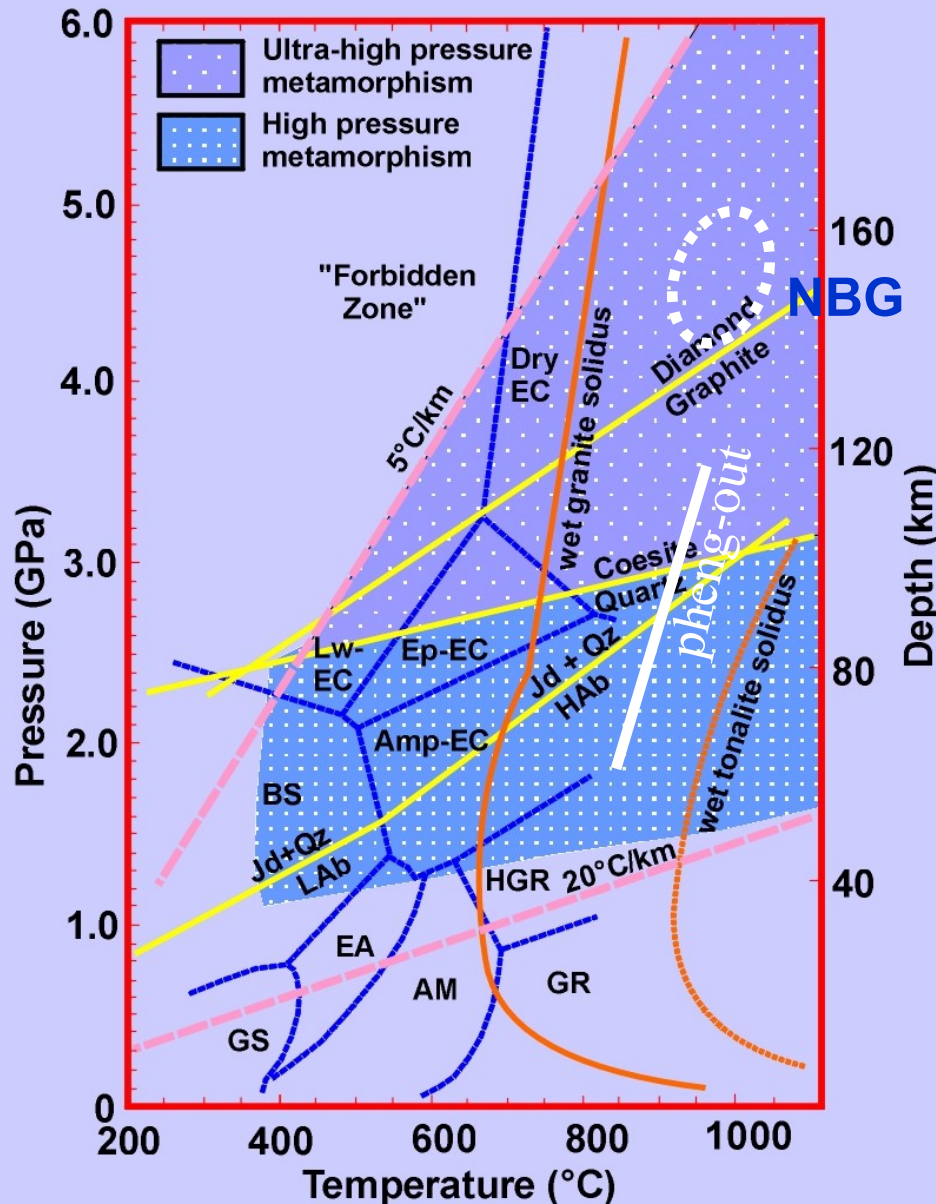
Typická P-T pole pro metamorfózu hornin v některých geotektonických kontextech (Spear 1993)





<http://all-geo.org/metageologist/>

Ultravysokotlaká metamorfóza



UHP terranes:

Kokchetav, Kazakhstan

Rhodope, Greece

Quinling Mts., China

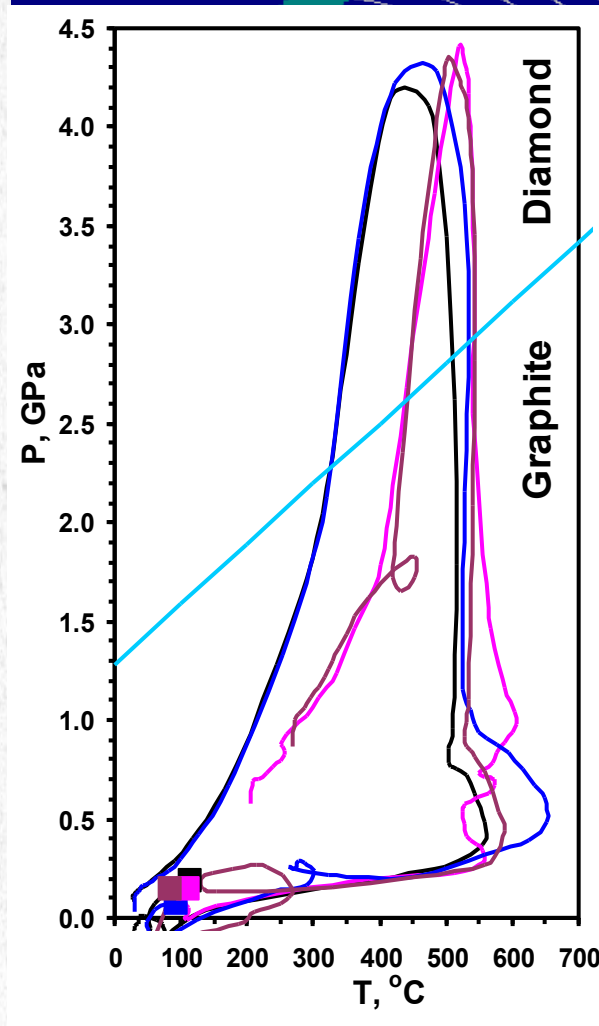
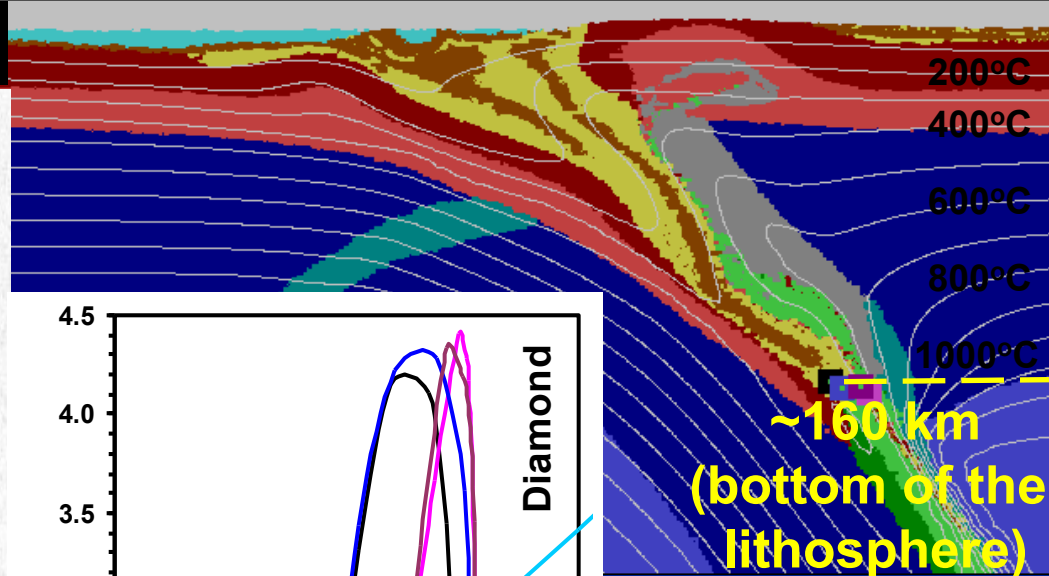
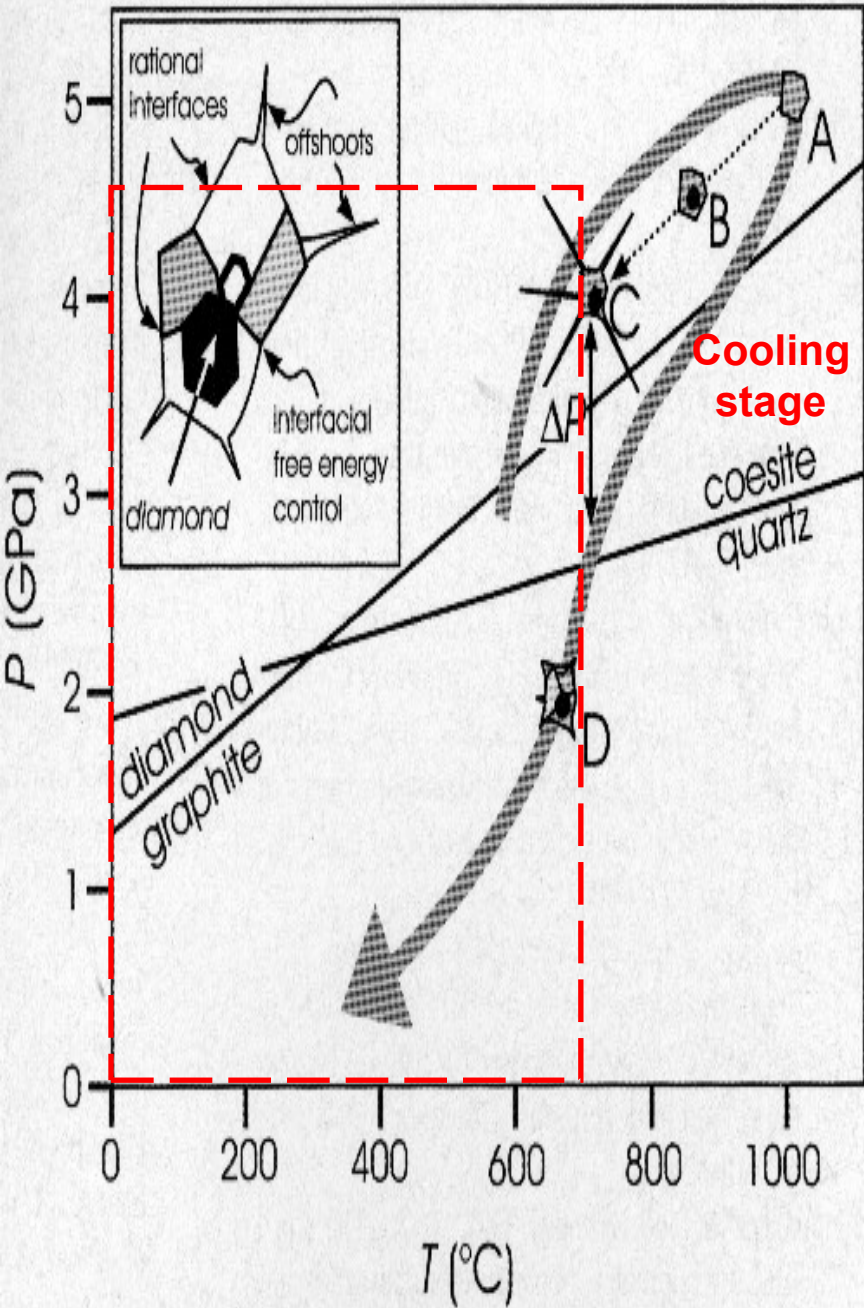
Saidenbachtal, Erzgebirge

north Bohemian cryst. basement

coesite – c. 100 km
diamond – c. 140 km

much greater depth than
reached in thickened crust

Stoekert et al. (2001)



Hlavní činitelé metamorfózy

fluida

H_2O , CO_2 , O_2 , H_2 , F_2 , N_2 , CH_4 a S

- součást minerálů (slídy, amfiboly, karbonáty, sulfidy)
- v pórech mezi jednotlivými zrny, popř. v inkluzích

prográdní met. – uvolňovány (dekarbonizace, dehydratace)

- ovlivňují fázové rovnováhy
- přenášejí teplo
- způsobují přenos hmoty a mohou měnit izotopické i chemické složení horniny

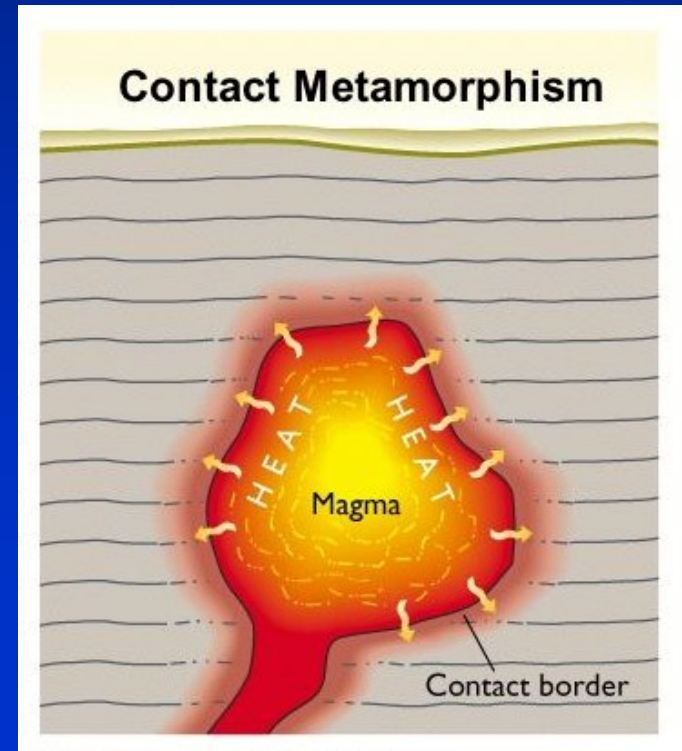
Typy metamorfózy – genetické klasifikace

klasifikace podle převládajícího činitele

termální met. (T) - různá měřítka

dynamická met. (orientovaný tlak) – lokální, text. změny

dynamicko-termální met.



Typy metamorfózy – genetické klasifikace

klasifikace podle geologické pozice – pokrač.

regionální metamorfóza

orogenní metamorfóza

horská pásma, konvergentní hranice desek
vznikají horniny s foliací

metamorfóza pohřbením

anorogenní, tlakem nadloží, sed. pánve

metam. oceánského dna

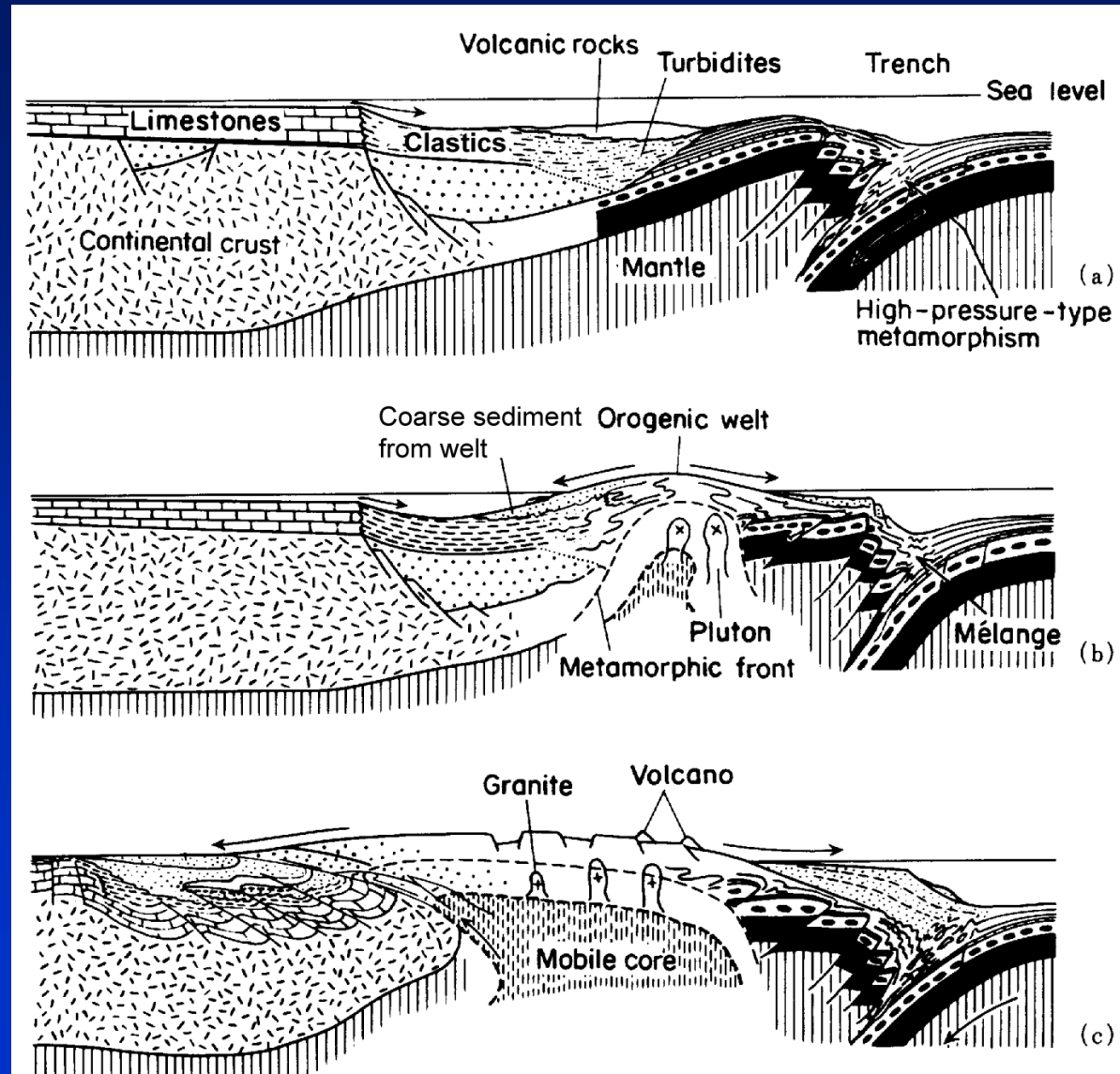
horká hydrotermální fluida, diverg. Hranice
metasomatóza (naboh. Mg-Na, ochuz. Ca-Si)

Typy metamorfózy – genetické klasifikace

orogenní metamorfóza

často polyfázová
(metam. i deform.)

Figure 21-6. Schematic model for the sequential (a → c) development of a “Cordilleran-type” or active continental margin orogen. The dashed and black layers on the right represent the basaltic and gabbroic layers of the oceanic crust. From Dewey and Bird (1970) *J. Geophys. Res.*, 75, 2625-2647; and Miyashiro *et al.* (1979) *Orogeny*. John Wiley & Sons.



Typy metamorfózy – genetické klasifikace

klasifikace podle geologické pozice

regionální metamorfóza – velký rozsah

konvergentní desková rozhraní – vznik horských (orogenních) pásem + metam. horniny vzniklé za vyšších tlaků dnes na povrchu průměrně mocné kůry (35 km)

regionální metamorfóza je důsledkem ztluštění kůry

intrakontinentální kolize barrovienská MP/MT metamorfóza
(**Ky-Sill**, orogenní)

subdukce - subdukce lehké kontinentální kůry - pomalá
Kaledonidy, Variscidy, Himaláje

subdukce oceánské kůry pod kontinent P/LT-MT met.
(modré břidlice, eklogity)

těžká oceánská kůra – rychlá subdukce
až **UHP** metamorfóza

P-T pole metamorfózy a geotekt. kontext

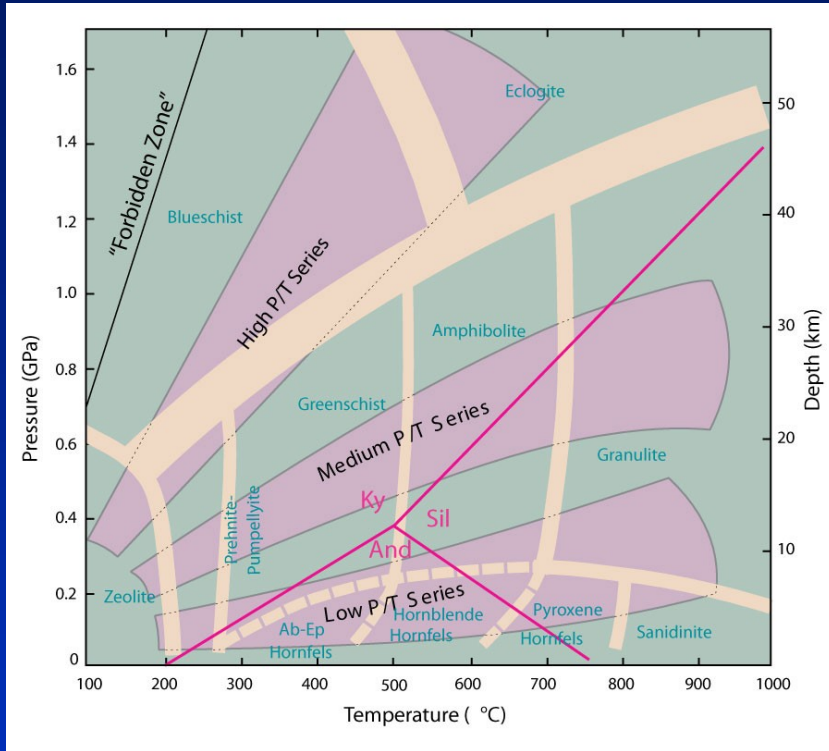
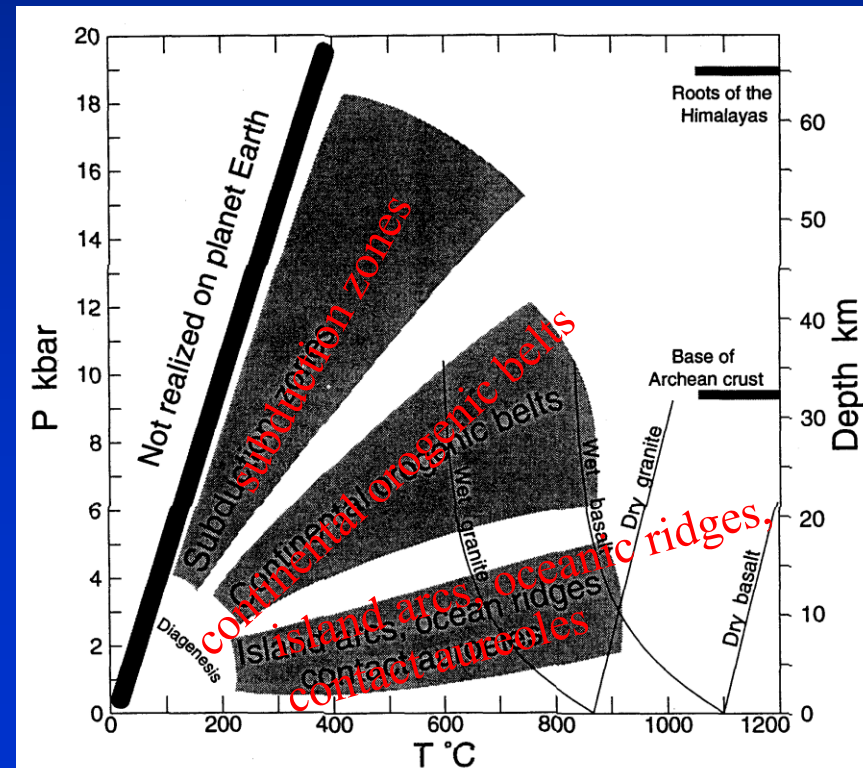


Fig. 25.3. Temperature-pressure diagram showing the three major types of metamorphic facies series proposed by Miyashiro (1973, 1994). Winter (2010) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

Typická P-T pole pro metamorfózu hornin v některých geotektonických kontextech (Spear 1993)



Typy metamorfózy – genetické klasifikace

klasifikace podle geologické pozice

lokální metamorfóza – omezený rozsah

kontaktní aureoly (HT/LP)

regionální kontaktní met. (mnohačetné intruze)

kataklastická metamorfóza mylonitizace

orientovaný tlak, vysoká rychlost deformace

pseudotachylity, kataklazity (LT), mylonity (HT),

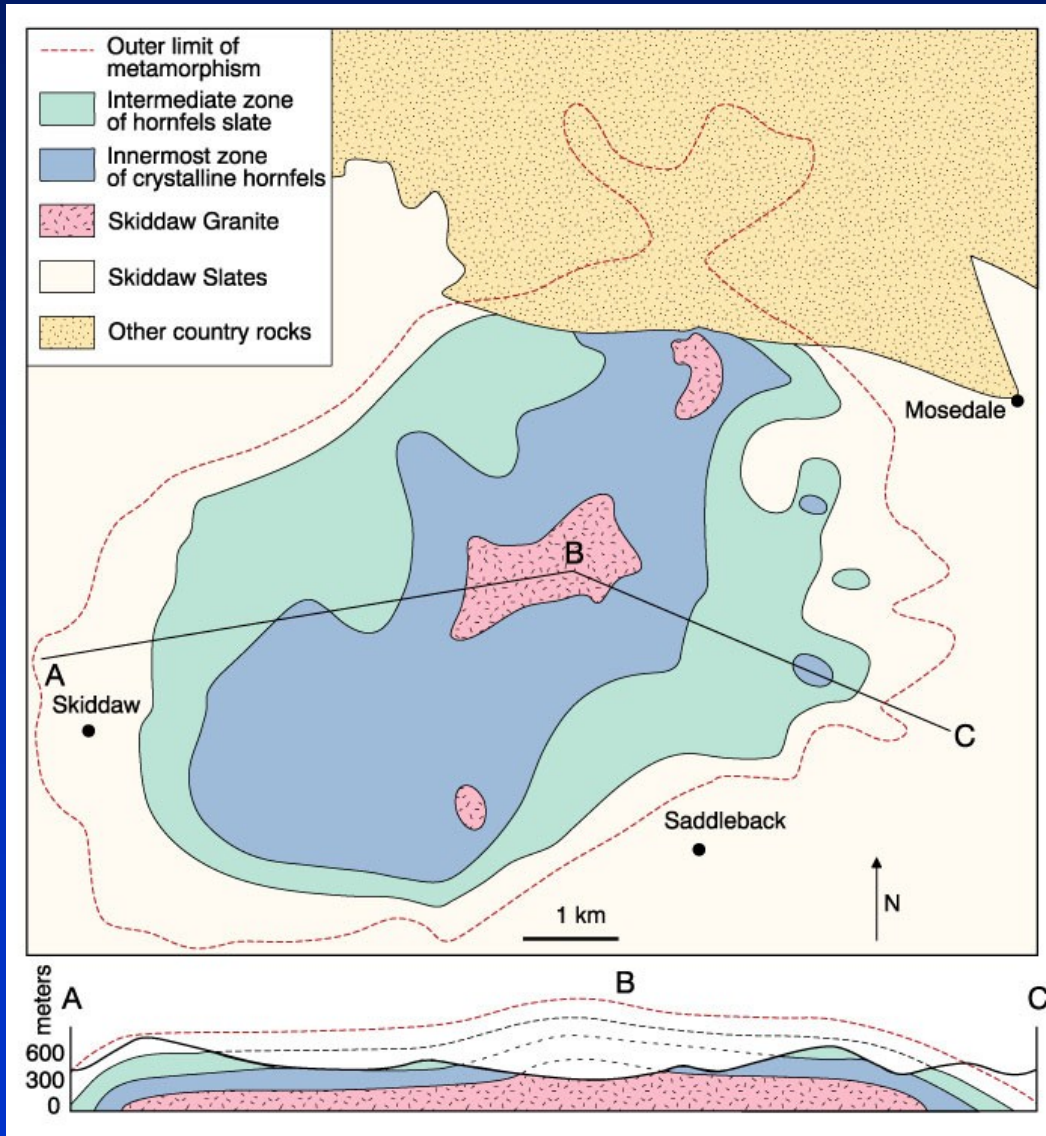
fytonity (pokles T a fluida)

šoková met. – impaktní krátery

coesit, stishovit, pseudotachylity

hydrotermální metamorfóza (horká fluida, LT/LP)

Typy metamorfózy – genetické klasifikace



kontaktní metamorfóza

Figure 21-14. Geologic Map and cross-section of the area around the Skiddaw granite, Lake District, UK. After Eastwood et al (1968). *Geology of the Country around Cockermouth and Caldbeck*. Explanation accompanying the 1-inch Geological Sheet 23, New Series. Institute of Geological Sciences. London.

P-T pole metamorfózy a geotekt. kontext

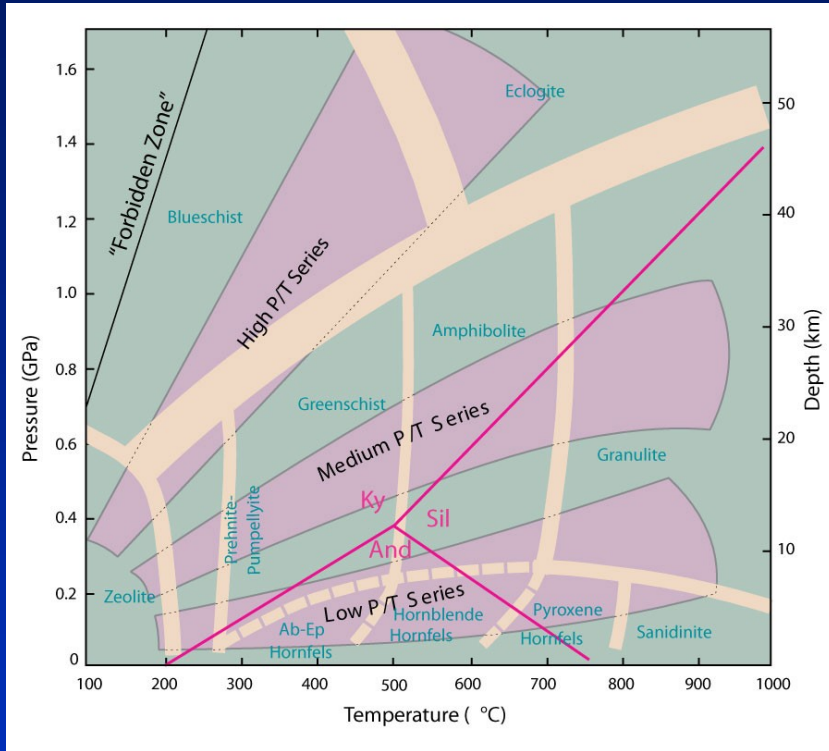
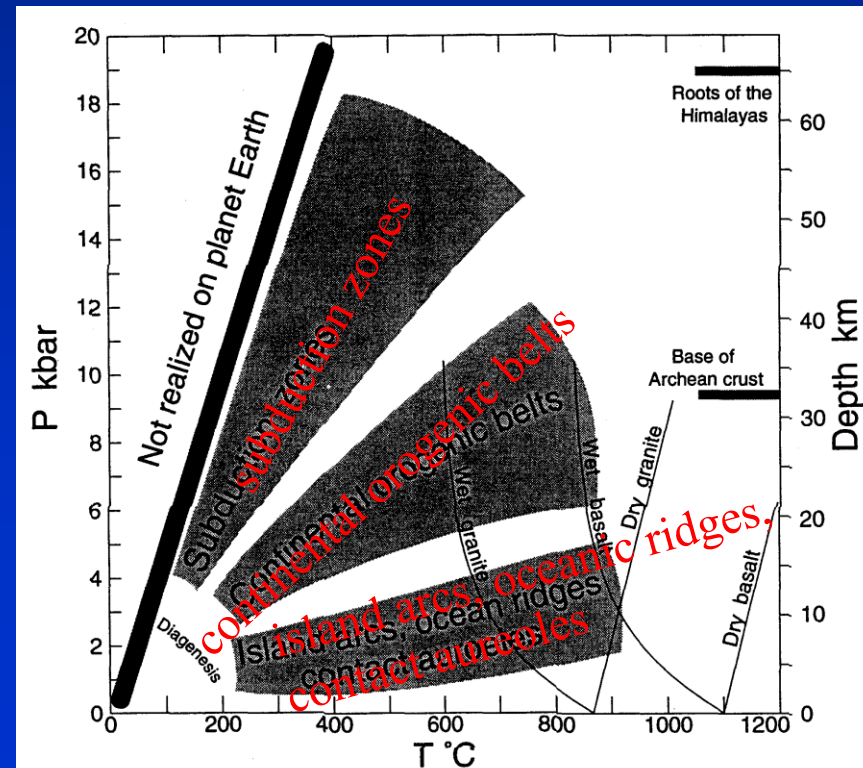


Fig. 25.3. Temperature-pressure diagram showing the three major types of metamorphic facies series proposed by Miyashiro (1973, 1994). Winter (2010) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.

Typická P-T pole pro metamorfózu hornin v některých geotektonických kontextech (Spear 1993)



Metamorfni dráhy P-Tt

základní koncept:

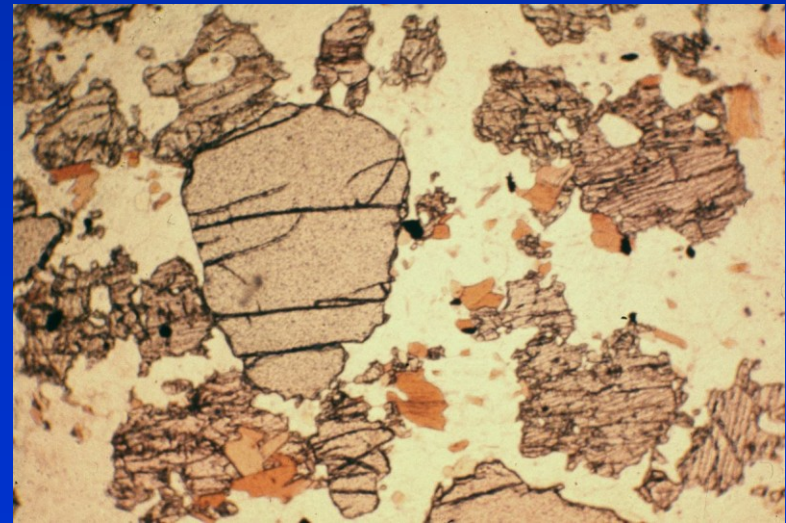
rovnovážné asociace v metamorfované hornině odrážejí T_{\max}

zaznamenání P-T podmínek vrcholu metamorfózy

metamorfované horniny zaznamenávají sled rovnovážných stavů

získání dráhy P-T

minerální asociace je soubor minerálů které spolu koexistují v rovnováze v jednom stádiu vývoje horniny



Rovnovážná minerální asociace

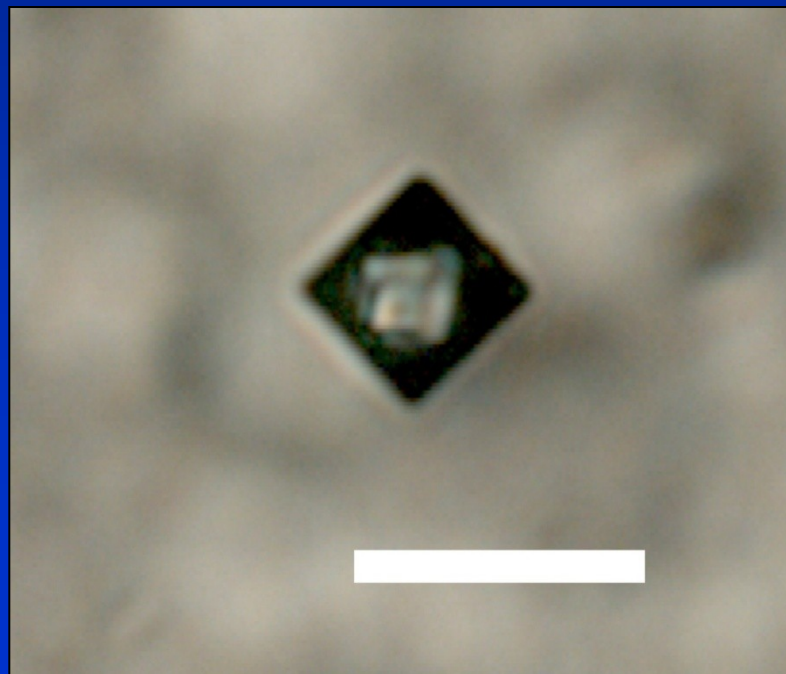
Table 2-1. Definitive Mineral Assemblages of Metamorphic Facies

Facies	Definitive Mineral Assemblage in Mafic Rocks
Zedite	zedites: especially laumontite, wairakite, analcime
Prehnite-Pumpellyite	prehnite + pumpellyite (+ chlorite + albite)
Greenschist	chlorite + albite + epidote (or zoisite) + quartz ± actinolite
Amphibolite	hornblende + plagioclase (diplagioclase-andesine) ± garnet
Granulite	orthopyroxene (+ clinopyroxene + plagioclase ± garnet ± hornblende)
Blueschist	glaucophane + lawsonite or epidote (+ albite ± chlorite)
Eclogite	pyrope garnet + omphacitic pyroxene (± kyanite)
Contact Facies	Mineral assemblages in mafic rocks of the facies of contact metamorphism do not differ substantially from that of the corresponding regional facies at higher pressure.

After Spear (1993)

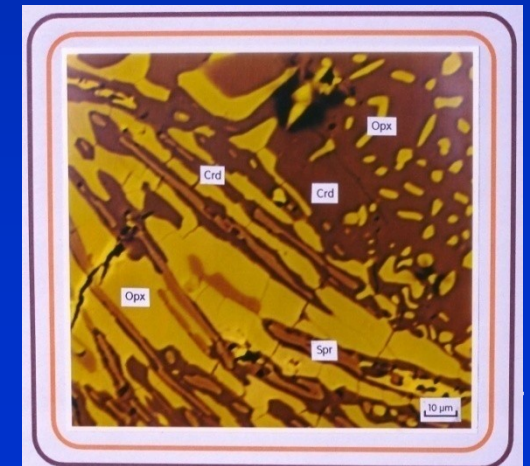
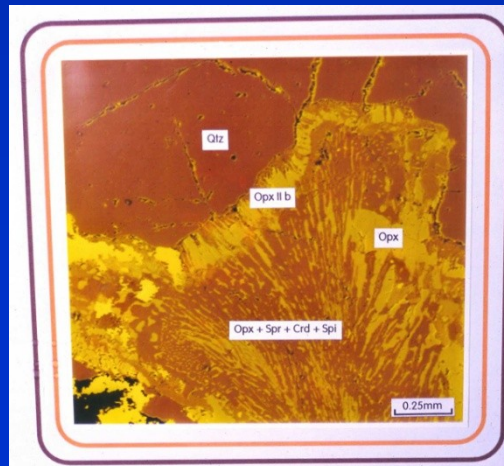
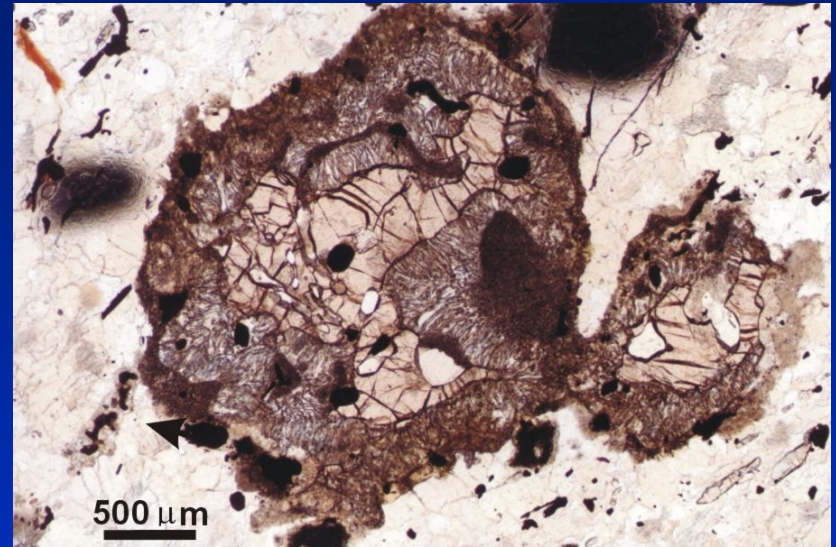
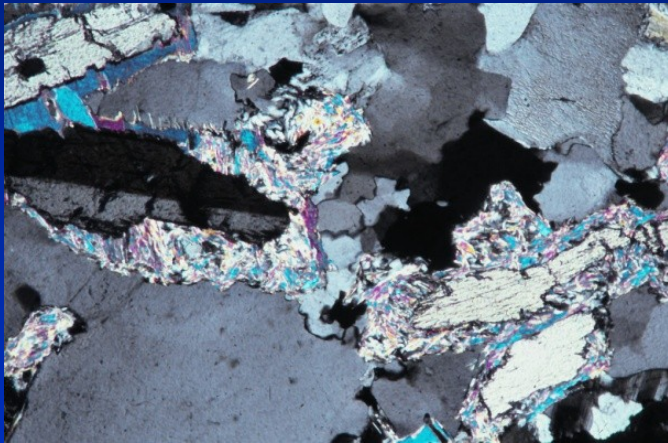
Postupy a indikátory konstrukce drah P-T

- inkluze
- reakční struktury
- diagramy P-T-X
- zonalita minerálů

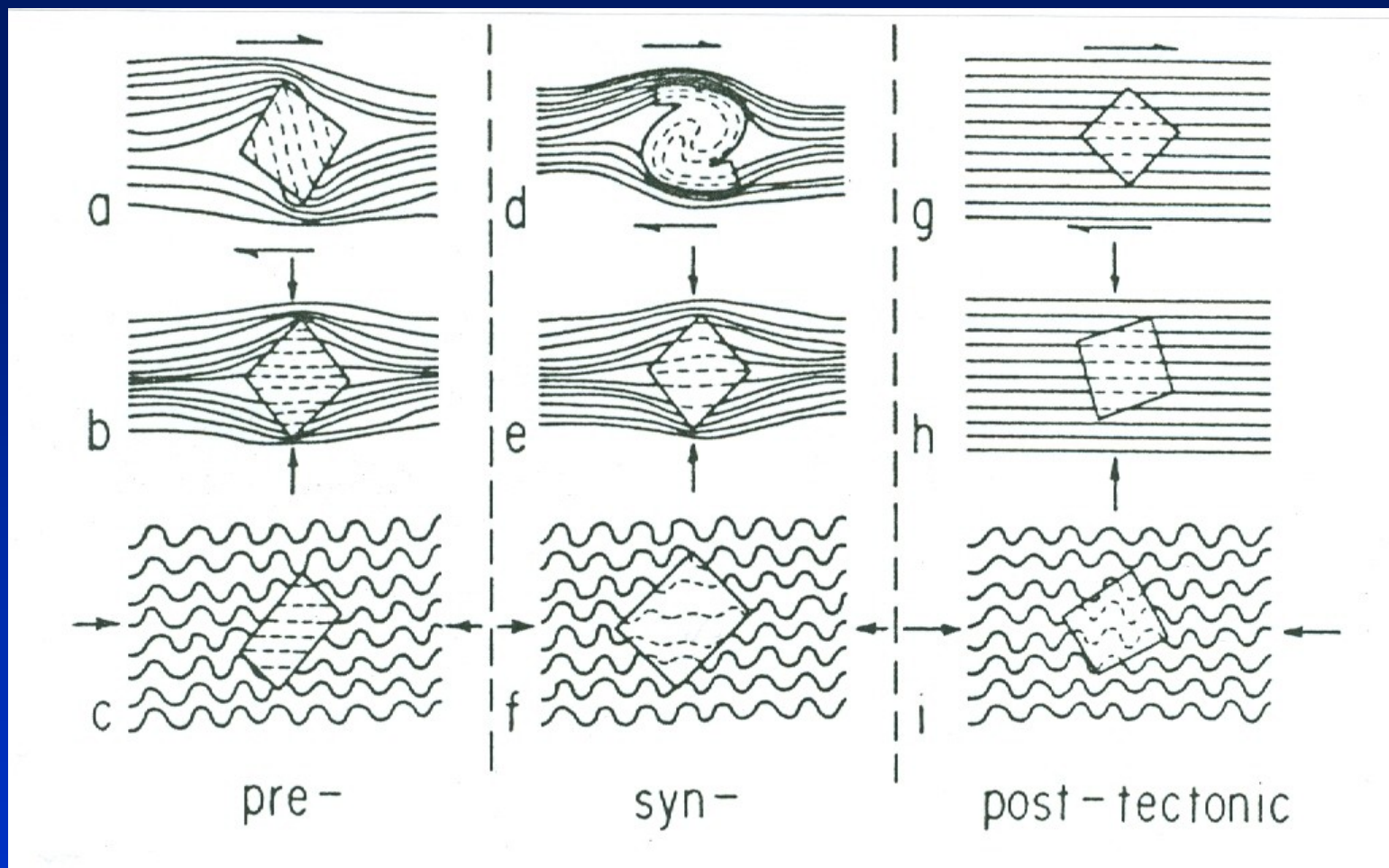


Postupy a indikátory konstrukce dráh P-T

- inkluze
- **reakční struktury**
- diagramy P-T-X
- zonalita minerálů



Analýza vztahu krystalizace a deformace



rozlišení pre-, syn- a post-kinematických minerálů (asociací)

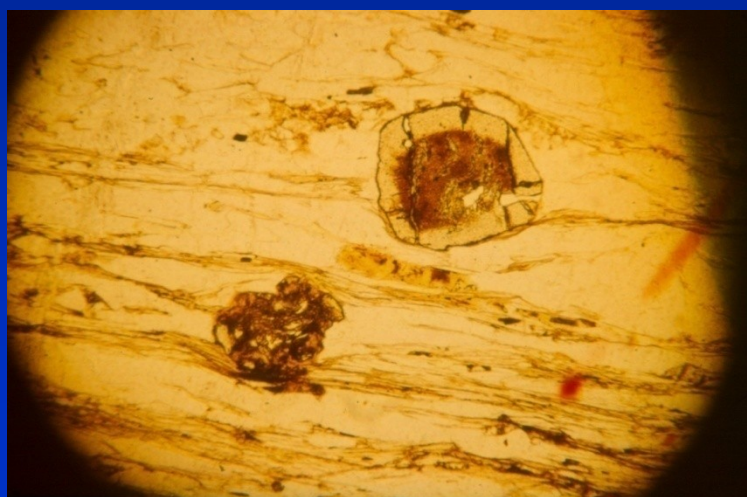
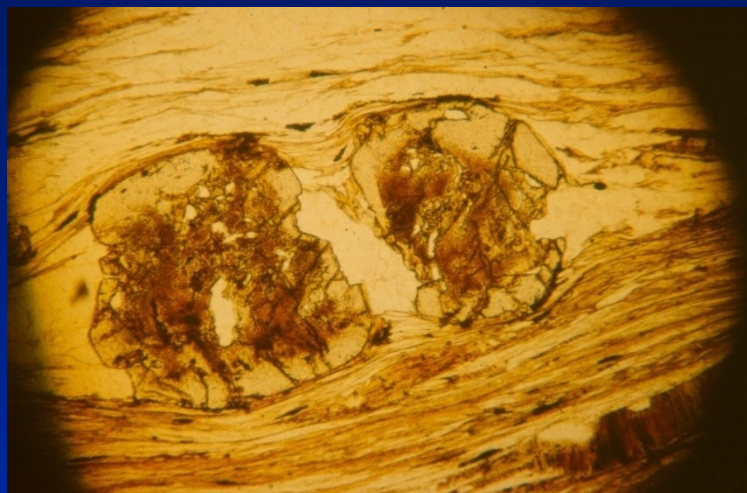


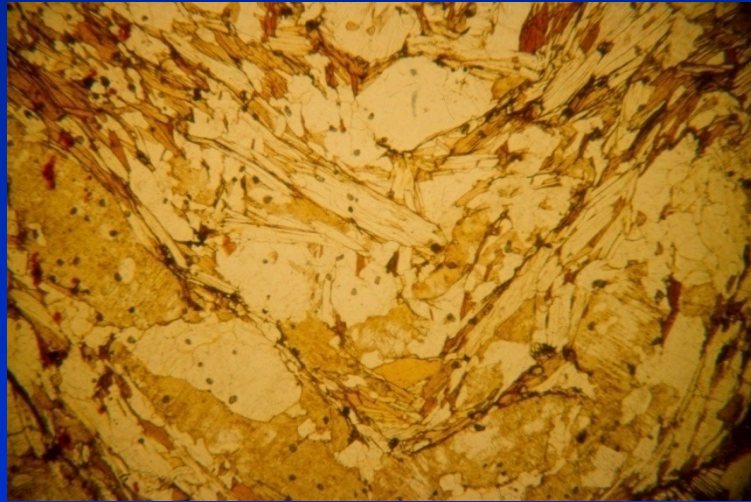
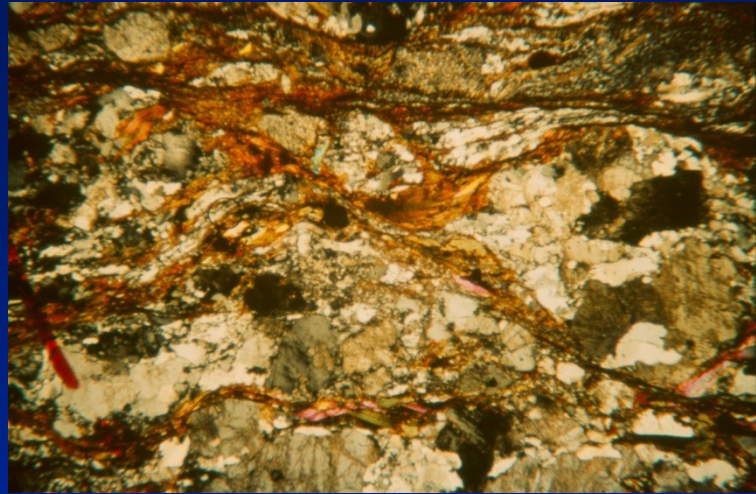
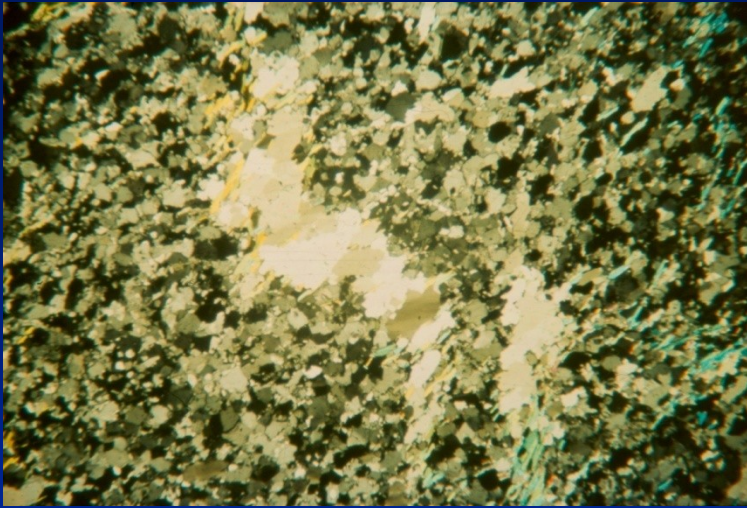
metasedimenty (proč?)

e.g. Connemara schist (Cornamona, Co. Galway, Ireland)

<http://all-geo.org/metageologist/>

Analýza vztahu krystalizace a deformace





Metamorphic Grade \longrightarrow

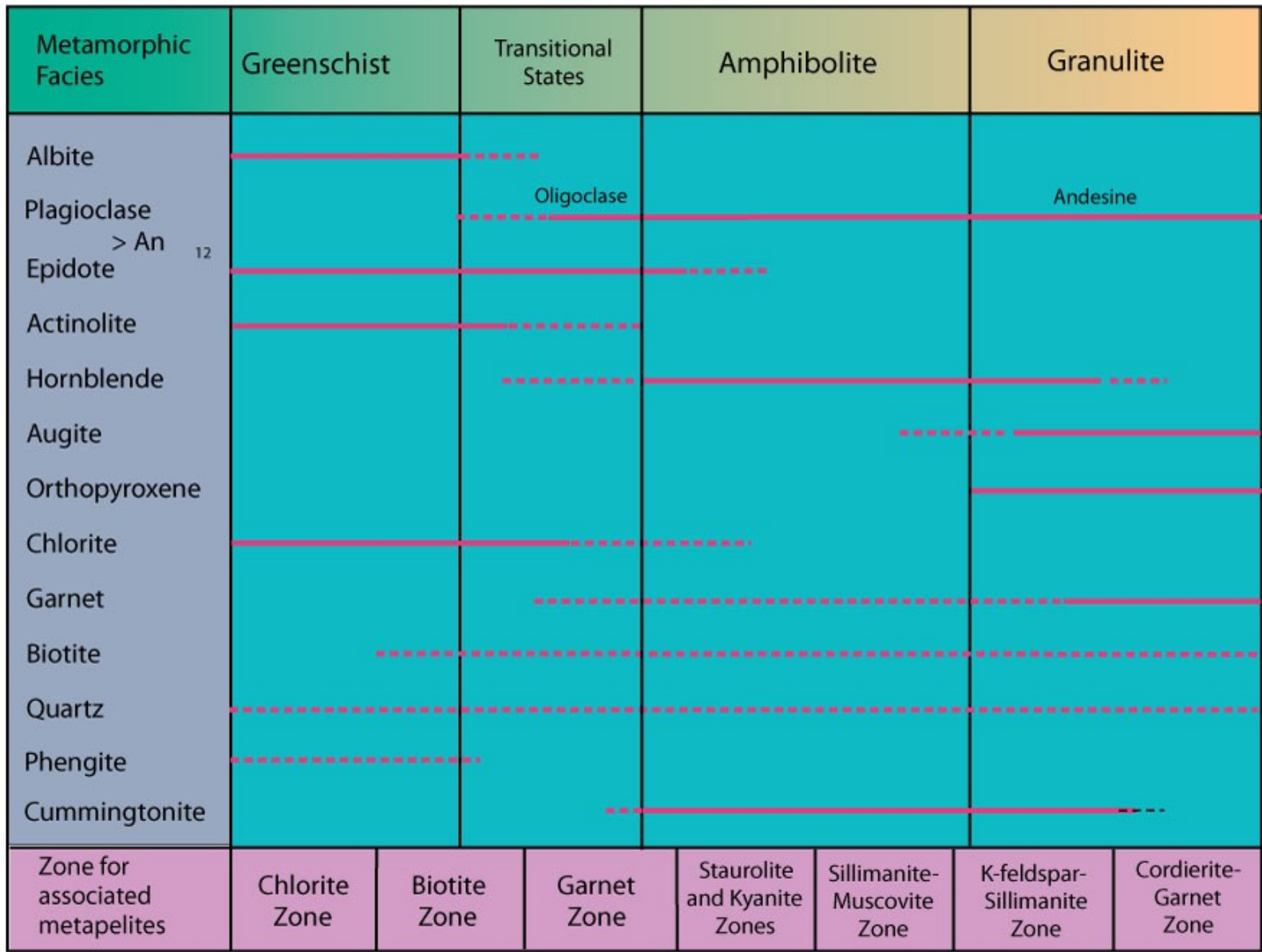
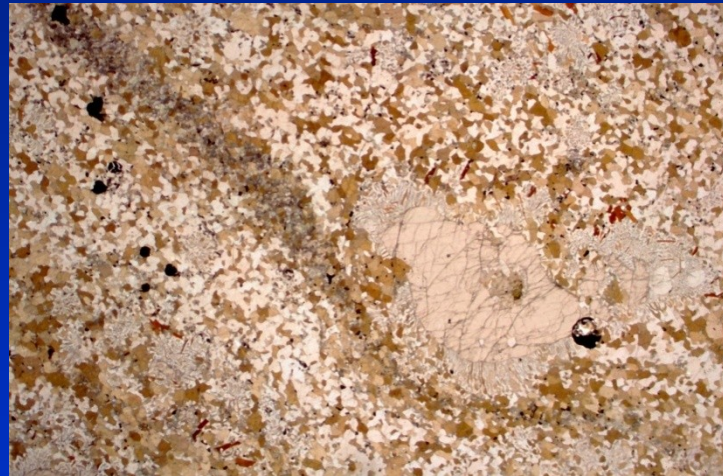
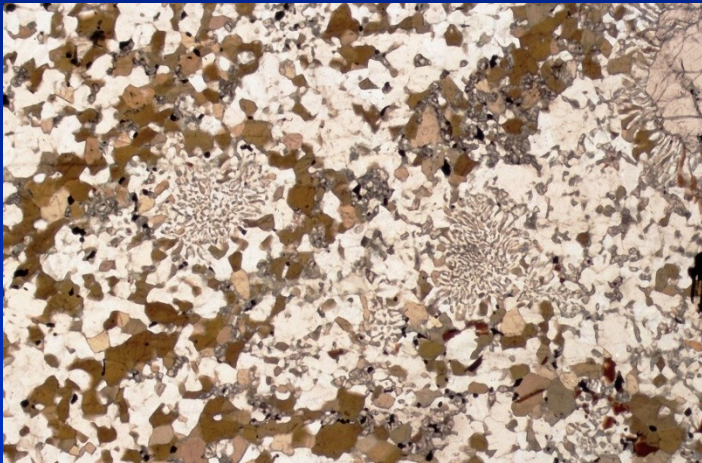
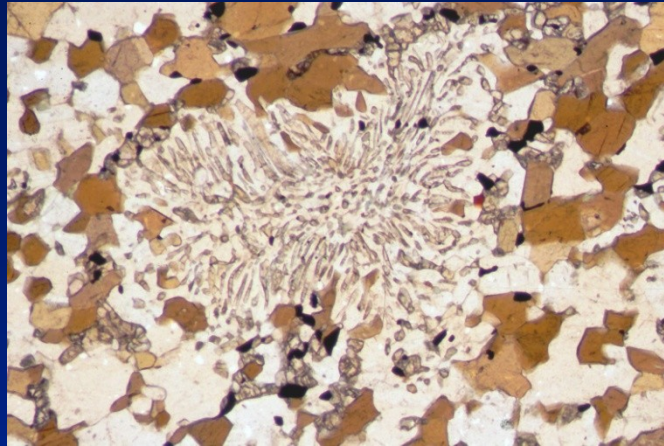
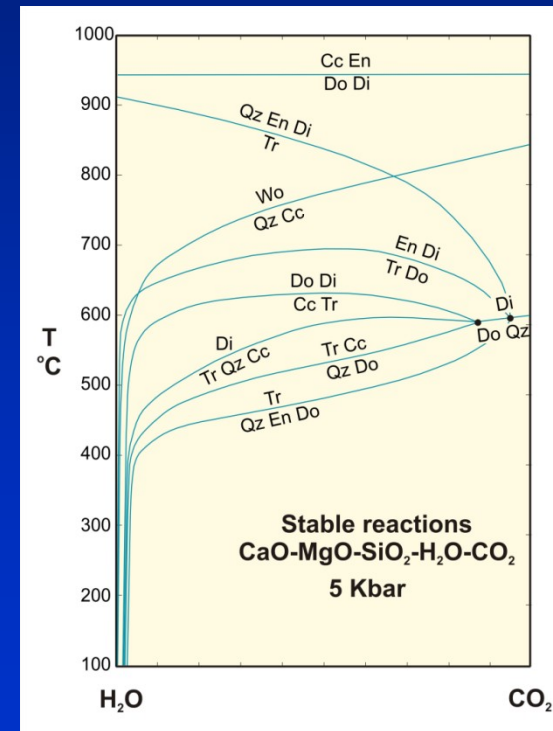
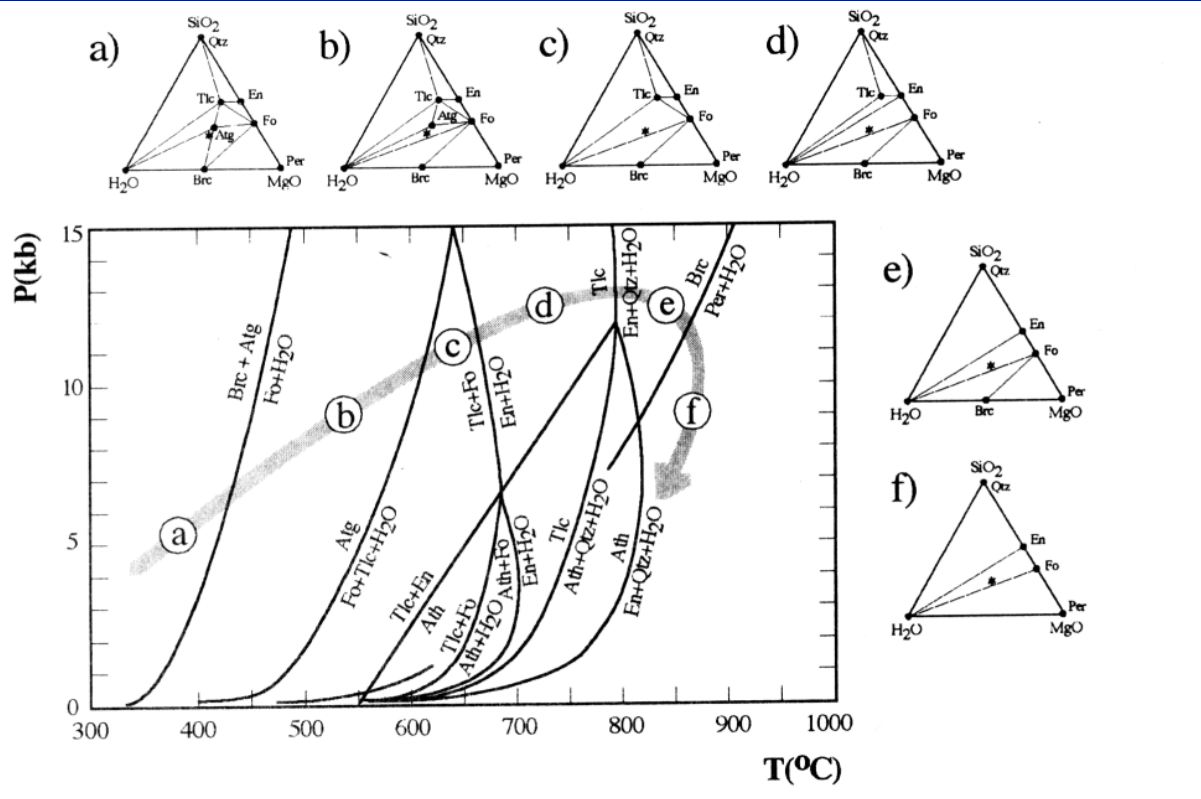


Fig. 25.10. Typical mineral changes that take place in metabasic rocks during progressive metamorphism in the medium P/T facies series. The approximate location of the pelitic zones of Barrovian metamorphism are included for comparison. Winter (2010) An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology. Prentice Hall.



Postupy a indikátory konstrukce dráh P-T

- inkluze
- reakční struktury
- **diagramy P-T-X**
- zonalita minerálů

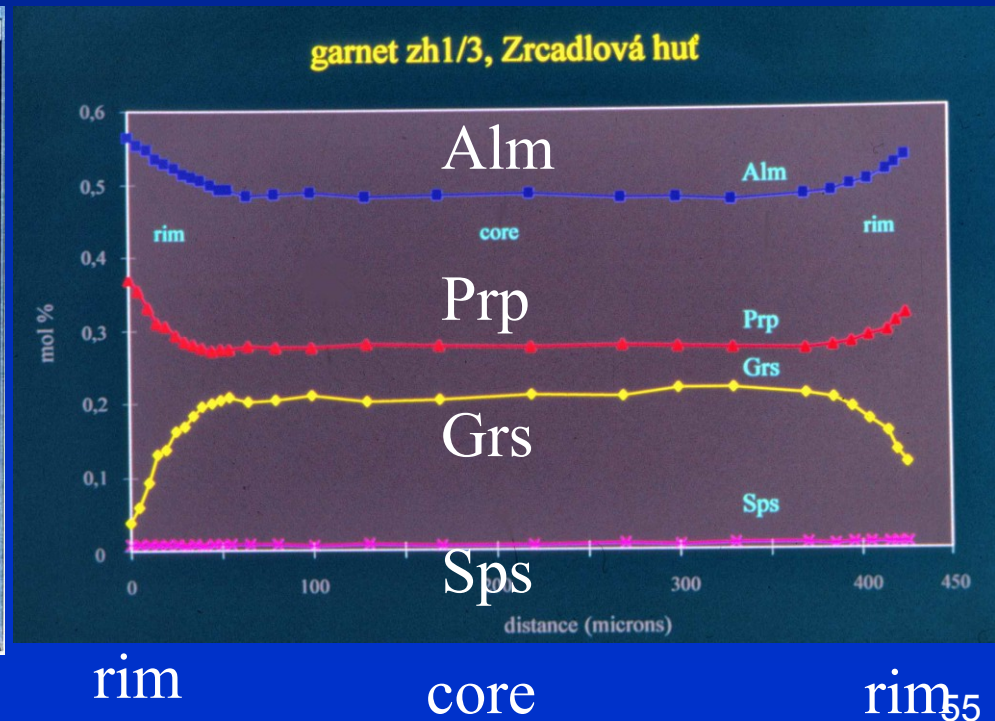
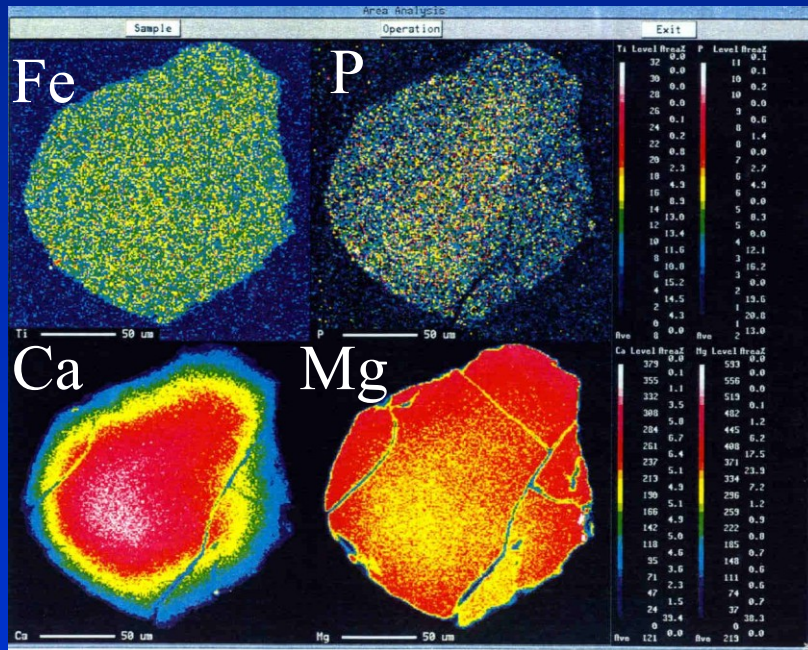


Petrogenetická mřížka, ultrabazické horniny. Konop. et al. 1998

Whitney

Postupy a indikátory konstrukce drah P-T

- inkluze
- reakční struktury
- diagramy P-T-X
- zonalita minerálů



Zonalita minerálů a dráha P-T

<i>Mineral</i>	<i>Elements</i>	<i>Reference</i>
Garnet	Fe, Mg, Mn, Ca, Al, Fe ³⁺	numerous
Staurolite	Fe, Mg, Ti, Al, Si	Hollister (1970)
Chloritoid	Fe, Mg	Ribbe (1980)
Al-silicates (kyanite, andalusite, sillimanite)	Fe ³⁺ , Ti, Mn	Chinner et al. (1969)
Zircon	U, Pb, Hf, color	numerous
Tourmaline	Fe, Mg	Chinner (1965)
Phengite	Fe, Mg, Al, Si	Boulter and Raheim (1974)
Biotite	Fe, Mg, Ti	Rimsatite (1970), Kwak (1981)
Hypersthene	Fe, Mg, Al, Si	Obata (1980)
Diopside	Mg, Al, Si	Tracy et al. (1978)
Omphacite	Mg, Na, Ca, Al	Carpenter (1980)
Gedrite	Mg, Na, Al, Si	Robinson et al. (1981)
Calcic amphibole	Mg, Fe, Ca, Al, Na, Si, Ti	numerous
Sodic amphibole	Ca, Na, Fe, Si	Holland and Richardson (1979)
Plagioclase	Ca, Na, Al, Si	Nord et al. (1978)
Cordierite	Fe, Mg	Tracy and Dietsch (1982)
Spinel	Fe, Mg, Cr, Al	Frost (1976)
Siderite	Fe, Mn, Mg	Jones and Ghent (1971)

† This list is meant to be representative, not exhaustive.

Prográdní zonálnost (prograde or growth zoning) – e. g. granát

- lze využít k rekonstrukci části dráhy P-T

- vznik prográdní zonálnosti granátu v důsledku kontinuální reakce

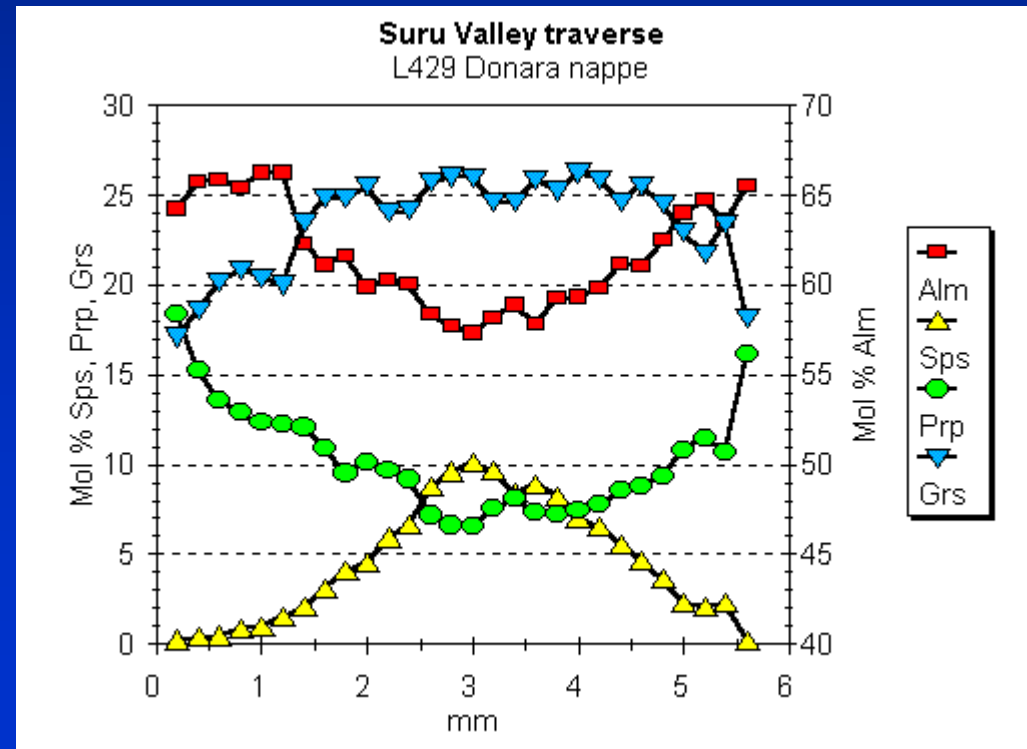
Common end members:

- Pyrope $\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
- Almandine $\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
- Spessartine $\text{Mn}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$
- Andradite $\text{Ca}_3\text{Fe}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$

(a) Typical growth zoning:

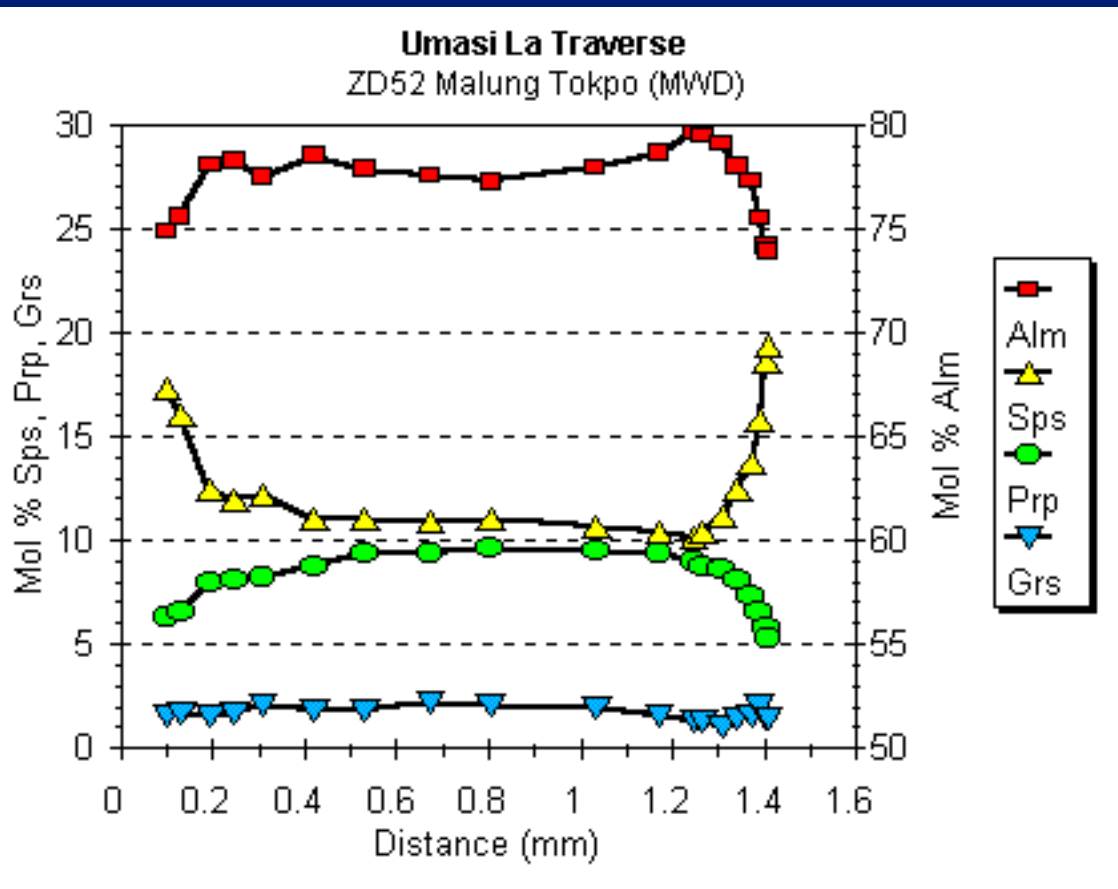
- Mn+/-Ca-rich core
- Mg increases towards rim
- Fractionation process
- Temperature $< \sim 650^\circ\text{C}$

Fig. 1. Prograde growth zoning in a garnet from a lower-grade part of High Himalaya, *Ref: Waters webpage.*



Retrográdní zonálnost (retrograde zoning)

- výměna prvků během chladnutí po vrcholu metamorfózy
- vzniká difuzní profil na okraji zrn (minerál s pomalejší difusí)
- vrcholné podmínky metam. mohou být zachovány v jádrech minerálů



(b) Typical diffusion zoning:

- Pre-existing garnet changes composition via diffusion
- Mg decreases and Mn enriches towards rim
- More extensive in high-grade rocks
- Temperature $> \sim 600$ °C

Fig. 2. Retrograde diffusion zoning in a garnet from a high-grade part of High Himalaya,
Ref: Waters webpage.

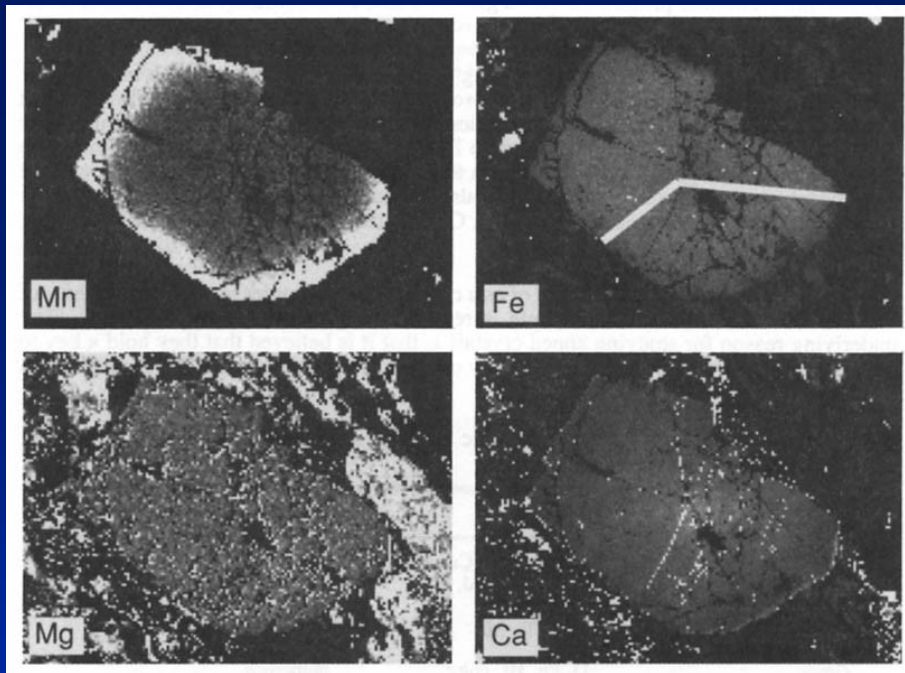
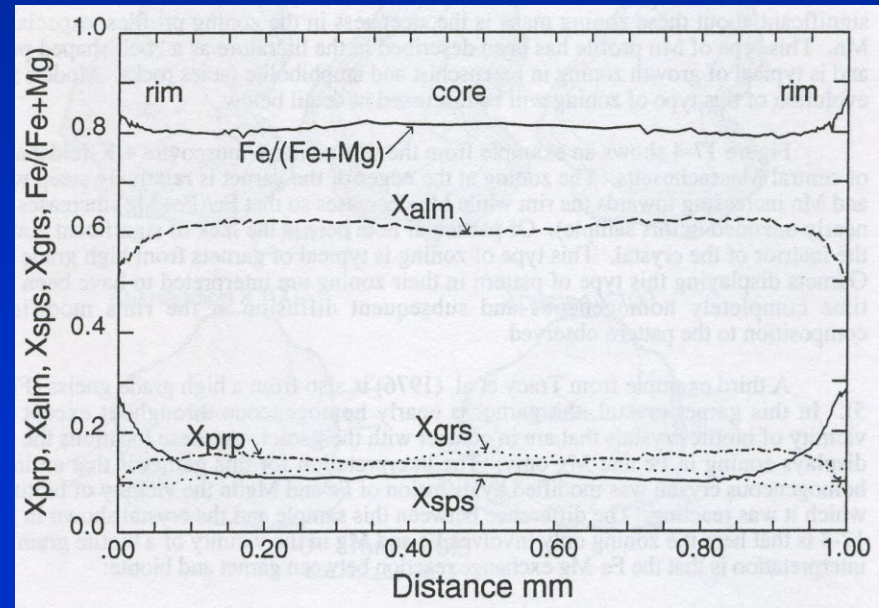


Fig. 3a. X-ray maps showing the distribution of elements in a garnet from SW New Hampshire, USA. Dark areas are low and light areas are high concentrations.

Fig. 3b. Line traverse along line shown in the Fig. 3a, showing the variation of elements in a 1-dimensional traverse.

Spear, 1993. Metamorphic phase equilibria and P-T-t path.



Diffusion to the interpretation of geothermometry in high-grade rocks:

@ Equilibrium compositions are meaningful in thermometry calculation and may obtain real metamorphic peak P-T conditions in high-grade rocks.

@ Disequilibrium compositions resulting from chemical zoning may produce apparent or lower temperatures than real peak values.

e.g. in Fig. 4, G1-B1 garnet-biotite composition pairs normally yield peak metamorphic conditions, whereas G1-B2 composition pairs are not in equilibrium and usually produce lower values.

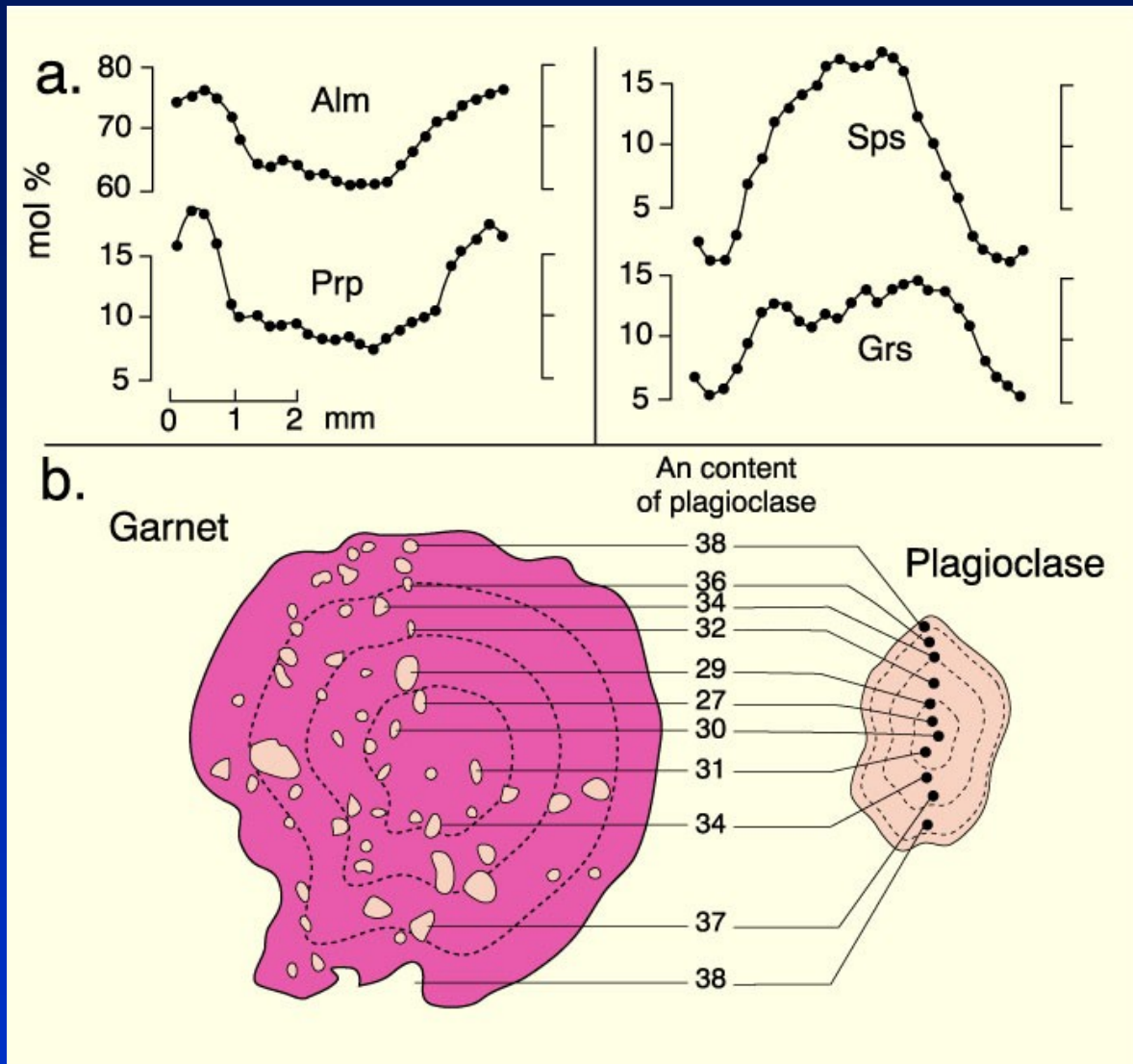


Figure 27-12. Chemically zoned plagioclase and poikiloblastic garnet from meta-pelitic sample 3, Wopmay Orogen, Canada. **a.** Chemical profiles across a garnet (rim \rightarrow rim). **b.** An-content of plagioclase inclusions in garnet and corresponding zonation in neighboring plagioclase. After St-Onge (1987) *J. Petrol.* 28, 1-22 .

P-T-t Paths

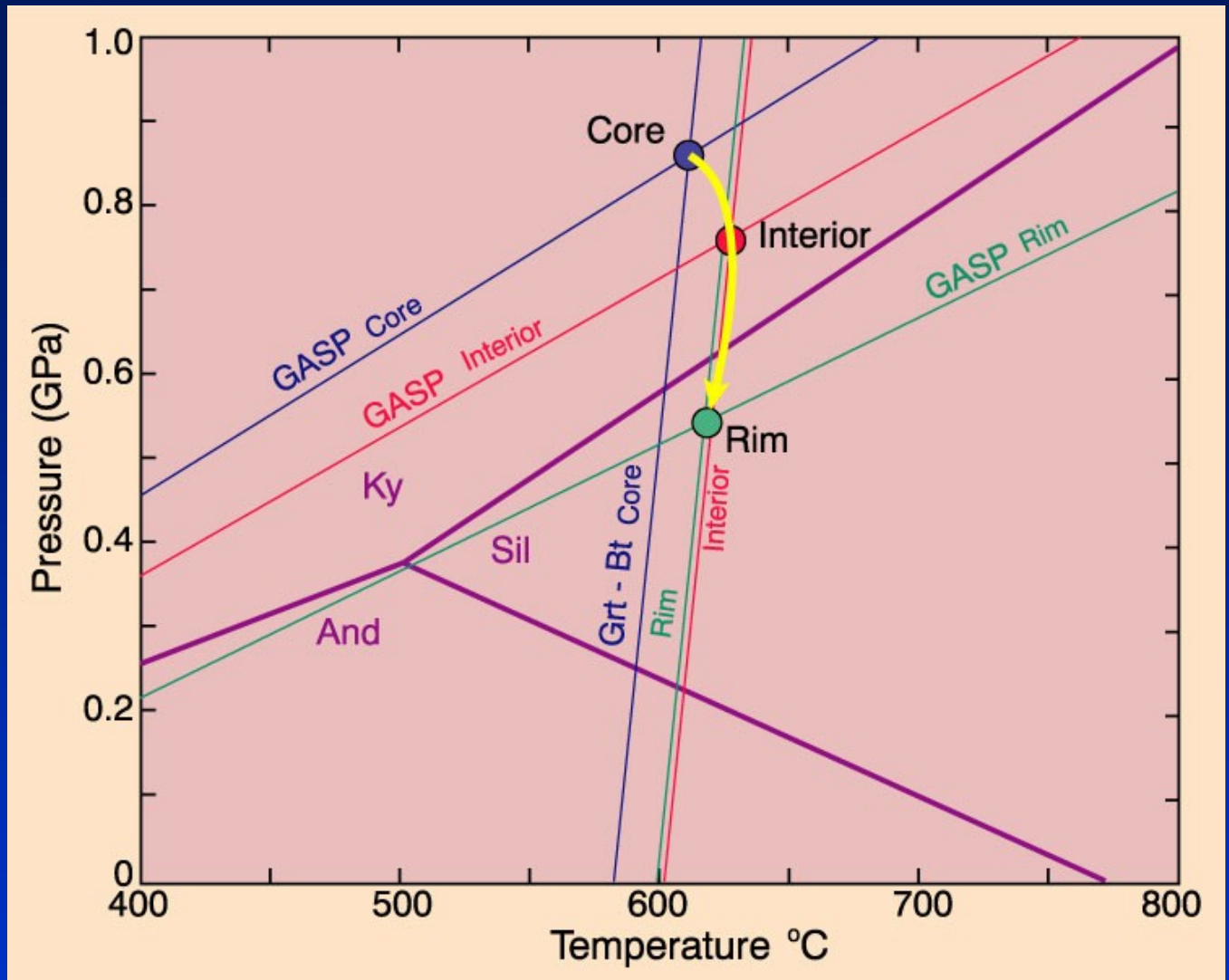


Figure 27-13. The results of applying the garnet-biotite geothermometer of Hodges and Spear (1982) and the GASP geobarometer of Koziol (1988, in Spear 1993) to the core, interior, and rim composition data of St-Onge (1987). The three intersection points yield P-T estimates which define a P-T-t path for the growing minerals showing near-isothermal decompression. After Spear (1993).

Metody odvození P-T podmínek

studium metamorfovaných hornin

zjistit P-T-X podmínky jednotlivých metamorfních pochodů

petrogenetické mřížky

kvalitativní odhad vývoje hornin na zákl. pozorovaných met. reakcí

geotermobarometrie

kvantitativní určení P a T vrcholu metamorfózy
a dalších stádií vývoje hornin

nutné detailní studium výbrusů

low/high strain domains (zóny velké a malé deformace)

typy metamo. změn (metamorfní krystalizace, texturní změny, chemismus)

chemické reakce – fázové změny – prográdní, retrográdní

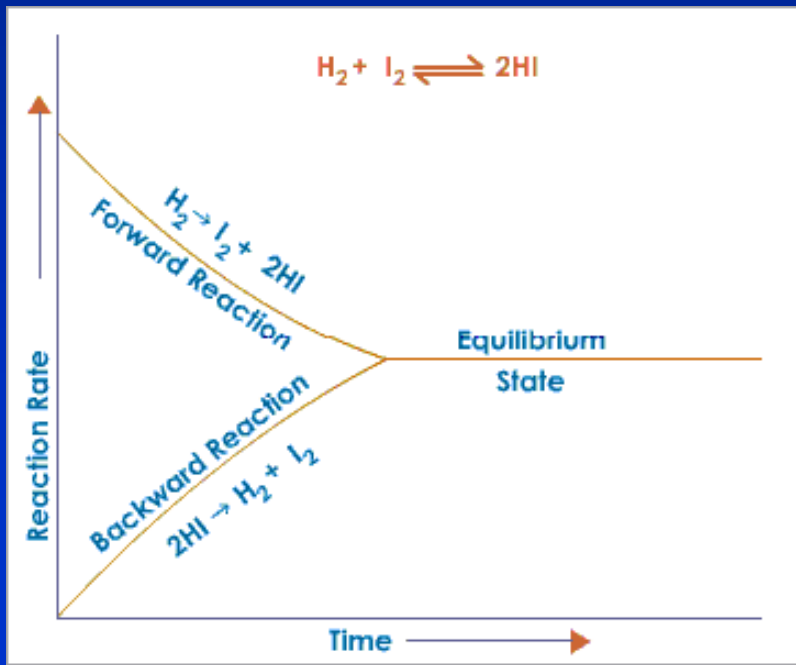
minerální asociace

zjištění chemického složení minerálů – elektronová mikrosonda

Chemická rovnováha v metamorfóze

chemická rovnováha – atomy v systému dosáhnou po určitém čase nejstabilnějšího uspořádání za daných P a T podmínek, a byť jsou v pohybu a mohou se měnit mezi fázemi, celk. objemu či složení každé fáze se dále s časem nemění

s, l, f dle složení systému a podmínek



- a. $\mathbf{A} \rightleftharpoons \mathbf{B}$ $K_{\text{eq}} = \mathbf{B/A}$, a small fraction
- b. $\mathbf{A} \rightleftharpoons \mathbf{B}$
- c. $\mathbf{A} \rightleftharpoons \mathbf{B}$ $K_{\text{eq}} = \mathbf{B/A}$, a large integer

Figure 2-5 Reactant and product levels as related to K_{eq} . At time zero, when the reaction begins, only the reactant A is present. Given enough time (part a), A changes to B and reaches equilibrium with B. At equilibrium (part b), the net amount of $\text{A} \rightarrow \text{B}$ equals the net amount of $\text{B} \rightarrow \text{A}$. Useful reactions, therefore, are those in which a large fraction of A changes to B and the K_{eq} is large (part c).

Chemická rovnováha v metamorfóze

fázové pravidlo – určuje kolik fází může stabilně existovat v systému (hornině)
fáze = látka s odlišnými fyzikálními a chemickými vlastnostmi (např. Pl, vs. Ab, An)

$$F = C - P + 2$$

F – počet nezávislých stupňů volnosti systému (indep. degrees of **F**reedom)

C – počet chem. složek (No of **C**omponents: e. g. Al_2O_3 - SiO_2)

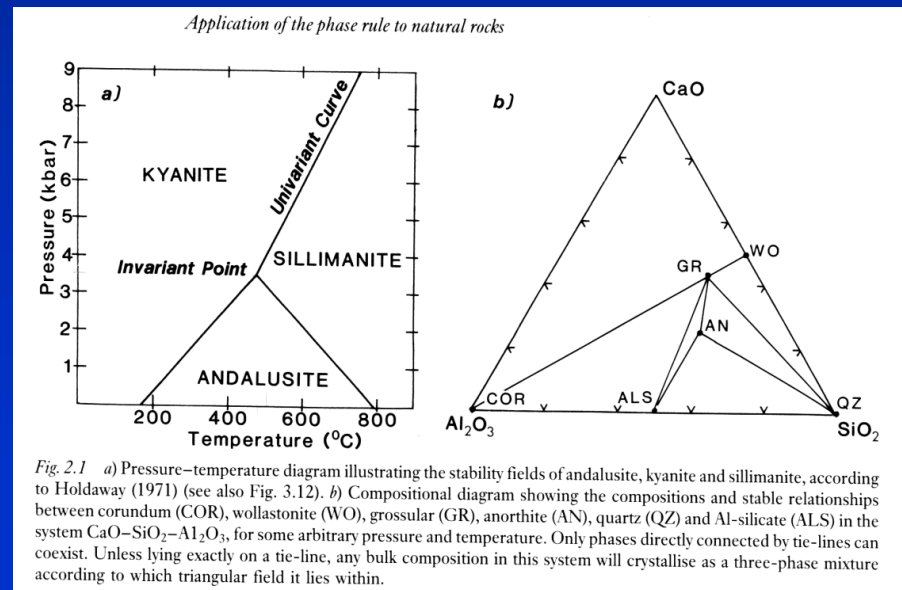
P – počet fází (No of **P**hases, i.e. minerals)

C = 2: Al_2O_3 - SiO_2

P = C: F = 2, divariant field

P = C + 1: F = 1, univariant
curve

P = C + 2: F = 0, invariant point



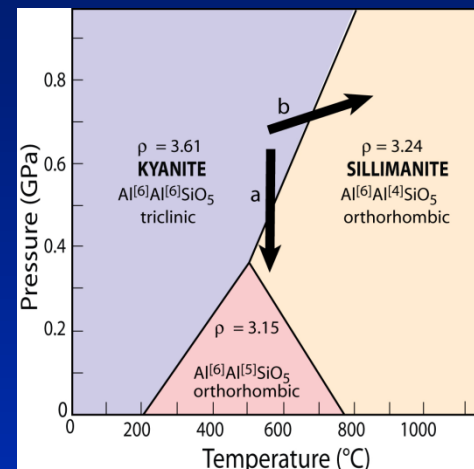
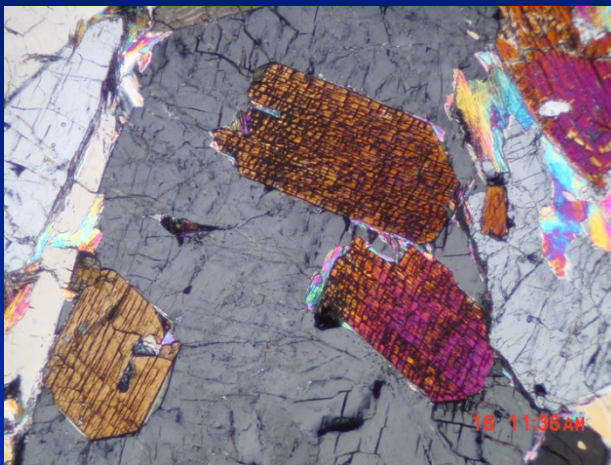
zobrazení metam. reakcí do fázových trojúhelníků

Typy metamorfních reakcí

podle průběhu reakce

nespojité (discontinuous) – linie na P-T diagramu, eg Ky=Sil

www Whitney



spojité – continuous - reaktanty a produkty stabilní v intervalu P a T (ale jejich složení se systematicky mění při změně podmínek), typ. v geologii

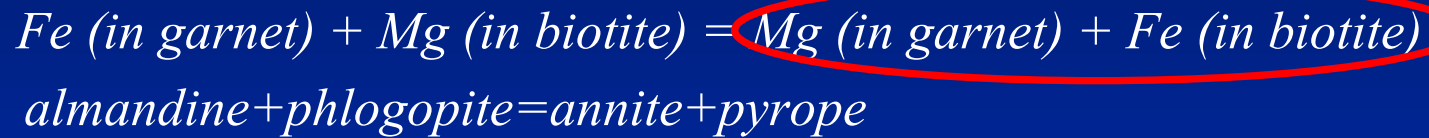
reakce mezi pevnými fázemi (solid-solid reactions) často spojité protože se mění složení fází (pevné roztoky = solid solution), větš. přímky vs. dehydratace či dekarbonace - net transfer reactions, křivky

Typy metamorfních reakcí

podle důsledku výměn

výměnné reakce (exchange reactions; continuous) = termometry

1. chemické složky se vyměňují mezi fázemi
2. only involve the exchange of two elements between two minerals and do not affect the mineral modes, e.g. Fe-Mg exchange between garnet and biotite:



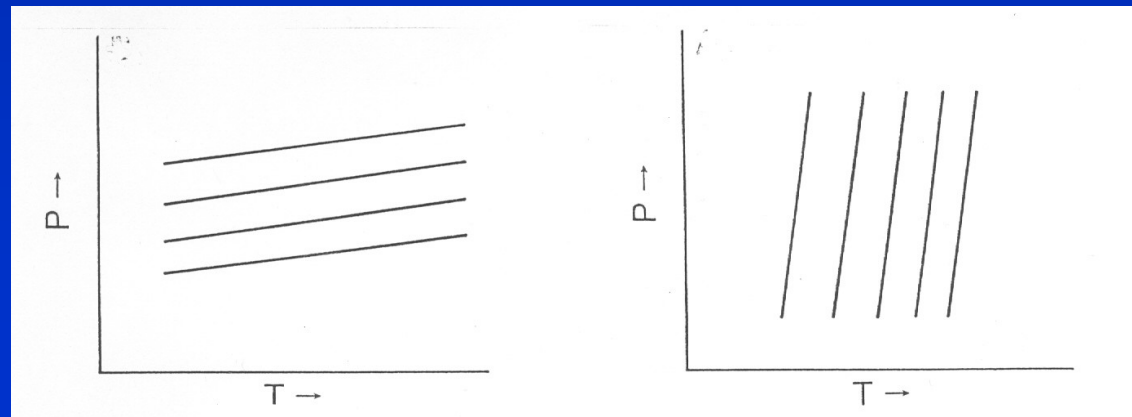
HT

net transfer reactions (continuous or discontinuous) = barometry

2. chemické složky přenášeny od jedné fáze k druhé (druhým)
3. involve production and consumption of minerals, which affect modal proportions



malá závislost na T
velká /



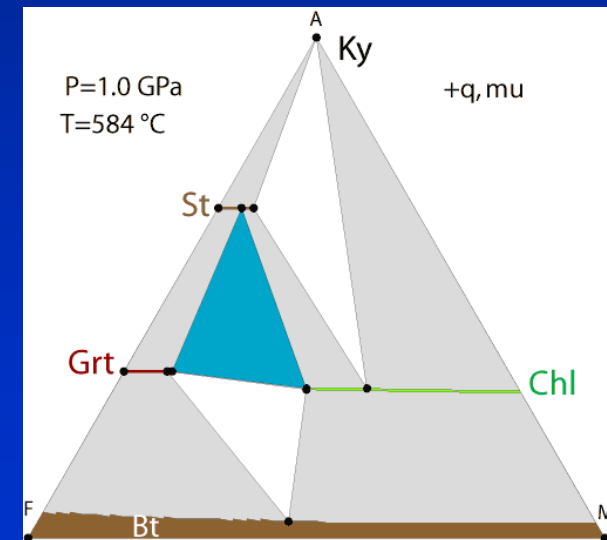
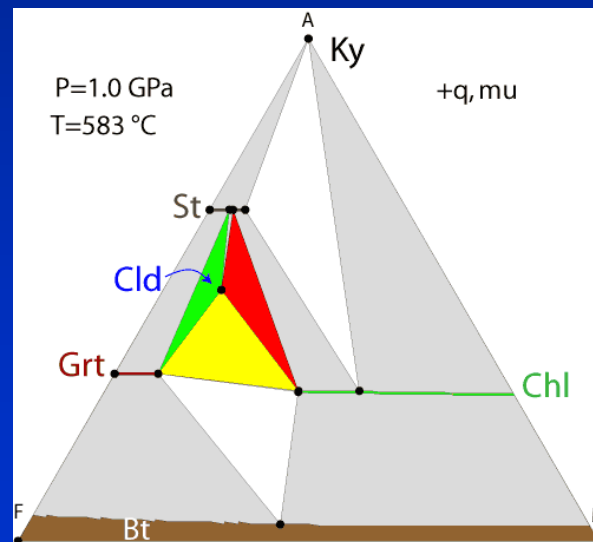
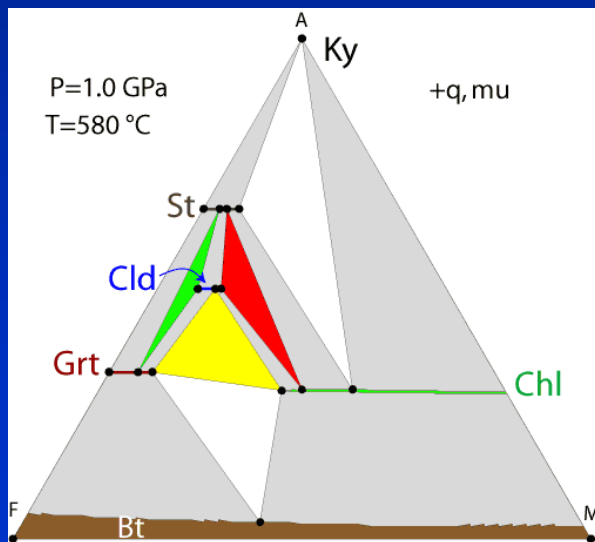
Typy metamorfních reakcí

Diskontinuální reakce – univariantní křivky

1. terminálové reakce - reaktantem či produktem je pouze jedna fáze

1. the creation of a new phase from two or three other phases, or (in the other direction) the decomposition of one phase into two or three others

chloritoid = staurolite + garnet + chlorite

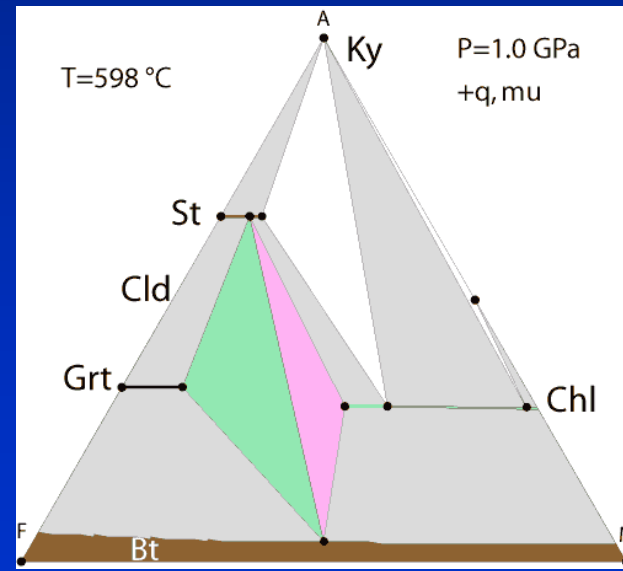
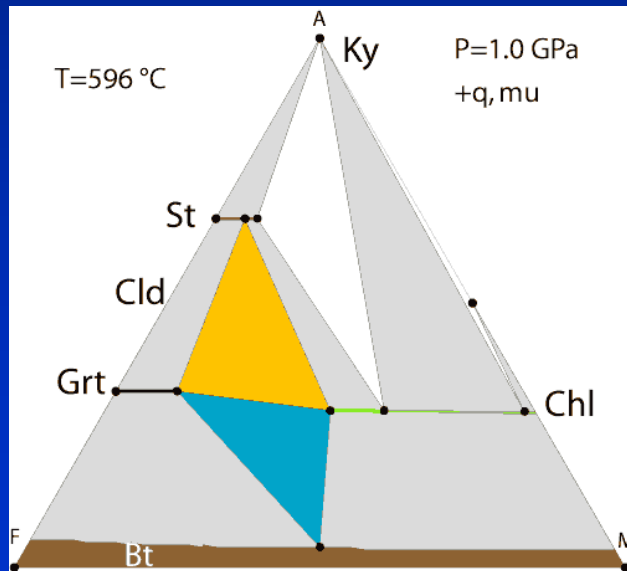


http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/reactioncurves.html

Typy metamorfních reakcí

2. reakce charakteriz. křížením spojovacích linií – stabilizace nového minerální páru

two phases becoming stable together that were previously unstable together, and vice versa.



http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/reactioncurves.html

Petrogenetické mřížky

A petrogenetic grid shows all the reactions that will occur in a model system (e.g., ASH, or $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$). However, some bulk compositions will not "see" those reactions.

sestavěny na zákl. experimentálně kalibrovaných reakcí n. vypočteny na zákl. termodynamických dat

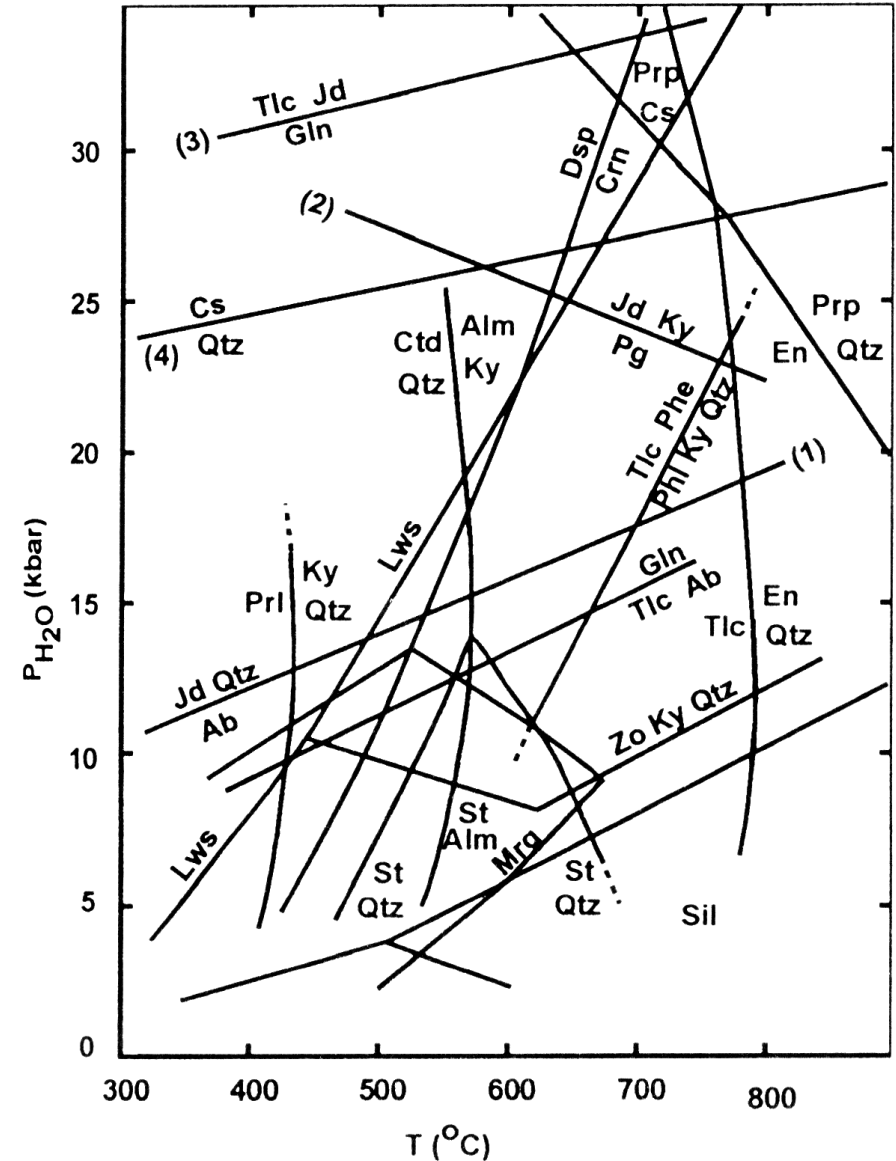
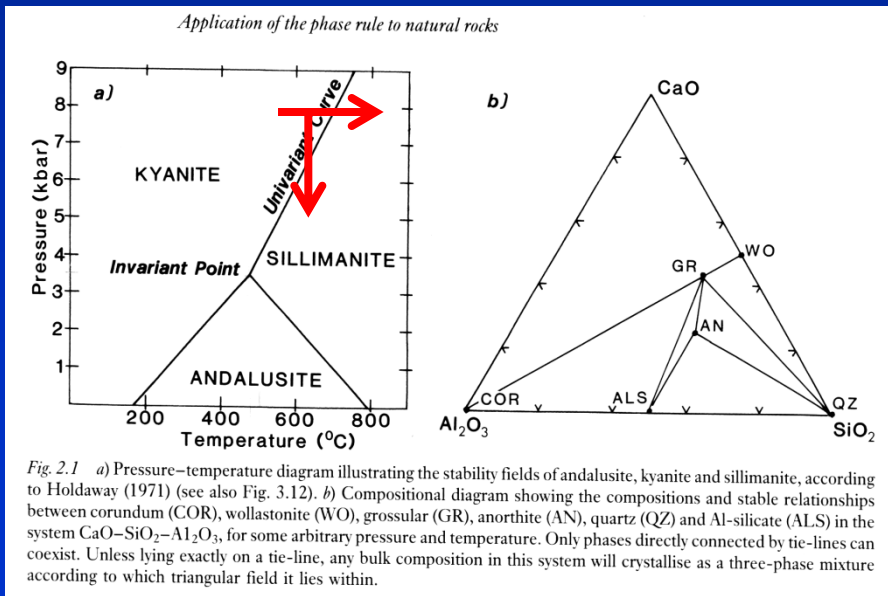
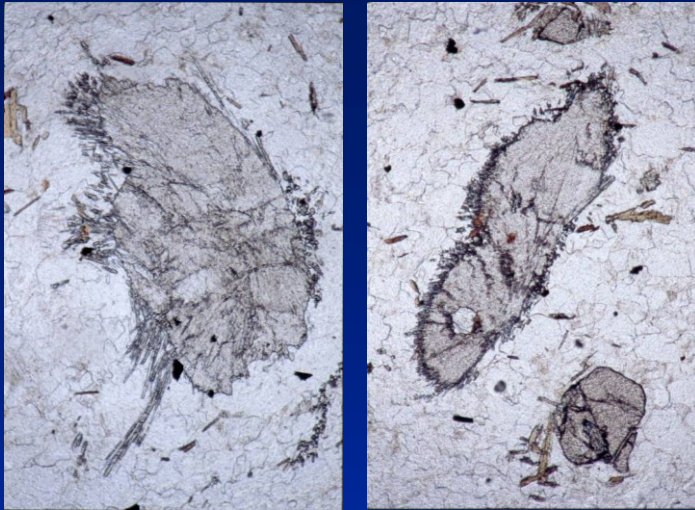
shrnutí možných invariantních bodů a mezi nimi ležících metamorfních reakcí v určeném chemickém systému

možnost umístění zjištěných minerálních asociací do specifických P-T polí

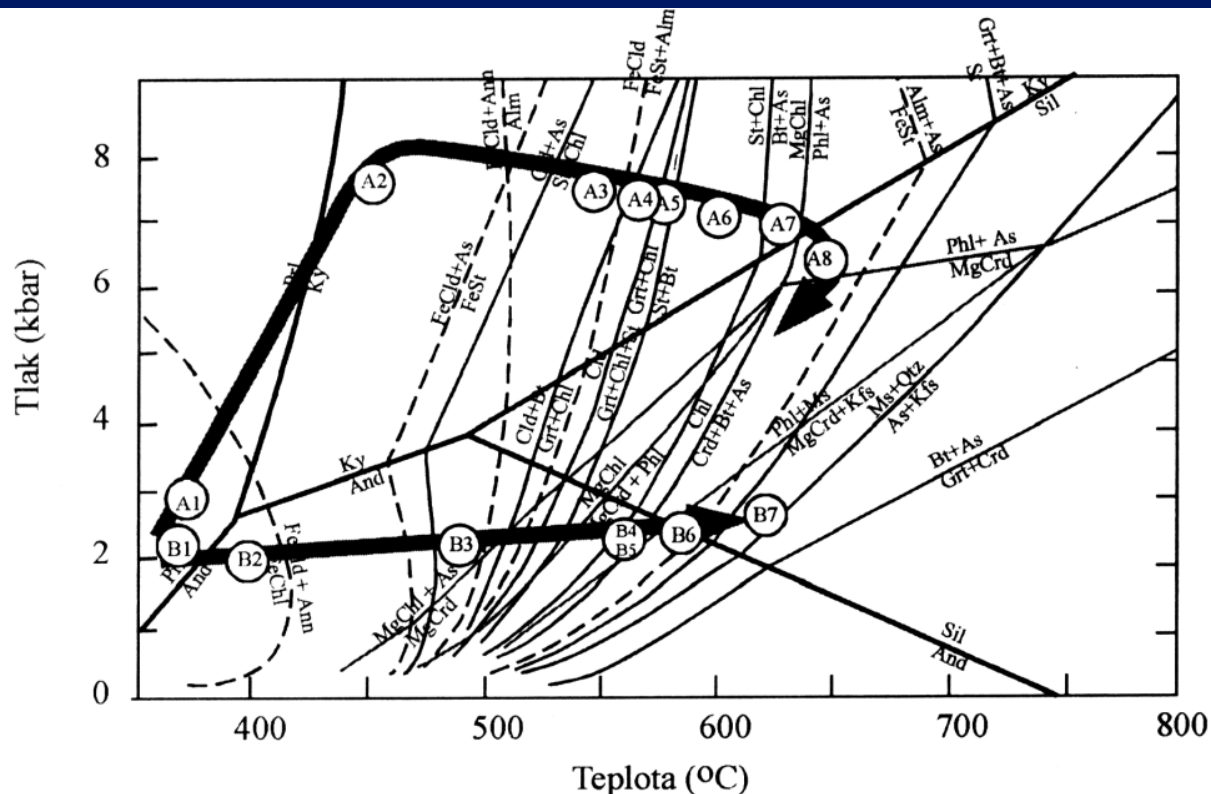
lze sledovat změny minerálních asociací s měnícím se P a T

v jednotl. divar. polích dochází ke kontinuálním reakcím tzn. ke změně chem. složení zúčastněných fází

Petrogenetické mřížky



Práce s petrogenetickou mřížkou



Mřížka pro pelity s dvěma rozdílnými P-T drahami. Dráha A je typická pro oblasti kontinentální kolize, dráha B pro kontaktní metamorfózu.

Práce s petrogenetickou mřížkou

ultramafické horniny

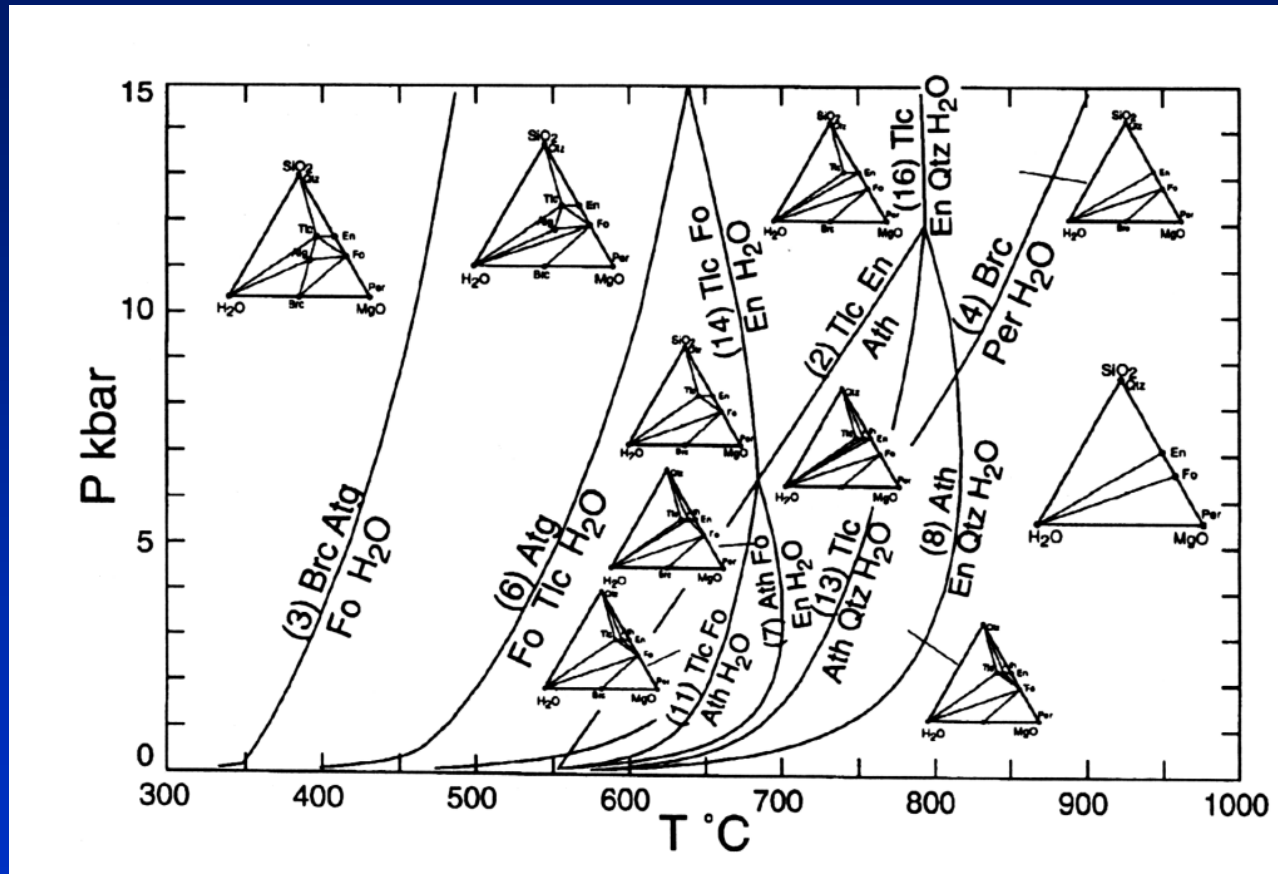


Diagram P-T pro systém SiO₂-MgO-H₂O vypočtený z termodynamických dat Bermana et al. (1985) a Bermana (1988). Spear 1993

Práce s petrogenetickou mřížkou

ultramafické horniny

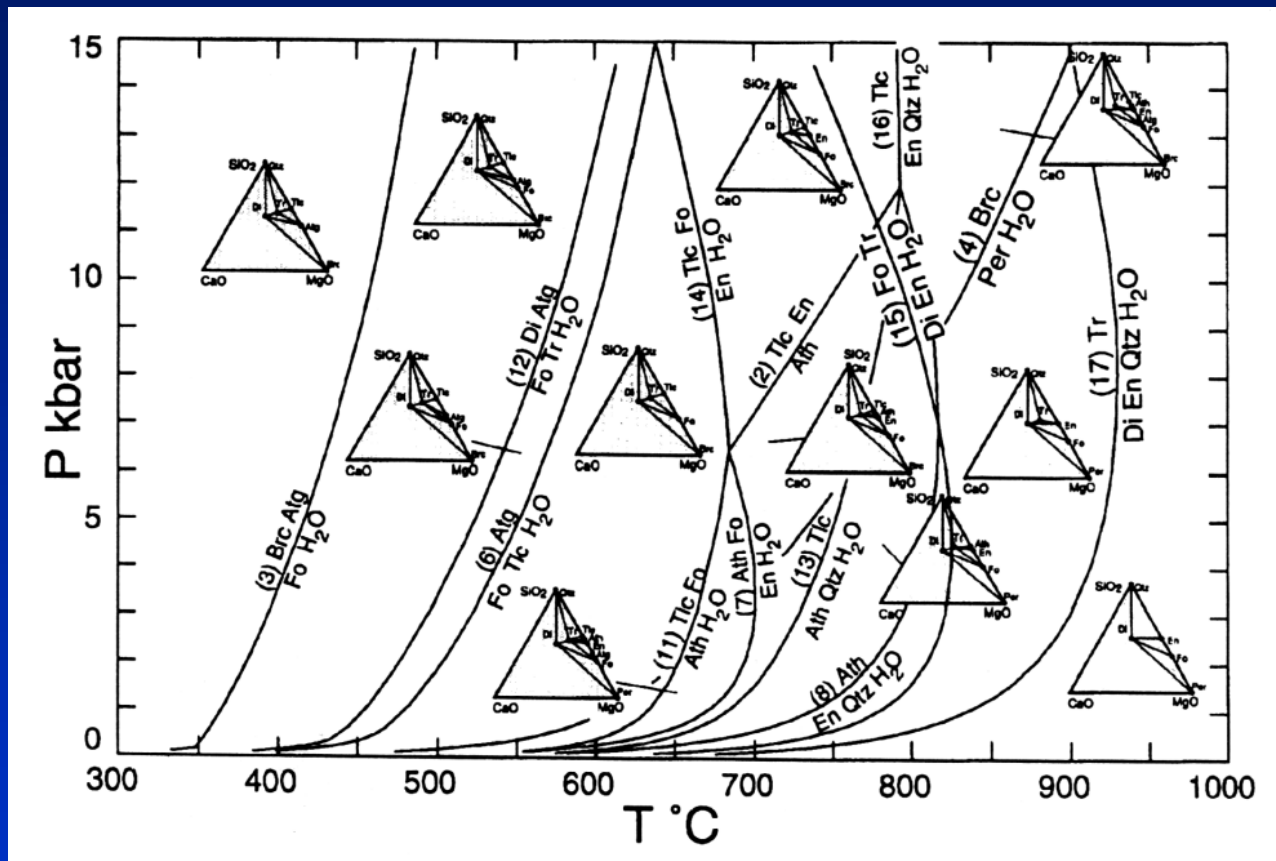


Diagram P-T pro systém SiO₂-MgO-CaO-H₂O vypočtený z termodynamických dat Bermana et al. (1985) a Bermana (1988). *Spear 1993*

Geotermobarometrie

- znalost PT – určení kde a jak hornina vznikla (e.g. tektonické prostředí)
- metam. stupeň, indexové minerály (ne všude), metam. facie – není info o tlaku
- kvalitativní metody nepřinášejí info současně o P i T, často minimál. podmínky

koncept: složení koexistujících minerálů v rovnováze

mají vztah k P a T

prostřednictvím termodynamických vlastností minerálů

pro použití asociací vznikajících reakcemi citlivými na teplotu = termometrů
a na tlak = barometrů

nutno znát: složení všech minerálů s proměnlivým složením (e.g. s.s.)

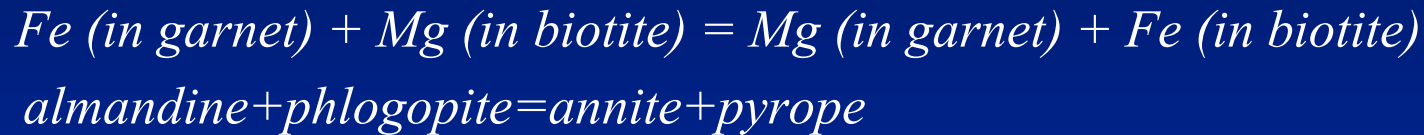
termodynamická data pro dané fáze

kalibrace umožňující vztáhnout složení minerálů k P či T

Typy rovnovážných reakcí

výměnné reakce (exchange reactions; continuous) = termometry

1. chemické složky se vyměňují mezi fázemi
2. only involve the exchange of two elements between two minerals and do not affect the mineral modes, e.g. Fe-Mg exchange between garnet and biotite:



net transfer reactions (continuous or discontinuous) = barometry

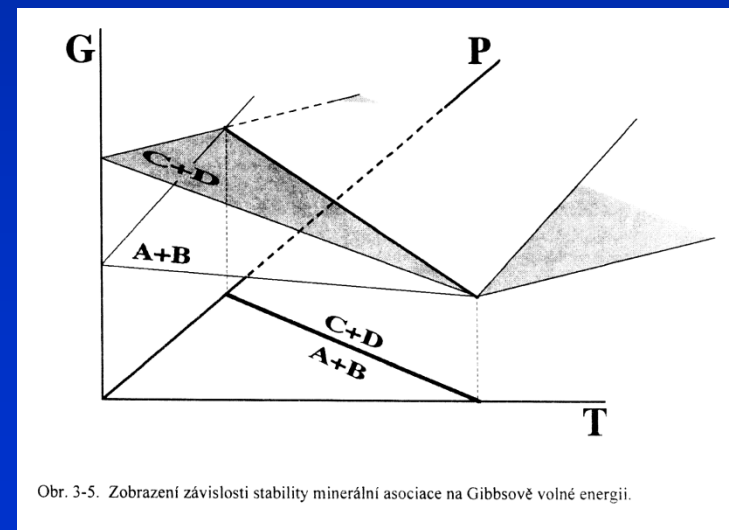
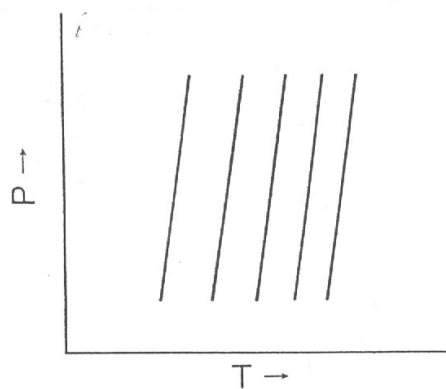
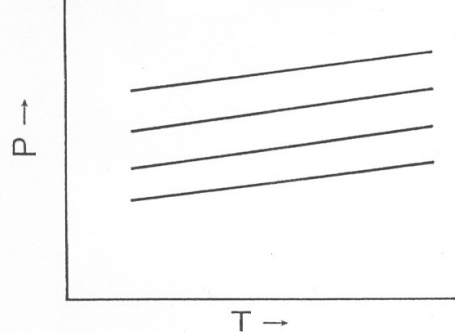
2. chemické složky přenášeny od jedné fáze k druhé (druhým)
3. involve production and consumption of minerals, which affect modal proportions



malá závislost na T

malá závislost na P

velká ΔV



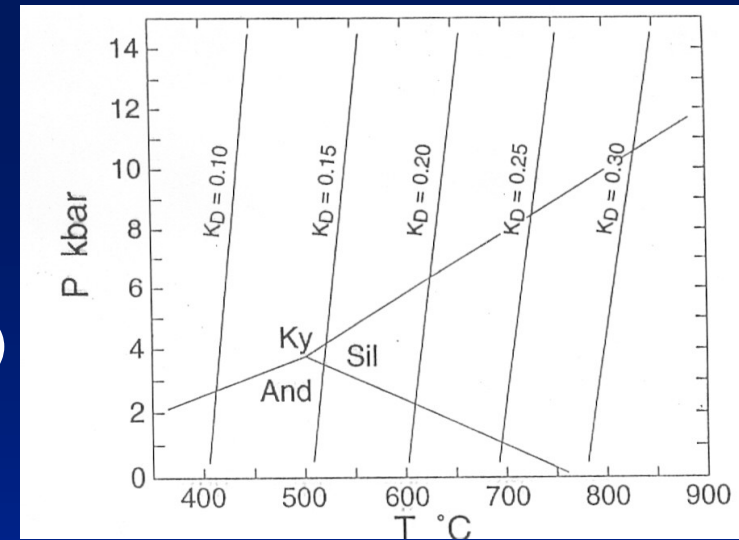
Obr. 3-5. Zobrazení závislosti stability minerální asociace na Gibbově volné energii.

Geotermobarometrie

založena na rovnovážných reakcích

rovnováž.konstanta/distribuční koeficient = f(P,T)

určuje jednu linii na diagramu P-T



$$G = H - TS + (P-1)V$$

$$G_{P,T} = 0$$

1. a 2. zákon termodynamiky

Grt-Bt

rovnováha systému (reakční křivka v P-T)

$$0 = G^0 - T^0 S^0 + (P-1) dV^0 + RT \ln K \quad P, T \text{ závislost rovnováž. konstanty}$$



$$K_{eq} = a_{\text{Ilm}}^3 a_{\text{Alsil}} a_{\text{Qtz}}^2 / a_{\text{Alm}} a_{\text{Rt}}^3 = a_{\text{Alm}} + a_{\text{Rt}}^3 - a_{\text{Ilm}}^3 - a_{\text{Alsil}} - a_{\text{Qtz}}^2$$

$$a = X \quad (\text{čisté koncové členy} = 1, \text{ ideální míšení} = X_A)$$

distribuční koeficient K_D – pro výměnné reakce



$$K_D = X_{\text{Mg}}^{\text{Grt}} X_{\text{Fe}}^{\text{Bt}} / X_{\text{Fe}}^{\text{Grt}} X_{\text{Mg}}^{\text{Bt}} = (\text{Mg/Fe})^{\text{Grt}} / (\text{Mg/Fe})^{\text{Bt}}$$

Aktivita

v termodynamice nutno zvažovat složení minerálů- to je v přírodě různé
hodně min. = pevné roztoky, vzácně jen koncové členy eg. Grs, Prp,...
další složky rozšiřují pole stability minerálu

aktivita – k popsání variability složení minerálů a vliv složení na stabilitu
termodynamická vlastnost

hodnoty popisující reaktivitu určitého koncového členu (e.g. Grs)

$a = 0$ (vel. nízká koncentrace) = 1 (čistý minerál)

závisí na složení ale i P a T

příklad: $\text{Alm}_{82}\text{Prp}_9\text{Grs}_6\text{Sps}_1 - a_{\text{Grs}}^{\text{Grt}} = 0,06$ pro **ideální roztok**

koeficient aktivity - **neideální** míšení tj. interakce mezi prvky v různých
krystalograf. pozicích mající vliv na energii systému (odchyly objemu
a G míšení)

$a = \gamma X$ $f(P, T, X)$, určení na zákl. experim. a termodyn. výpočtů

modely aktivity – $G_{\text{mix}} + G_{\text{excess}}$, symetrické a asymetrické modely míšení⁷⁹

Jak používáme modely aktivity

hodně reakcí v horninách zahrnuje pevné roztoky
 aktivity a modely aktivity nutné pro smysluplné termodyn. výpočty
 nutné pro gtbm i pro thermodyn. modelování (programy)

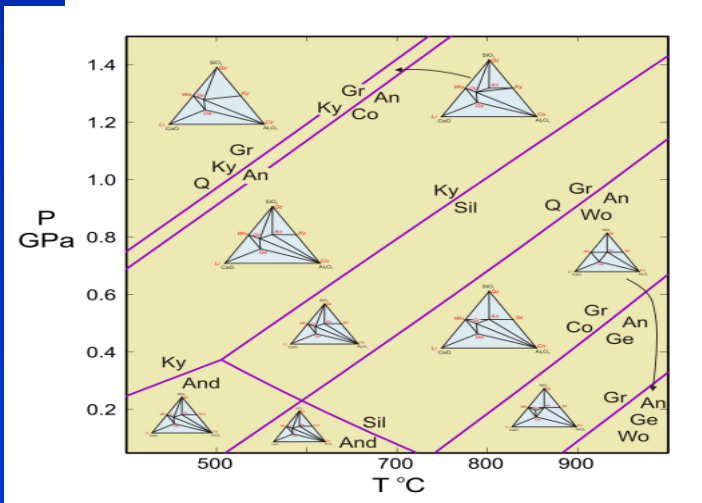
příklad: 3 anorthite = grossular + 2 kyanite + quartz

$$K = \frac{a_{p1} a_{p2} a_{p3} \dots}{a_{r1} a_{r2} a_{r3} \dots}$$

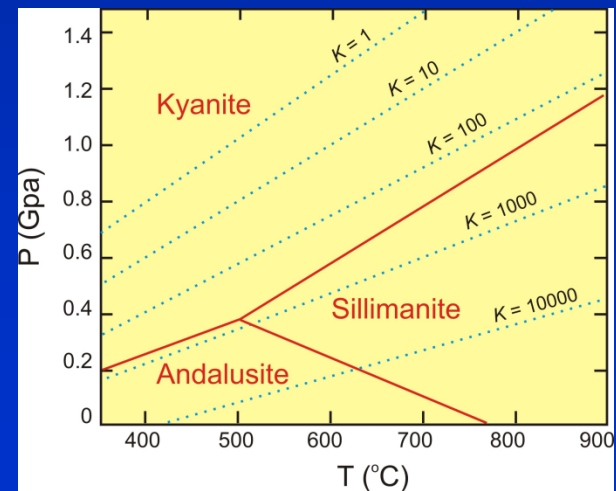
reakční produkty/reaktanty

$$0 = \Delta G_{P_2, T_2}^0 = \Delta G_{P_1, T_1}^0 + \int_{P_1}^{P_2} \Delta V_{P, T}^0 dP - \int_{T_1}^{T_2} \Delta S_{P, T}^0 dT + R T \ln \frac{a_{Gr}}{a_{An}^3} a_{Qtz} i a_{Ky} = 1$$

rovnováha



čisté fáze
 $a = 1$



$a_{Grs}, a_{An} < 1$

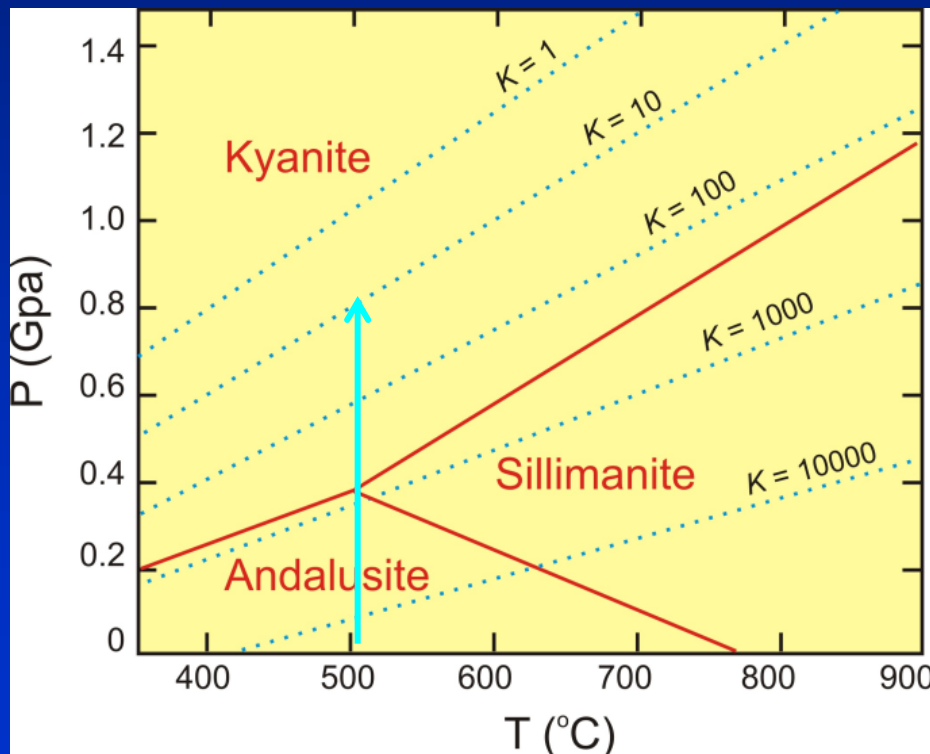
Jak používáme modely aktivity

Pl An₂₀: $X_{An}^{Pl} = 0,2$

Grt 8 mol % Grs: $X_{Ca}^{Grt} = 0,08 < 1$

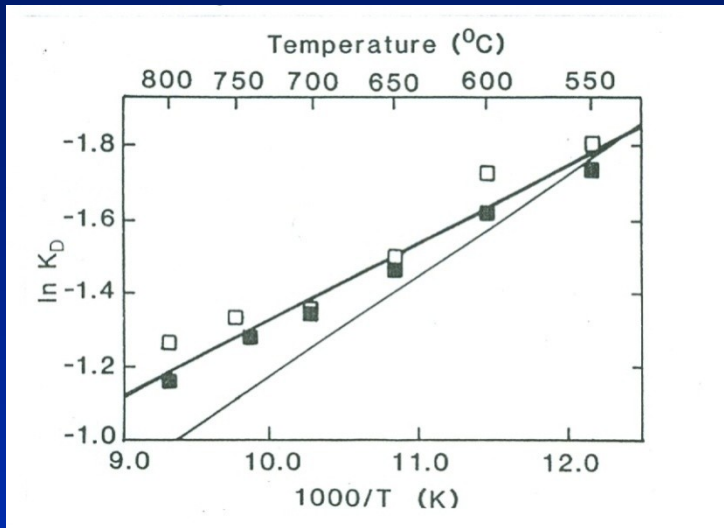
$K = 0,08/2^3 = 10$

pro 500°C – P = 0,8 GPa

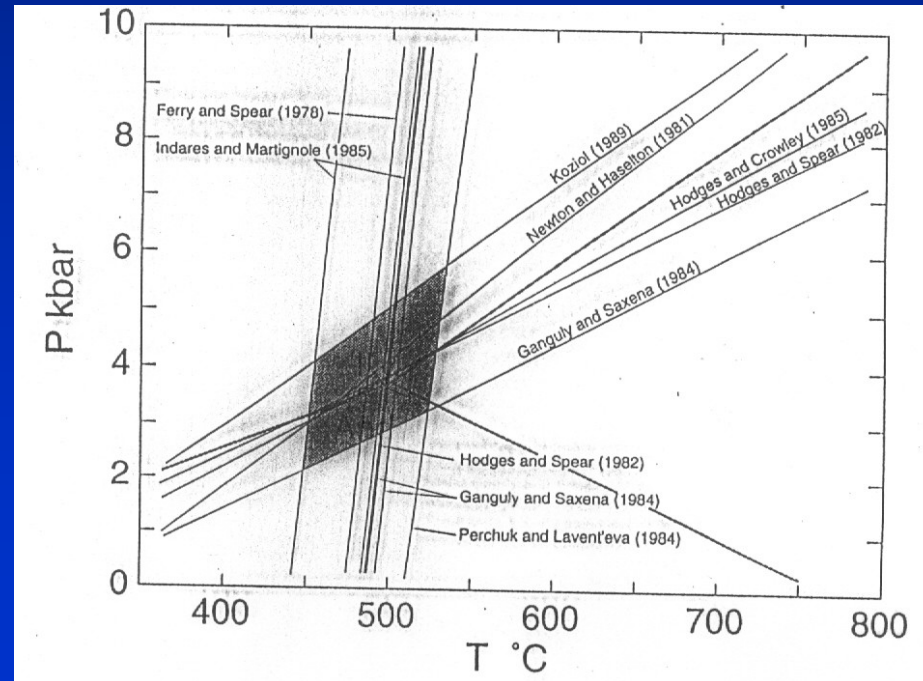


Equilibria for the GASP barometer showing contours for $\ln K$.

kalibrace experimentální – měření K jako funkce P a T , idealizované systémy
 empirické - měření K v přírod. asociacích, kde P a T zjišť. jinak
 termodynamické



závislost distribučního koeficientu
 na teplotě (termometr Grt-Bt
 Ferry a Spear, 1978)



různé rovnováhy různý sklon P-T linie
 průsečík rovnováh = bod P-T

P-T diagram s výsledky termometrie
 Grt-Bt a barometrie GASP

termobarometrie konvenční – jednotl. termometry a barometry

výměnné termometry (záměnné reakce, **exchange thermometers**)

výměna prvků (zejm. Fe a Mg) mezi dvěma koexistujícími minerály

distribuční koeficient $K_D = (Fe/Mg)_A / (Fe/Mg)_B$

Grt-Bt, Grt-Crd, Grt-Cpx, Grt-Hb, Grt-Chl, Grt-Opx, Grt-Ol,
Bt-Tour, Grt-Ilm (Fe-Mn)

solvní termometry (**solvus thermometers**)

distribuce prvků v rámci solvu, pro isostrukturní fáze (založeno na mísitelnosti minerálů za různých teplot)

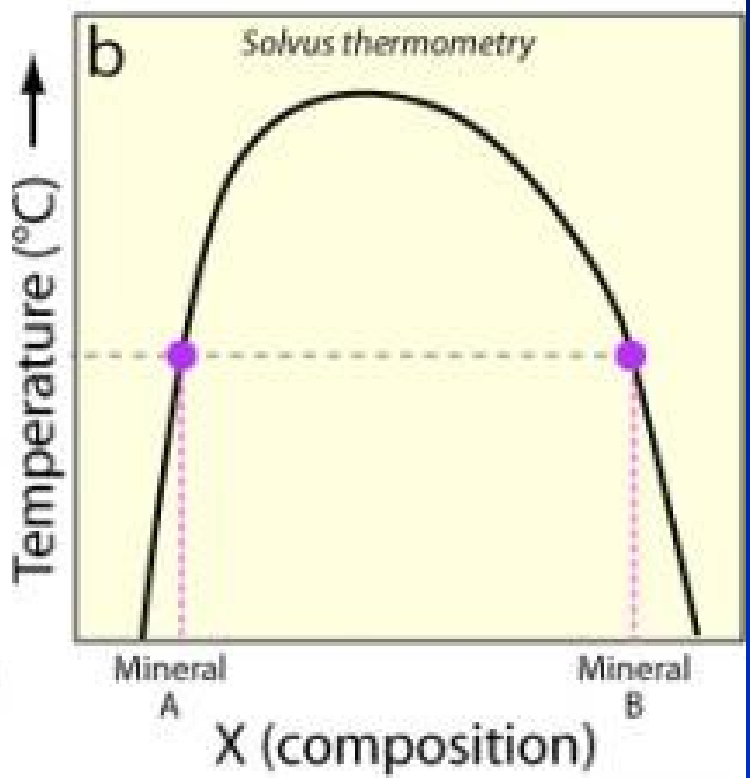
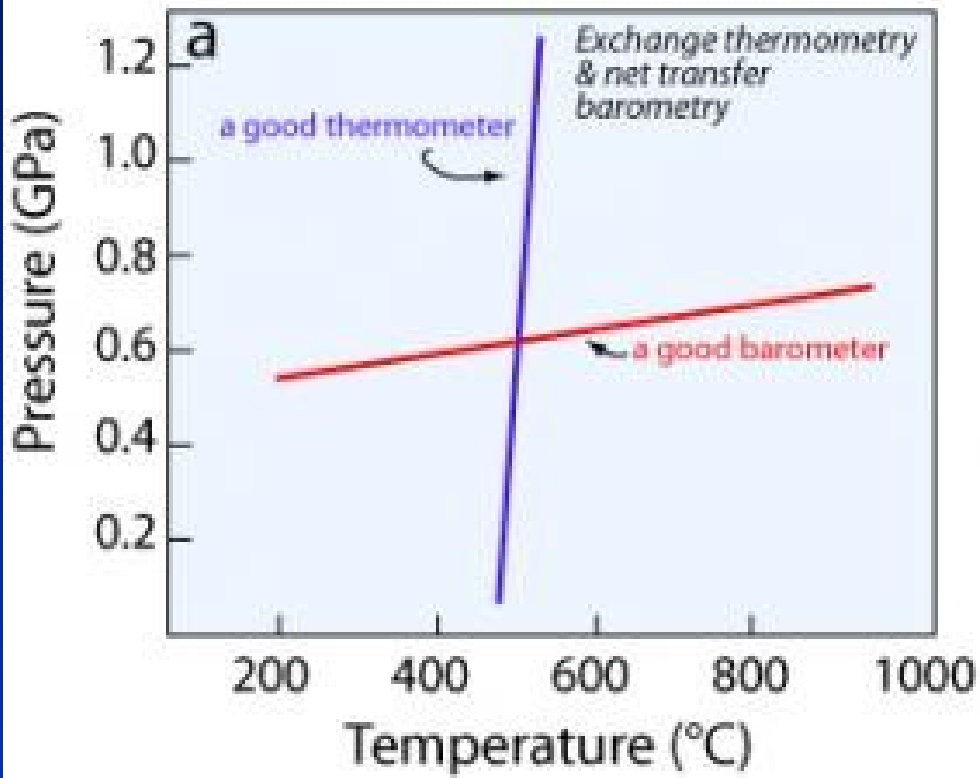
2 Px, 2 Fs, Clc-Dol, Ms-Pg

kontinuální reakce (net-transfer reactions)

při reakci se mění složení, struktura a někdy i počet fází, velké změny objemu reaktanty a produkty koexistují přes velký interval P-T

Grt-Pl-Qtz- Al_2SiO_5 (GASP, Grt-Pl-Ms-Bt, Grt-Pl-Hb-Qtz, Grt-Pl-Ol,
Grt-Pl-Opx/Cpx-Qtz, Grt-Pl-Rt-Ilm-Qtz (GRIPS), Grt-Rt-Ilm- Al_2SiO_5 -Qtz (GRAIL),
Grt-Crd-Sill-Qtz, Px-Ol-Qtz, Px-Plg-Qtz, Phengite

termobarometrie konvenční – jednotl. termometry a barometry



termodynamické modelování

použ. vnitřně konzistentní termodynamické databáze.

- výpočet fázových diagramů pro modelové systémy
- geotermobarometrie

Gibbs – PT ze zonality minerálů aj. (Spear 1989, 1991)

TWQ (Berman 1991; 2007) (ex-GEO-CALC - Berman et al. 1987)

THERMOCALC (Powell – Holland v. 3.33 2009, dataset 1990,98; 2007, 2011)

PERPLEX (Connolly 1990, 2005)

Theriak-Domino (De Capitani 2010)

MELTS

Při využití výše uvedených metod je nutné počítat s jejich nepřesností a zároveň je velmi nutné založit studium na petrogenetických mřížkách.

http://serc.carleton.edu/research_education/equilibria/advancedmodeling.html

TWQ is an easy to use Windows based program that allows you to calculate the position of phase equilibria in P-T, T-XCO₂, and P-XCO₂ space. You can also use it to calculate various activity diagrams . **Berman 2007**

<http://geogratias.gc.ca/api/en/nrcan-rncan/ess-sst/259c8635-73bc-5fb2-8ced-6346bf9eb899.html>

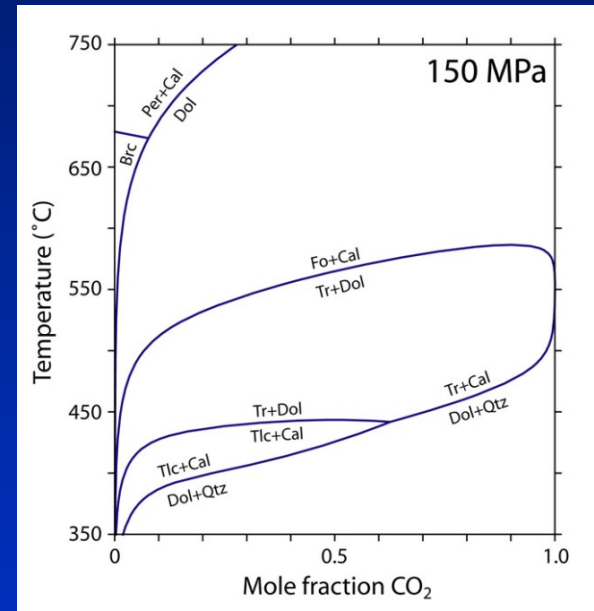
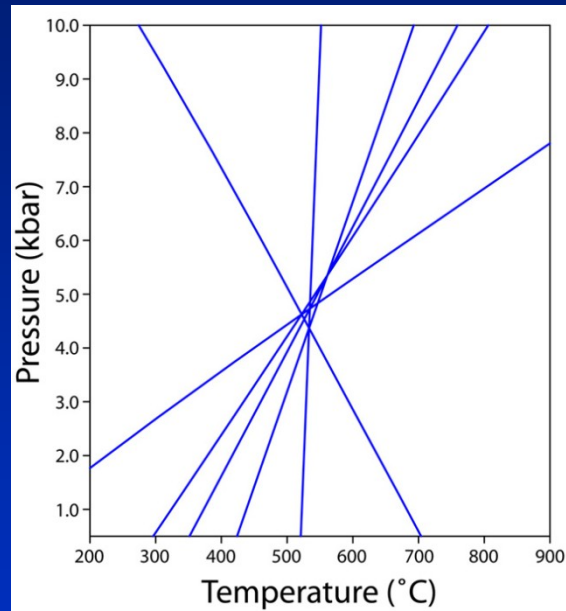
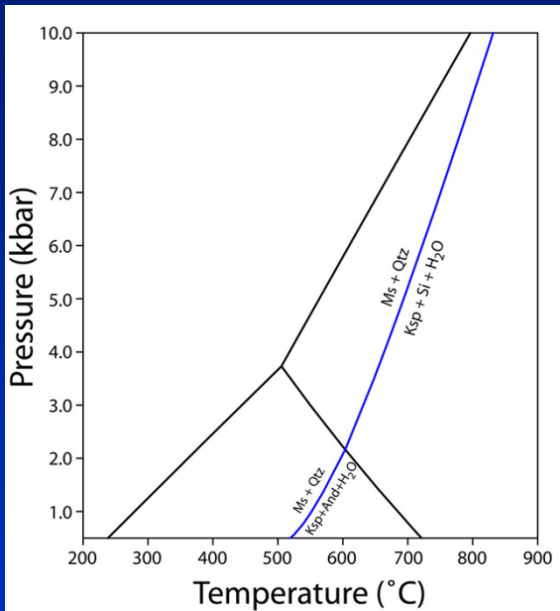


Figure 1. Muscovite dehydration reaction calculated by winTWQ.

Figure 2. Six reactions (three independent) calculated by winTWQ for sample 90A from Mt. Moosilauke, New Hampshire (Hodges and Spear, 1982).

Figure 3. T-XCO₂ diagram in the CSMH system calculated by winTWQ .

THERMOCALC is thermodynamic calculation software for tackling mineral equilibria problems. It has two main components: the application itself, and the internally-consistent thermodynamic dataset it uses. The mineral equilibria problems that can be addressed with THERMOCALC include inverse modeling ones (geothermometry/barometry using average PT), and forward modeling ones (calculating phase diagrams for model systems). **R. Powell, T. Holland**
<http://www.metamorph.geo.uni-mainz.de/thermocalc/>

PERPLEX is a command-line-driven software package that performs Gibbs energy minimization to create phase diagrams and pseudosections. It has the ability to use a wide range of thermodynamic databases, activity models, and fluid equations of state. Its chief asset is the very rapid ability to produce pseudosections. The chief limitations are that the calculation method may introduce small artifacts into the diagrams, and it cannot at this time incorporate the "equipartition constraint" of some THERMOCALC activity models, producing minor inconsistencies between the results. **J. Connolly**
<http://www.perplex.ethz.ch/>

THERMOCALC

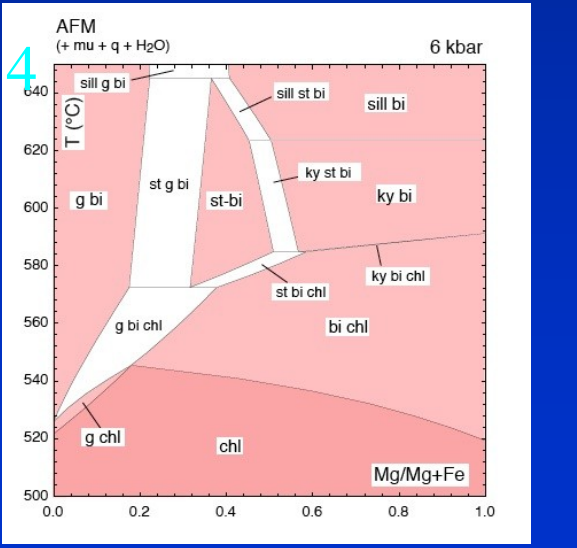
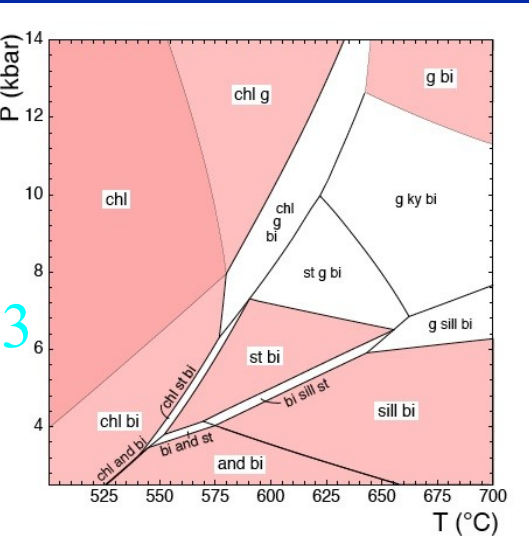
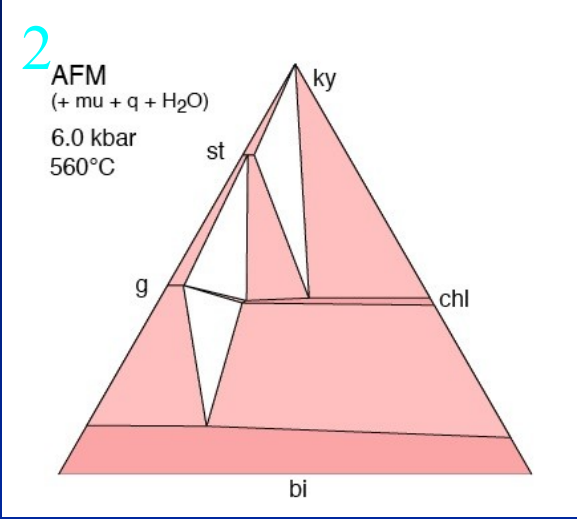
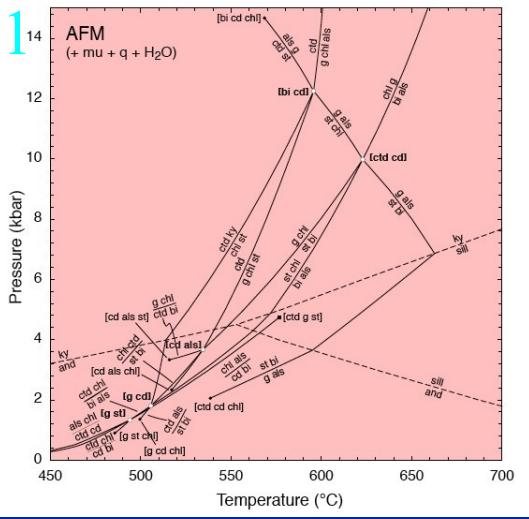
Výpočet fázových diagramů

Fig. 1. Petrogenet. mřížka: P-T projection for KFMASH (+mu + q + H₂O); the in-excess phases are not included in the reactions labeling the univariant lines, as is usual for such diagrams.

Fig. 2. AFM compatibility diagram for KFMASH (+mu + q + H₂O) at P = 6 kbar and T = 560 C.

Fig. 3. P-T pseudosection in KFMASH (+mu+q+H₂O) for a "common" pelite composition: Al₂O₃ = 41.89, MgO = 18.19, FeO = 27.29, and K₂O = 12.63 (in mol%).

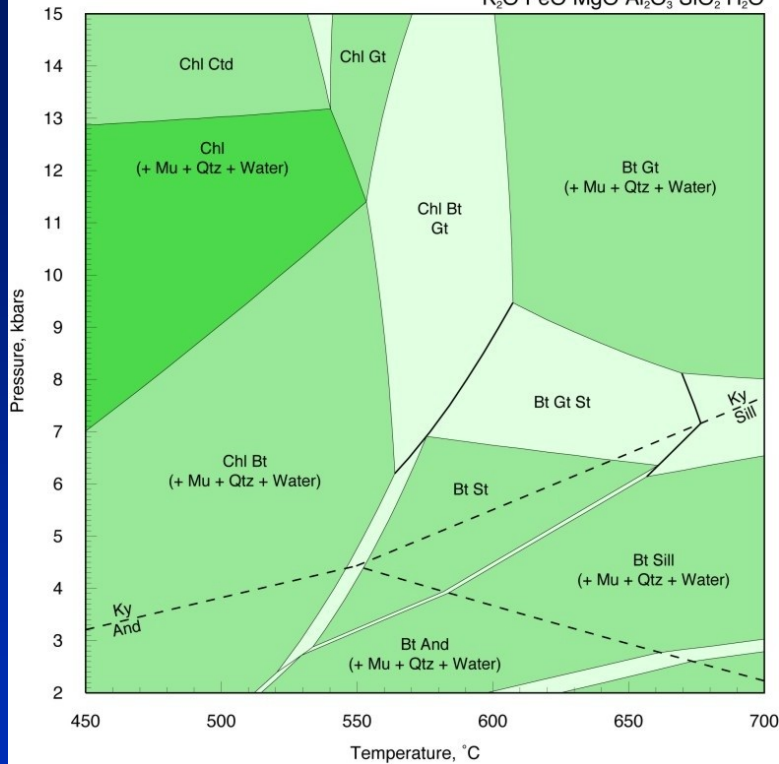
Fig. 4. T-x pseudosection in KFMASH (+mu+q+H₂O), for a composition line along which FeO:MgO varies, with X = FeO/(FeO+MgO), and Al₂O₃ = 41.89, FeO + MgO = 45.48, and K₂O = 12.63 (in mol%). This composition line goes through the composition used in Fig. 3.



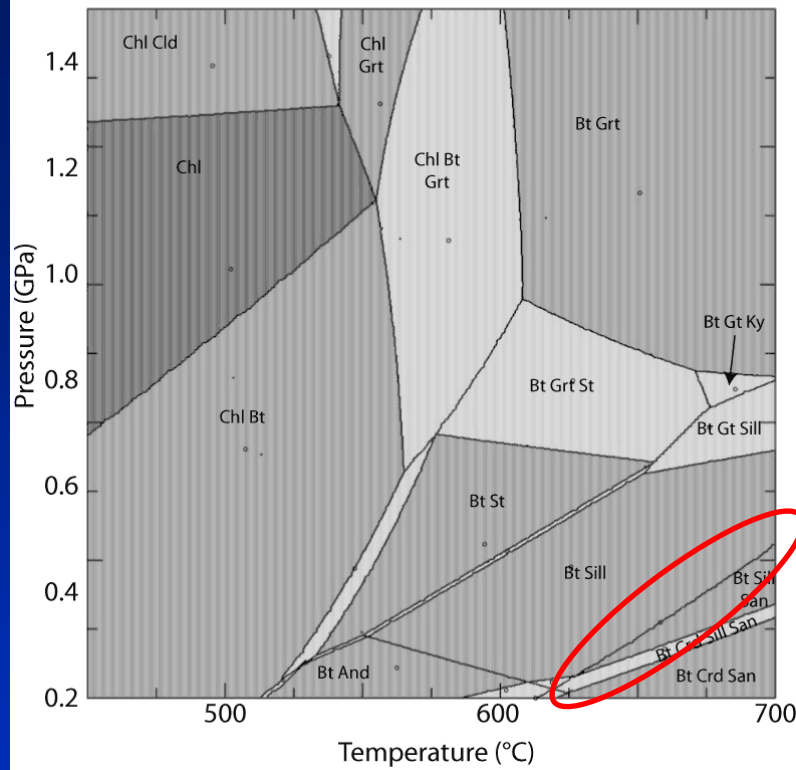
Výpočet průměrné P-T

Srovnání THERMOCALC

Considering: Chlorite, Biotite, Garnet, Staurolite, Al_2SiO_5 , Chloritoid
 Cordierite
 Not considering: Pyroxene, Plagioclase, Melt...
 In excess: Water, Quartz, Muscovite



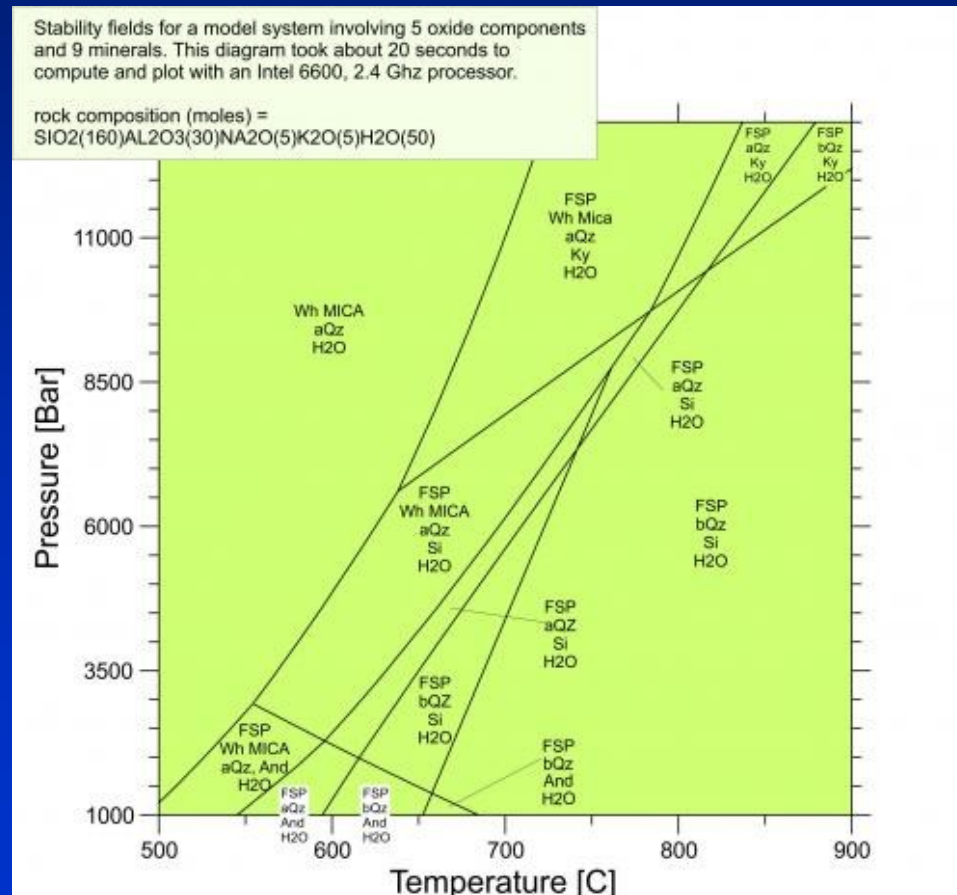
a PERPLEX



pelitic bulk composition, same activity models, some differences

Perplex excellent for pre-visualizing pseudosections that can then be made using THERMOCALC: in TH impossible, one must know in advance which minerals to consider. The THERMOCALC calculation did not consider sanidine, but the Perplex results show a reaction $Ms + Qtz = Sil + Kf + H_2O$ at around 620°C and 2 kb (0.2 GPa). If sanidine had been considered, then the THERMOCALC results would include the extra fields shown in the Perplex pseudosection.

THERIAK-DOMINO is a suite of programs that can be used for calculating equilibrium phase diagrams (pseudosections: phase diagrams that include only those reactions experienced by a particular bulk composition) and for a number of other kinds of calculations. It is an easy to use package of programs that comes with several different internally consistent thermodynamic data sets. **de Capitani**
<http://titan.minpet.unibas.ch/minpet/theriak/theruser.html>

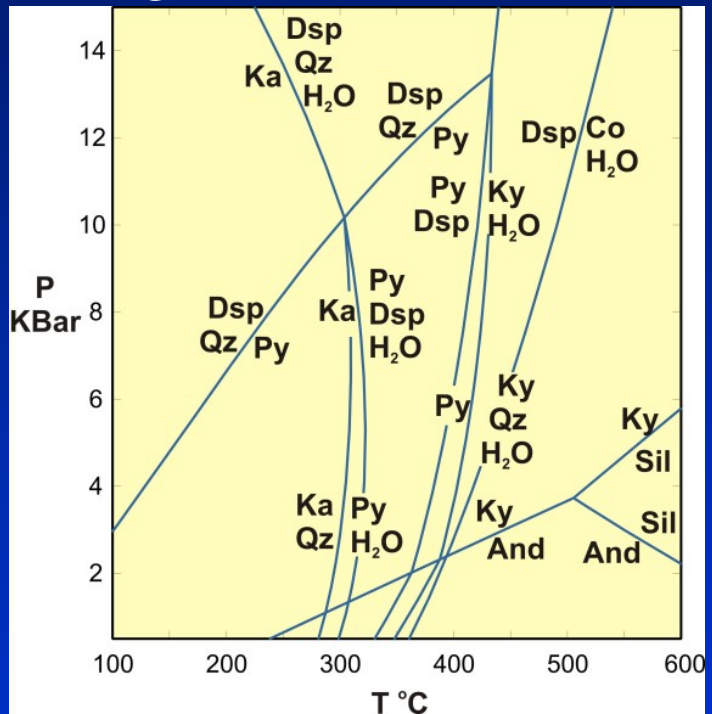


Equilibrium phase diagram calculated by Theriak-Domino. Unlike a conventional phase diagram, in this kind of diagram the stability fields of assemblages are labeled, not reaction lines.

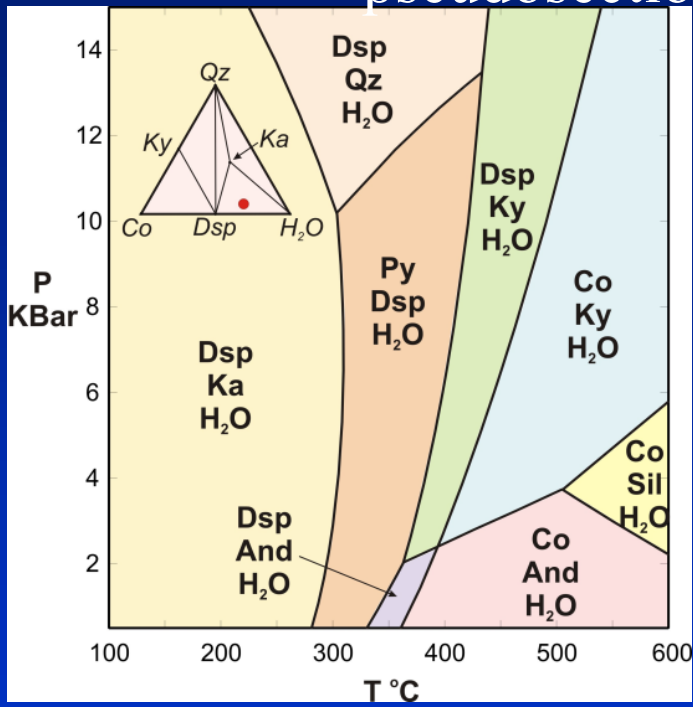
petrogenetic grid shows all the reactions that will occur in a model system
 However, some bulk compositions will not "see" those reactions.

■ part of the $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (ASH) system (D. Perkins)

petrogenetic grid



pseudosection



For example, the diagram on the left above is a standard PT phase diagram for the $\text{Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ (ASH) system. The diagram on the right is a pseudosection for one particular composition (shown by the red dot in the inset triangular diagram). **The PT diagram shows reactions; the pseudosection shows fields of different stable phase assemblages.** ⁹¹

MELTS is a software package designed to model phase (mineral, rock and liquid) relations during melting and crystallization. MELTS can be used to model processes such as partial melting, equilibrium crystallization, fractional crystallization, and assimilation. Users can compute equilibrium phase relations for igneous systems over the temperature range 500-2000 °C and the pressure range 0-2 GPa (0-~65 km; 20 kb). <http://melts.ofm-research.org/>

Postup při určení P-T podmínek rovnováhy - použití gtb a interpretace výsledků

určení rovnovážných minerálních asociací v hornině

nerovnováha = reakční struktury, zonalita minerálů

rovnováha složitější – rovné kontakty mezi fázemi

In practical work with metamorphic rocks it is impossible to demonstrate that a given mineral assemblage once coexisted in chemical equilibrium. Therefore, one uses a less rigorous definition: a mineral assemblage is an association of mineral species in mutual grain contact.

Bucher-Grapes 2011

Table 2.4 Practical determination of a mineral assemblage

Mineral	Staurolite	Garnet	Biotite	Kyanite
Staurolite	X	X	X	X
Garnet		X	X	X
Biotite			X	X
Kyanite				X

A cross in the Grt–St cell means; garnet and staurolite have mutual grain contacts in thin section

The group of minerals that make up a rock at equilibrium is designated as the **equilibrium mineral assemblage** or equilibrium phase assemblage. The succession of mineral assemblages that follow and replace one another during the metamorphic evolution of a given terrain are designated **mineral parageneses**.

Postup při určení P-T podmínek rovnováhy – použití geotermobarometrie a interpretace výsledků

měření složení koexist. minerálů - elektronová mikrosonda (EMP)

výpočet distribučního koeficientu K_d , příp. rovnovážné konstanty K_{eq} s použitím vhodného modelu vztahu aktivity a složení

výběr vhodné kalibrace (rozmezí složení fází, podmínek kalibrace)
 H_2O , CO_2 , Fe^{2+} , popř. P_2O_5 (V_2O_5) – z experimentů či termodynamických tabulek

do P-T diagramu vyneseme linii s konstantním K_{eq} – hornina ekvilibrovala za podmínek podél této izoplety

pokud je k dispozici další rovnováha, vyneseme ji, a průsečík dává P-T

Interpretace – pozor na:

opravdu minerální složení odpovídají rovnovážné koexistenci?
testy rovnováhy - rovnováhu nelze dokázat, lze ji jen vyvrátit

reekvilibrace – průběh spojitých reakcí – odráží se na zonalitě minerálů
výměnné reakce – na kontaktu minerálů T_C (Fe-Mg Grt-Bt 525-580°C), v jádrech vyšší T ale ne nutně „peak“
net transfer reakce – složení mění všechny minerály

ODLIŠNÁ ZONALITA

analyzovat zonalitu a snažit se přiřadit správné části minerálů k sobě
komplikace i difuzní homogenizace minerálů (Grt) – jádro už nemusí mít složení odpovídající vrcholu met.

důležitými faktory ovlivňujícími složení minerálů při výměnných

reakcích: - rychlost difuze v obou minerálech

- rychlost ochlazování

- velikost zrn

Retrograde diffusive exchange and reaction: e.g. garnet.

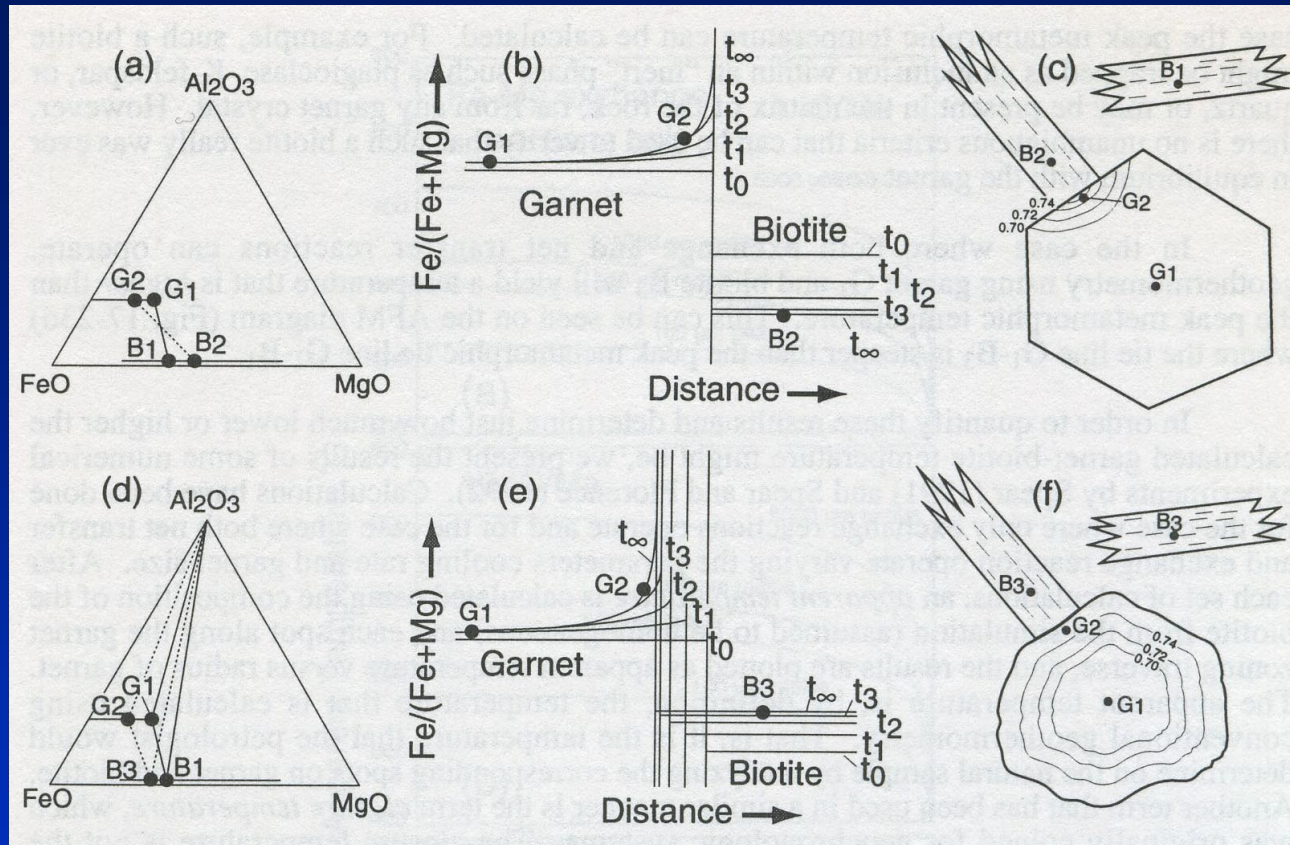


Fig. 4. Diagrams illustrating the change in $Fe/(Fe+Mg)$ for garnet and biotite during retrograde reactions (Spear, 1993; Kohn & Spear, 2000). G_1 - B_1 shows peak metamorphic compositions, while G_2 - B_2 and G_2 - B_3 are retrograde compositions. T_0 is metamorphic peak, t_∞ is final zoning profile.

Popis drah PT

Whitney

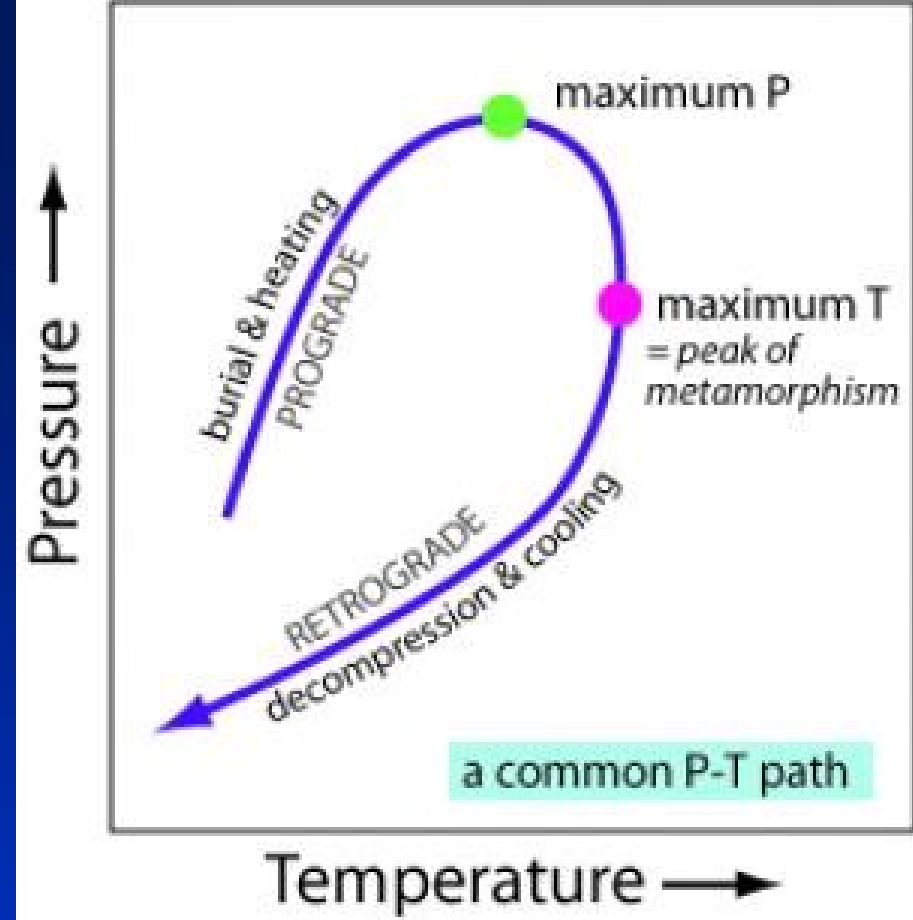


Figure 1. A common pressure-temperature path for regional metamorphism. The rate of prograde metamorphism (heating) and rate of retrograde metamorphism (cooling) may not be the same. The duration of the path from start (onset of metamorphism) to finish (exposure of the rock at the Earth's surface) will vary from rock to rock depending on the tectonic history

Popis drah PT

clockwise (CW) – po směru hodinových ručiček
pohřbení, subdukce

anticlockwise (CCW) – magmatická akrece na bázi kůry

důležitost prográdní části dráhy PT – u vysoce met. hornin nebývá zachována

retrográdní část:

izotermální snížení tlaku (isothermal decompression, **ITD**)
charakt. pro tektonickou exhumaci kůry po ztluštění/subdukci

izobarické chladnutí (isobaric cooling, **IBC**)

konečná fáze různých procesů – důlež. prográdní část

Popis dráh PT

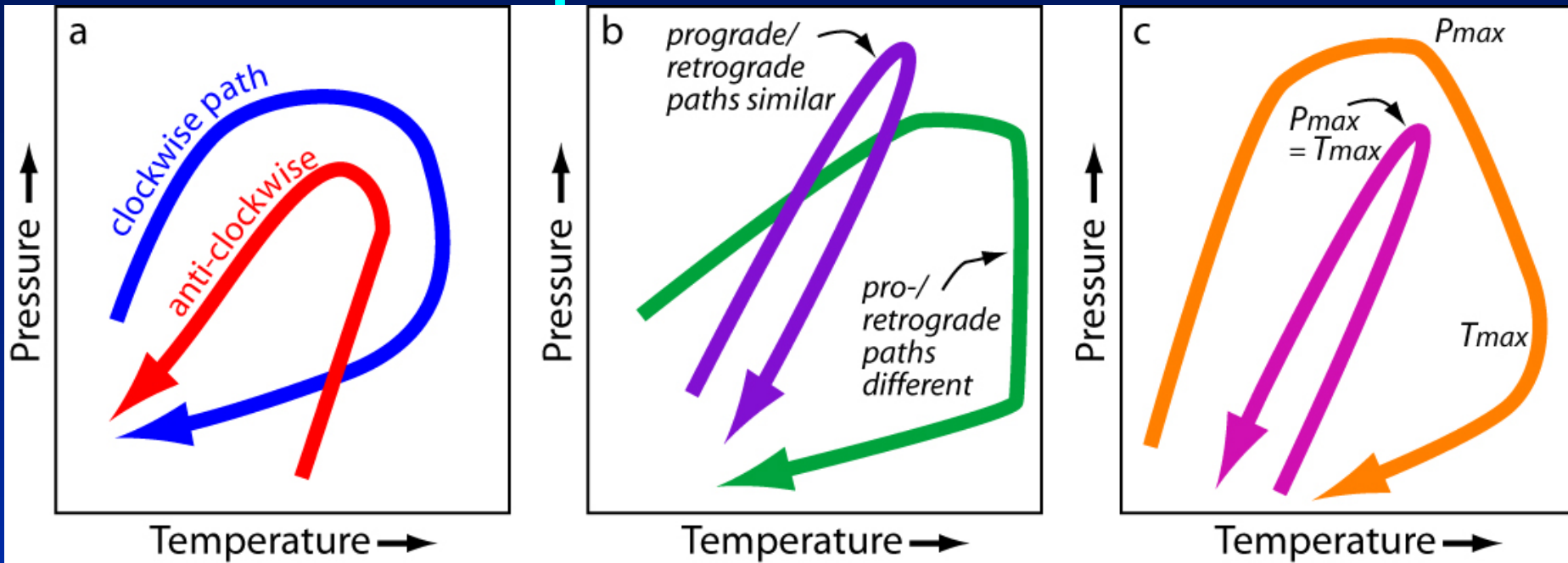


Figure 2. Common P-T paths, including (a) Clockwise versus counterclockwise paths, (b) Paths with similar vs different prograde and retrograde segments, and (c) Paths with coincident maximum P and T conditions vs paths with very different maximum P and T conditions. Note that the T maximum is known as the 'peak' of metamorphism.

tvar a průběh PT dráhy, rychlost met. procesů a trvání metamorfózy
= f (zdroj tepla, mechanismus pohřbení a výzdvihu)
tedy průběh dráhy P-T dává info o hybných silách metamorfózy

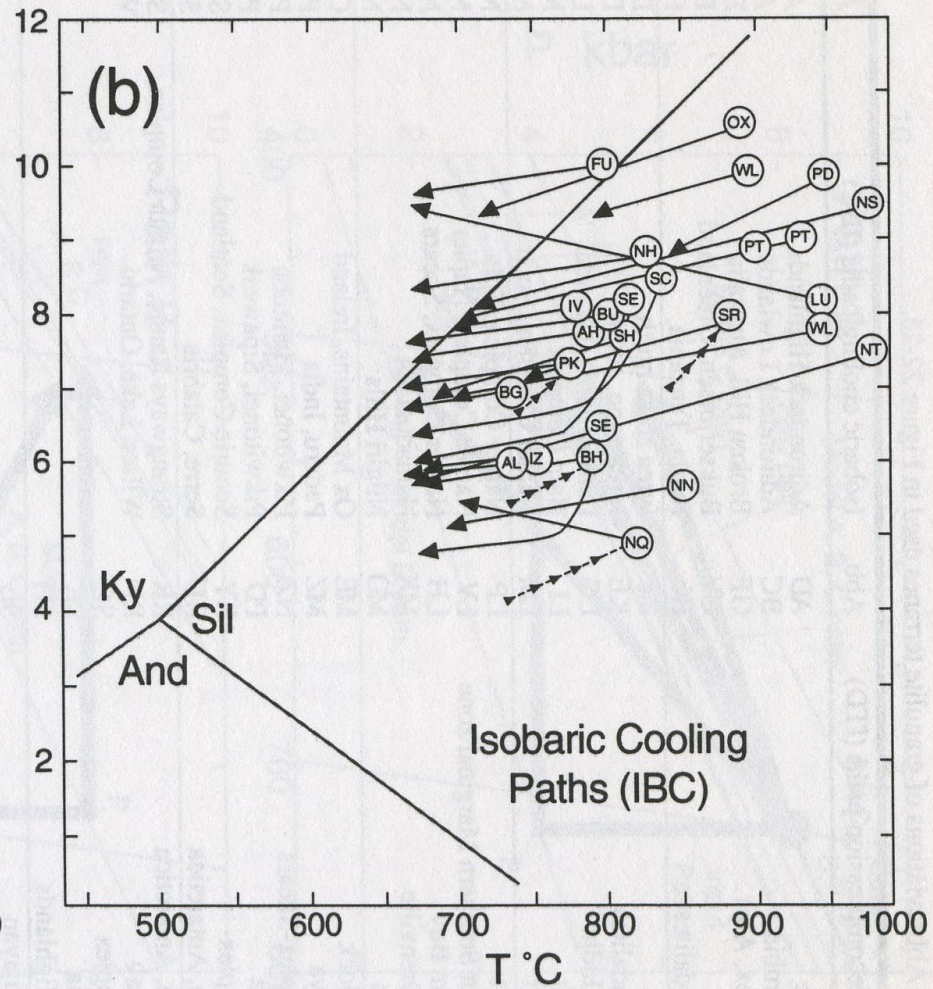
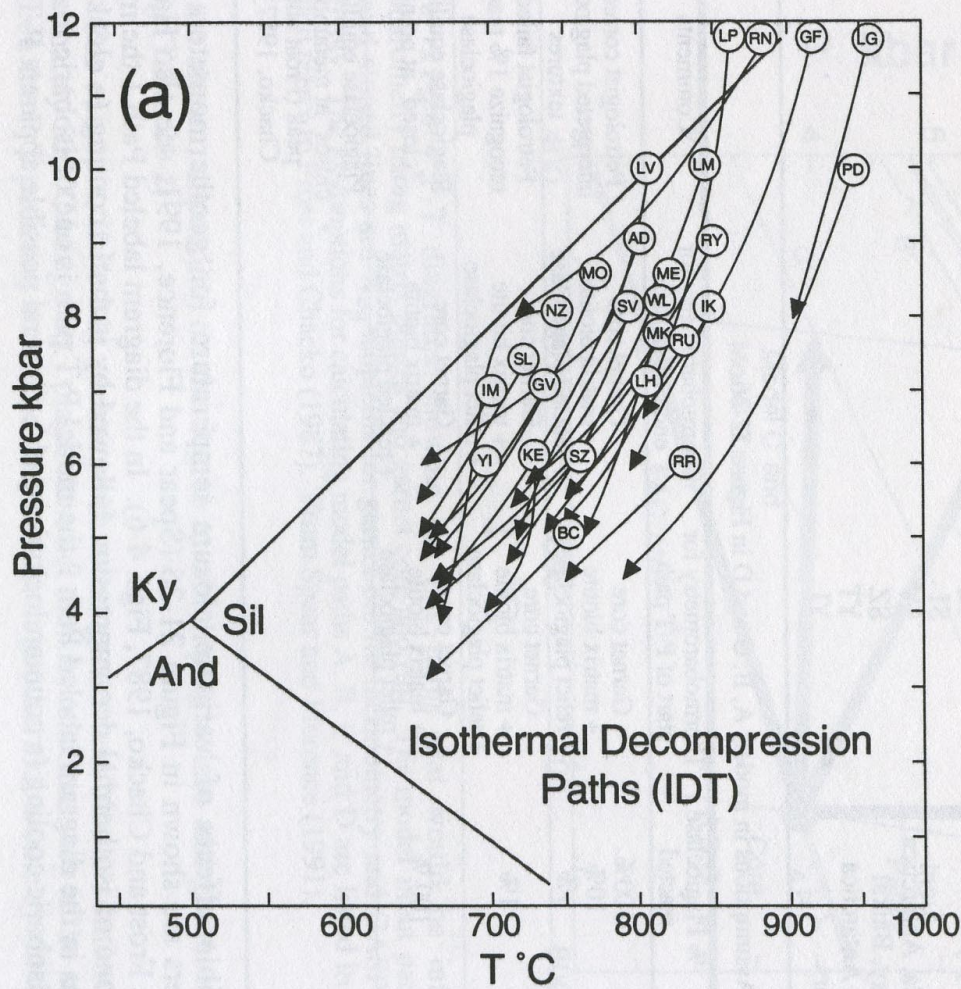
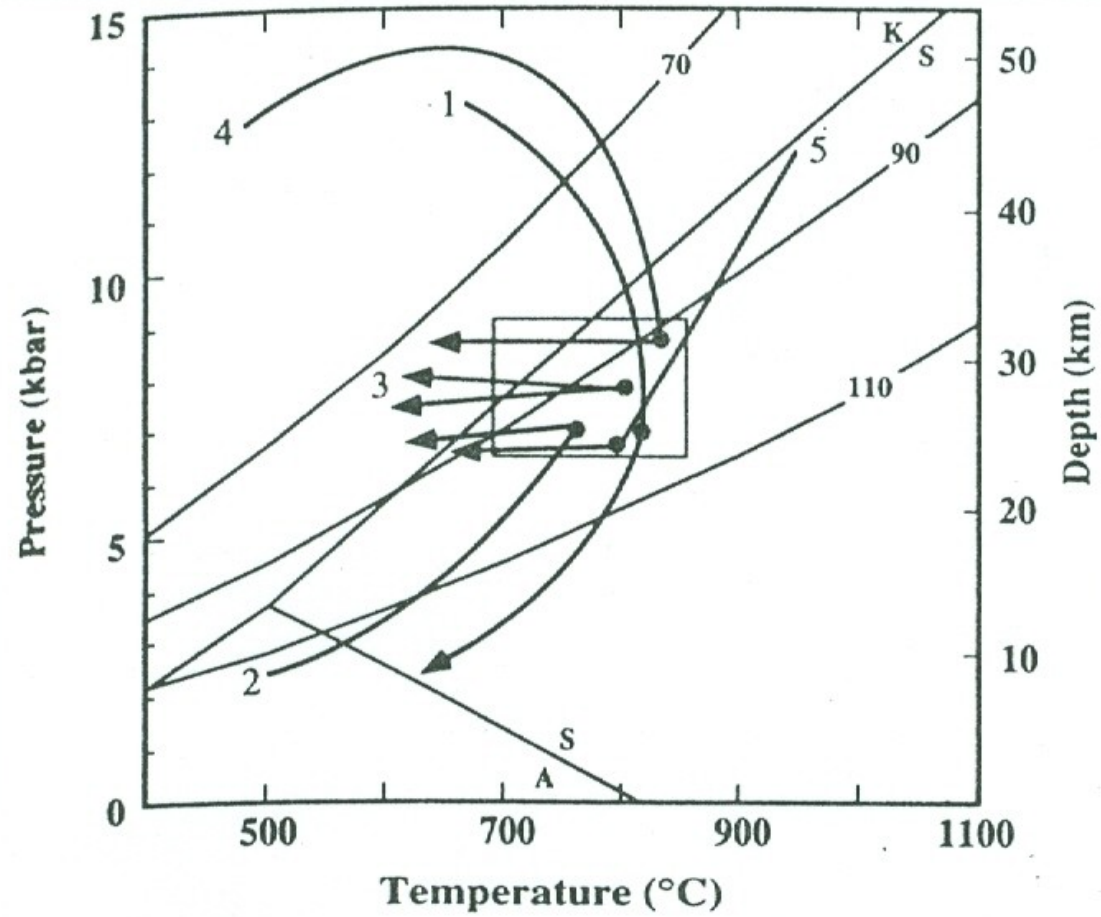


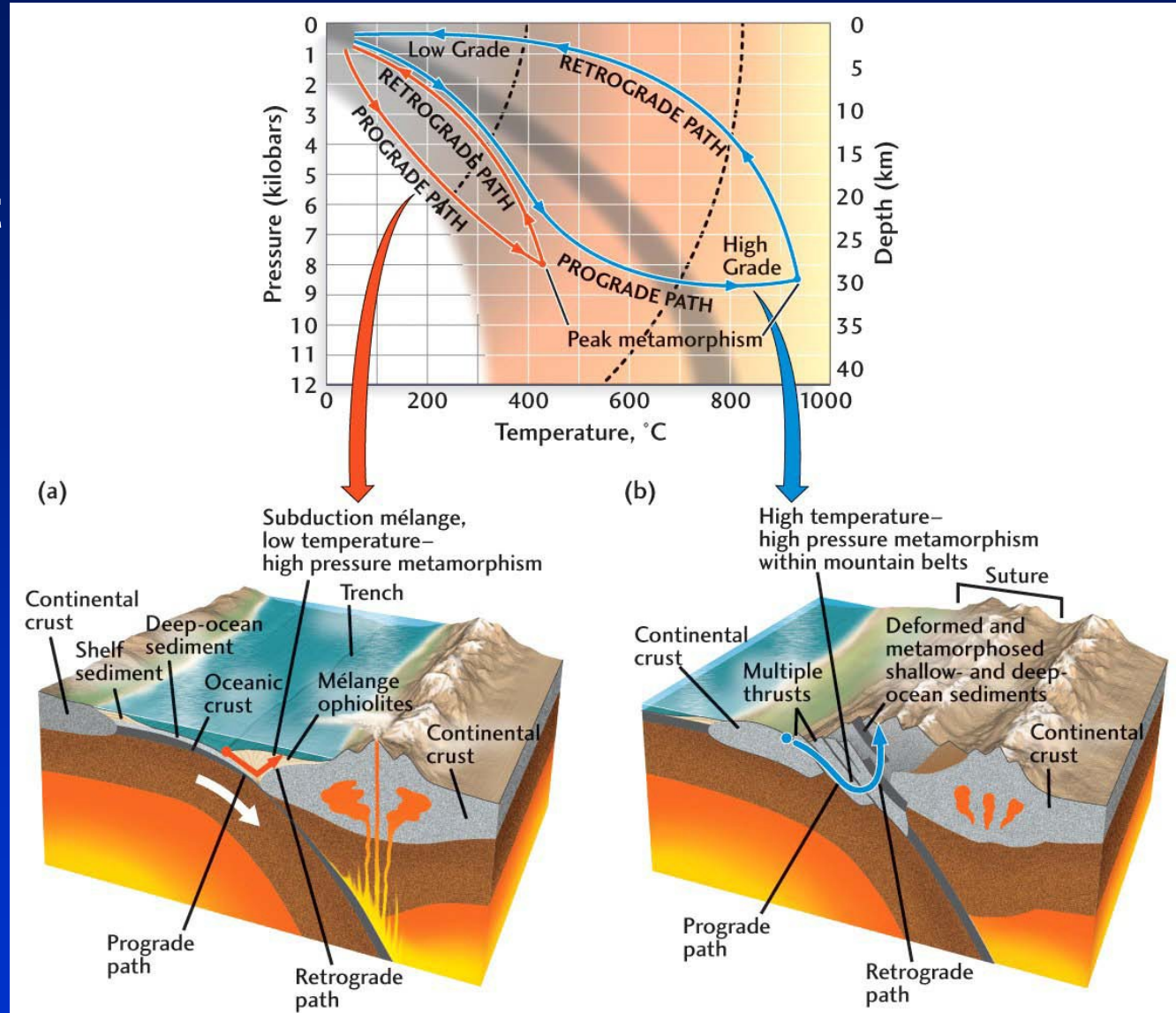
Fig. 7. Two types of P-T paths for post-peak P-T history for most granulites over the world (Harley, 1989): (a) near isothermal decompression (ITD) P-T paths; (b) near isobaric cooling (IBC) paths.

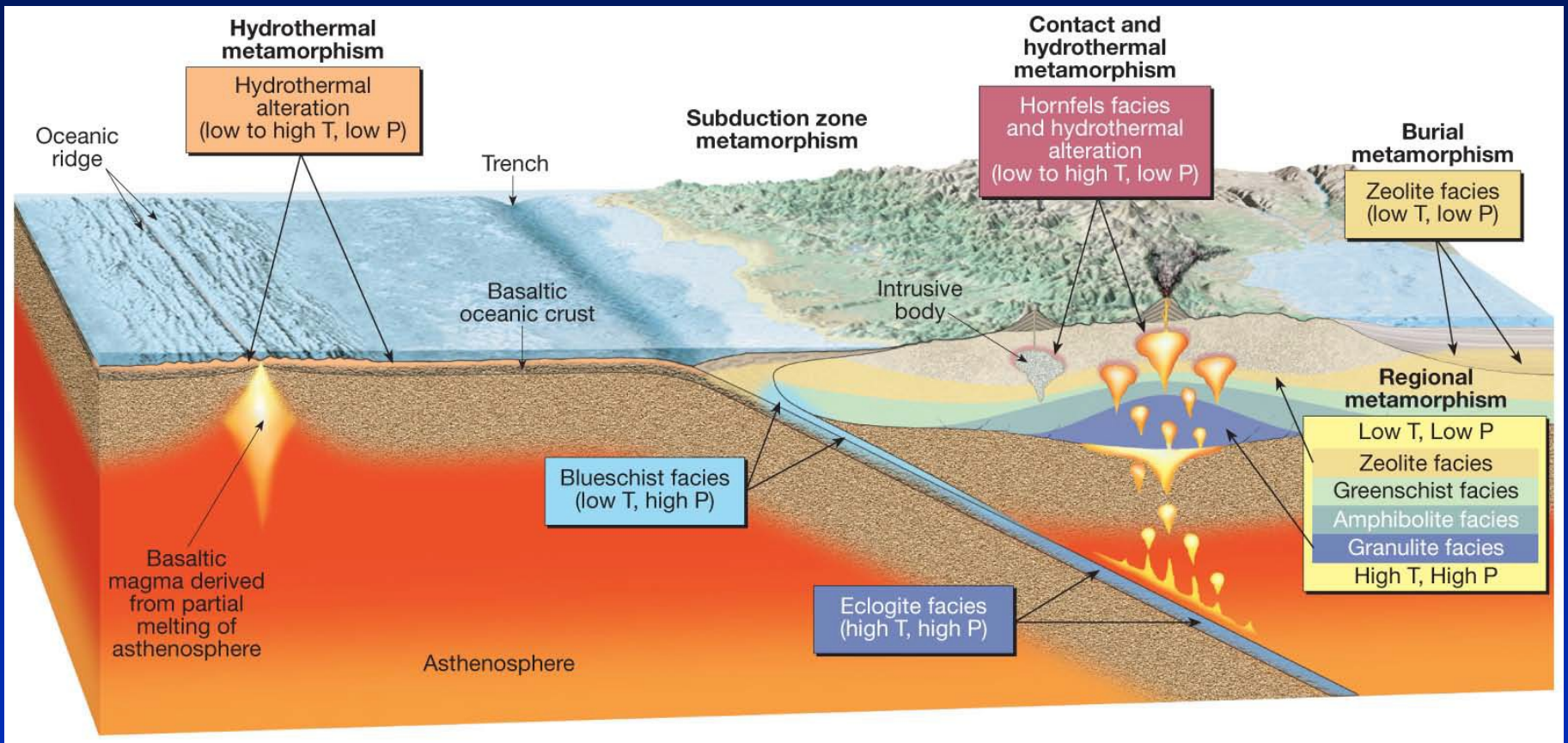


Harley 1989

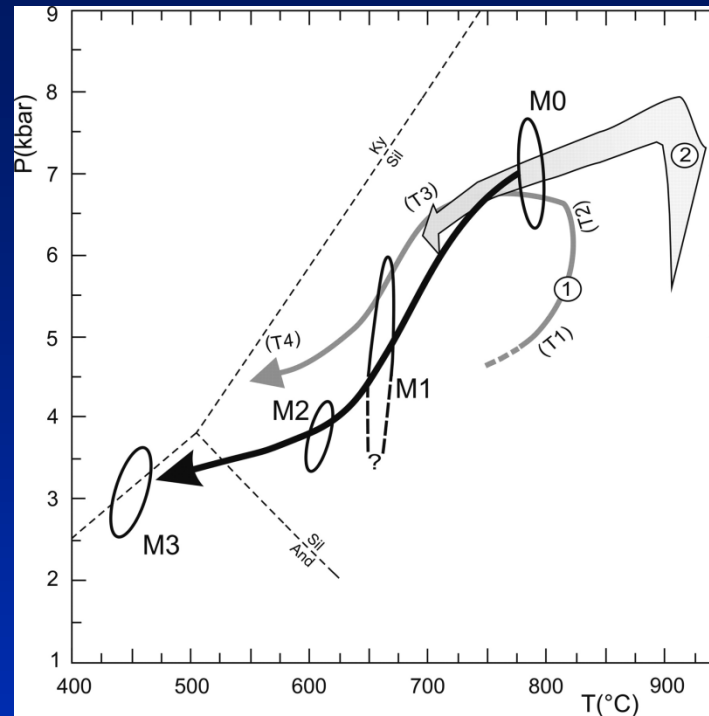
PTt a tektonika

konvergenca
oceán-kontinent





CCW pro magmatickou akreci na bázi kůry



P – T path of La Melada metagabbros (solid line). P – T paths (1) and (2) are those reported for mylonitic rocks from the Pringles Metamorphic Complex by [Delpino *et al.*\(2007\)](#) and for El Arenal metagabbro by [Cruciani *et al.*\(2008\)](#), respectively. T1, T2, T3, T4 episodes of deformation according to [Delpino *et al.*\(2001, 2007\)](#). See text for

Příklad – PT ze zonality minerálu

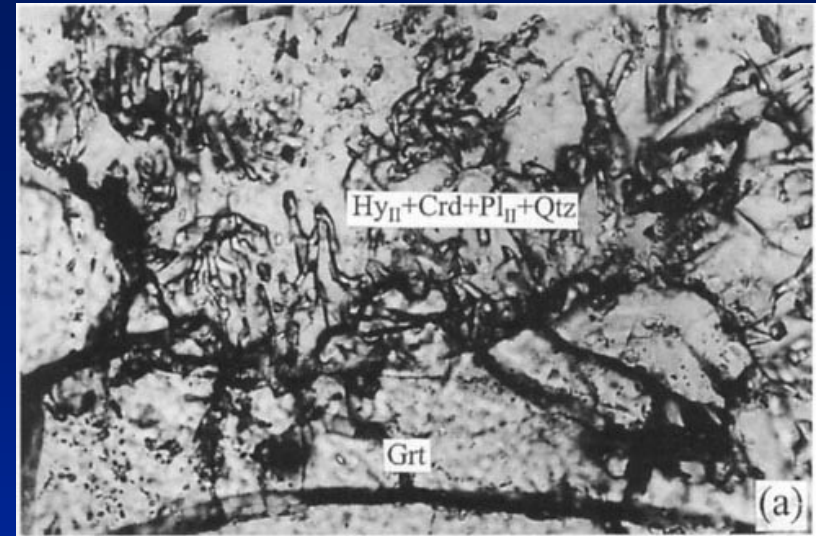
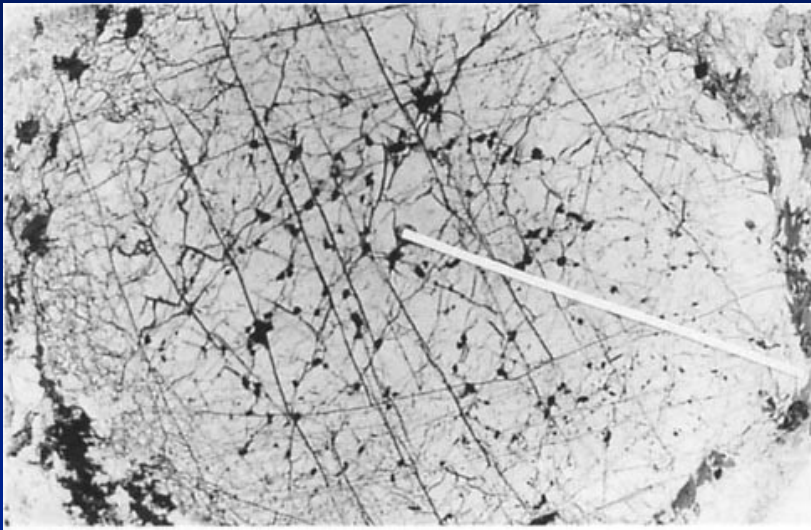


Fig. 8a. Garnet porphyroblast and the symplectite assemblage in a felsic granulite from Dabie Shan, China.

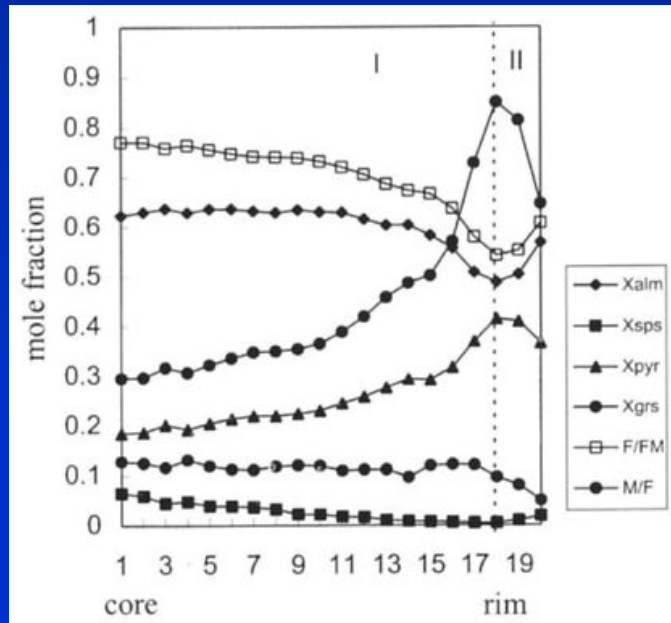


Fig. 8b. Zoning profiles of the garnet in Fig. 8a.

- I: Xsps decreases, Xpyr increases, growth zoning.
- II: Xsps and Xalm increases, Xpyr and Xgrs decreases, retrograde diffusive zoning.

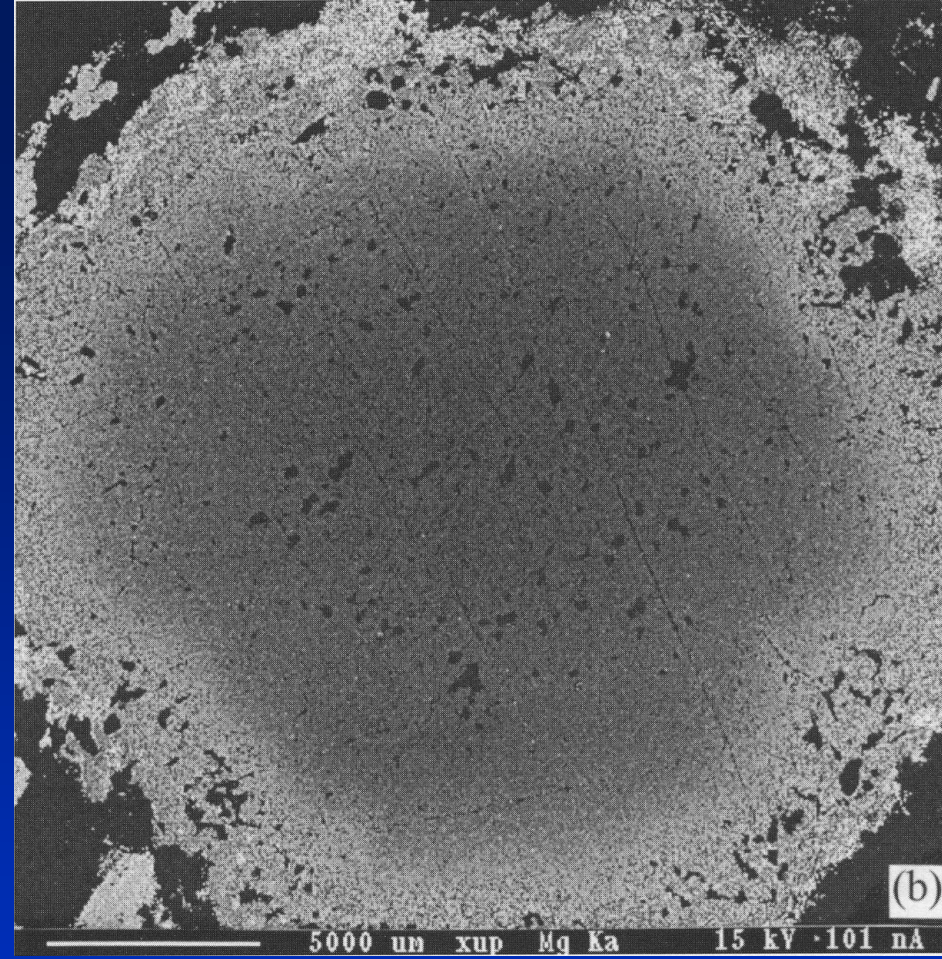
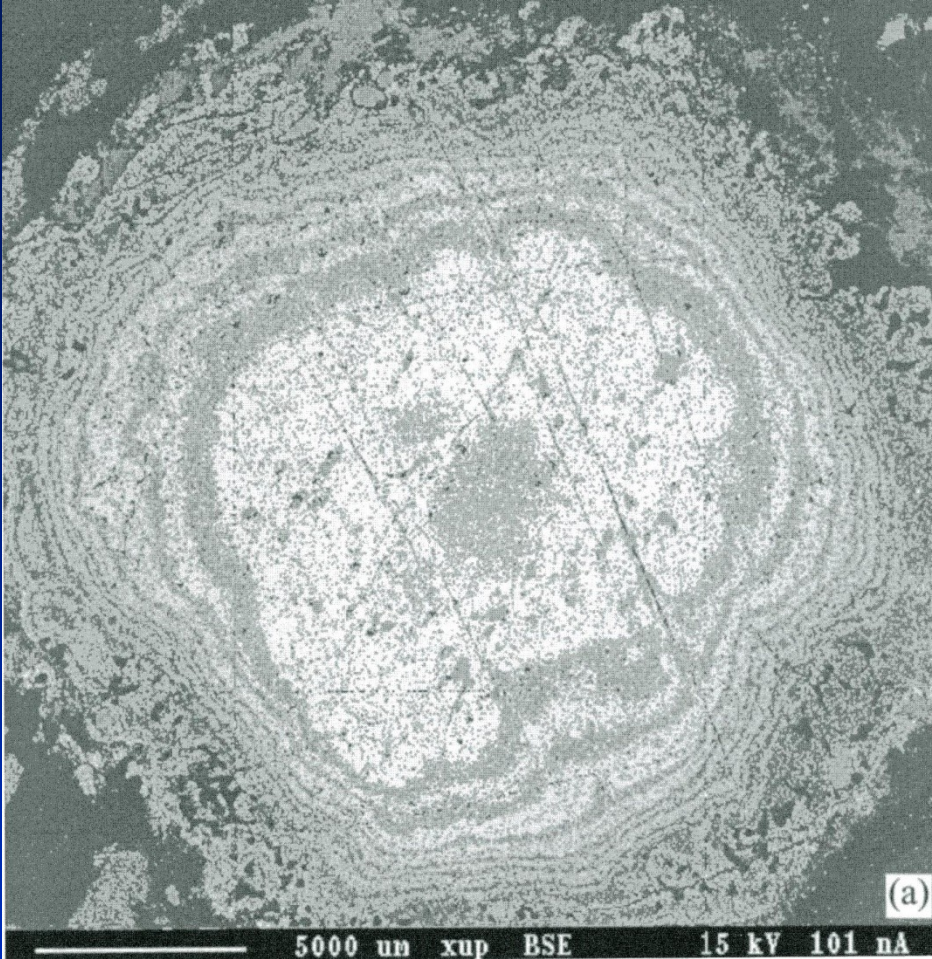


Fig. 9. Backscattered electronic image of the garnet porphyroblast (a) in Fig. 8a and its corresponding X-ray map of Mg element for the same garnet (b).

Chen etc, 1998, J Metamorph Geol, 16, 213-222.

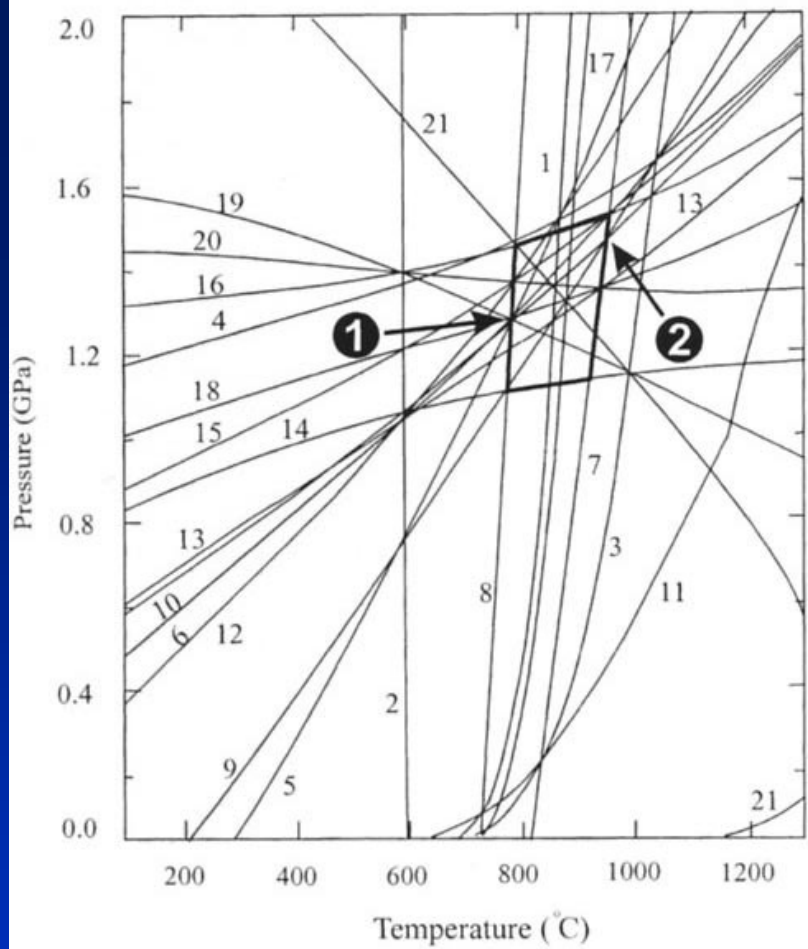


Fig. 10a. Peak P-T estimates via (1) geothermometry and (2) geobarometry.

peak P-T conditions:

P=13.5 kb, T=850 °C.

● post-peak P-T conditions:

P=6.0 kb, T=700 °C.

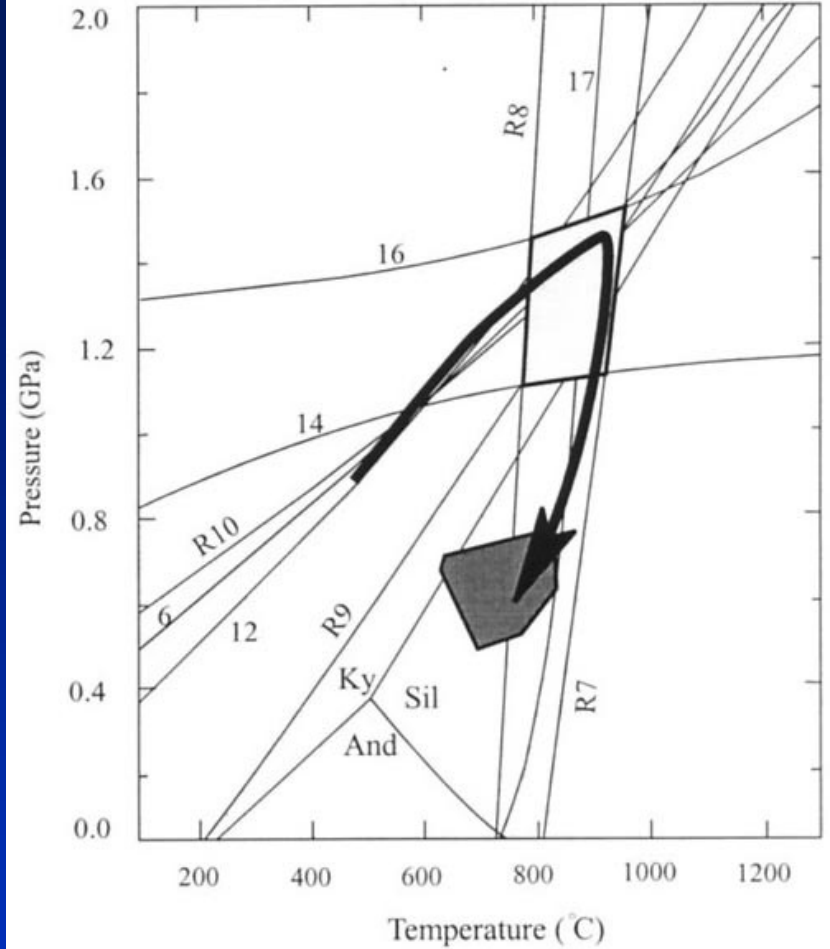


Fig. 10b. P-T path derived from the garnet growth zoning and the symplectite assemblages coupled with the retrograde garnet zoning

Tectonic implications:

Garnet growth zoning formed during prograde P-T stage, prior to peak metamorphism.

Clockwise P-T path with prograde heating and post-peak near isobaric cooling reflects a typical collisional tectonics in Dabie Shan orogeny.

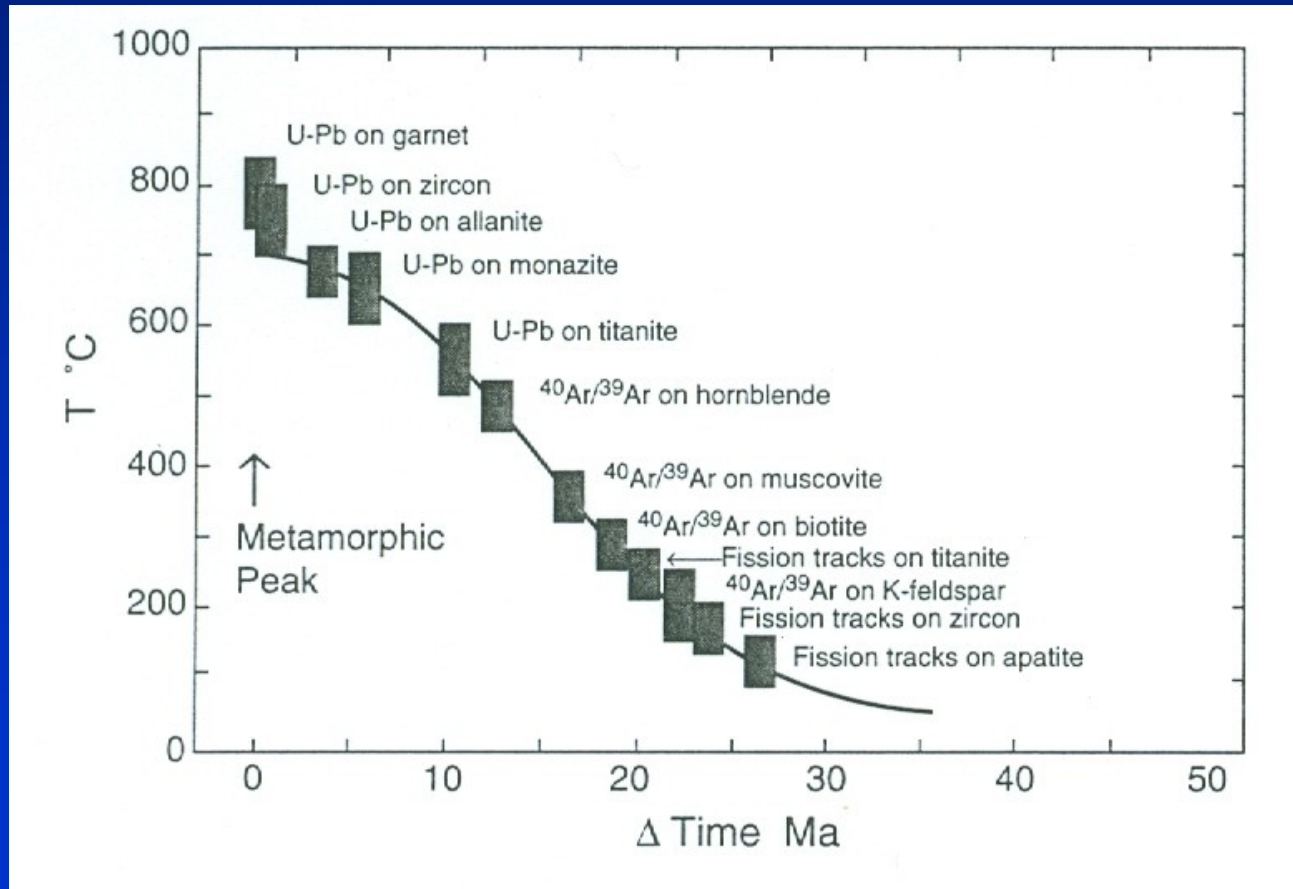
Garnet growth zoning suggests a short residence time for the granulite at peak metamorphism, whereas retrograde diffusive zoning indicates a rapid tectonic uplift history.

The rapid tectonic uplift may be correlated with unroofing of ultra- high pressure eclogites in the area.

P-T-time

čas – absolutní, datování minerálů = radiogenní izotopy - geochronologie

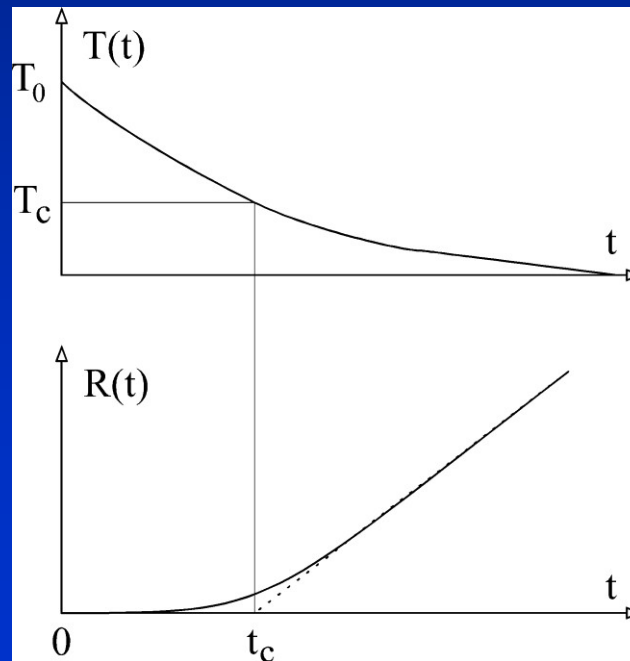
termochronologie – T-t vývoj hornin



Spear 1993
s. 711

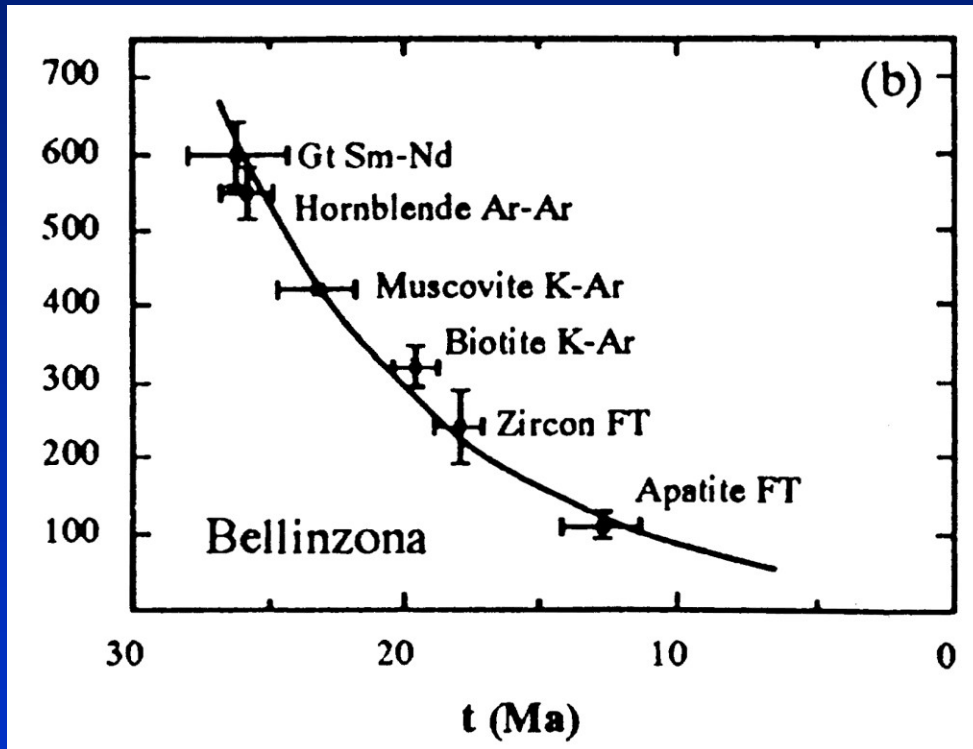
T_c – closure temperature – T uzavření izotopického systému

- ✓ HT - radiogenní dceřinné produkty unikají z mřížky min. (difuze)
- ✓ měřené stáří odpovídá TC = uzavření systému – dceřinný produkt dále neuniká
- ✓ TC charakteristické pro každý minerál, izotopický systém závisí na rychlosti chladnutí



Teploty chladnutí

✓ lze učit cooling path = průběh chladnutí



Closure temperatures:
biotite (K-Ar, Rb-Sr): 300°C
muscovite K-Ar: 350-400°C
muscovite Rb-Sr: 500°C
hornblende K-Ar: 550°C

datují chladnutí

Application of cooling curves: transformation into exhumation curves!
Reconstructing rates of exhumation to conclude on the tectonic process!

Teploty krystalizace a chladnutí

- ✓ cíl – mít informace v co největším rozsahu teplot : 900 - 50°C
- ✓ zirkon a monazit mají „teplotu chladnutí“ vyšší než realistické a tudíž registrují krystalizaci
- ✓ minerály s nejvyšší TC mají pomalejší difuzi, tzn. reagují nejpomaleji na měnící se okol. podmínky a zaznamenávají staré stupně vývoje : zirkon U-Pb

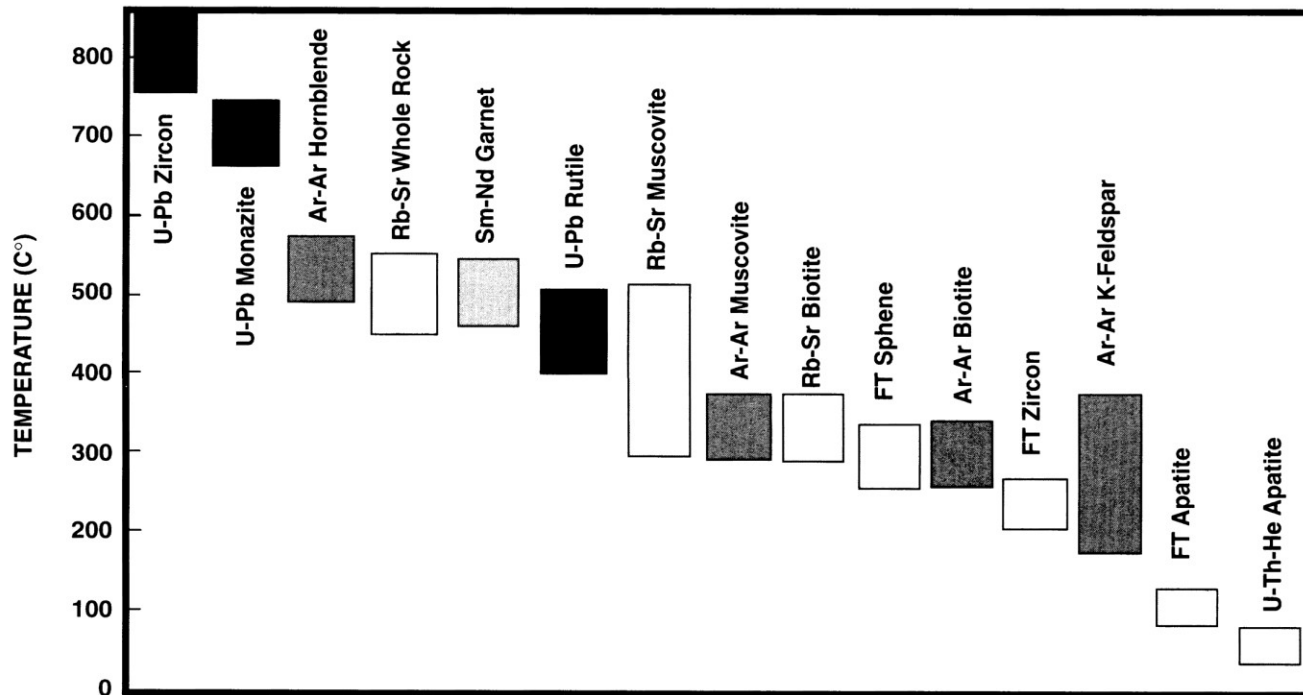


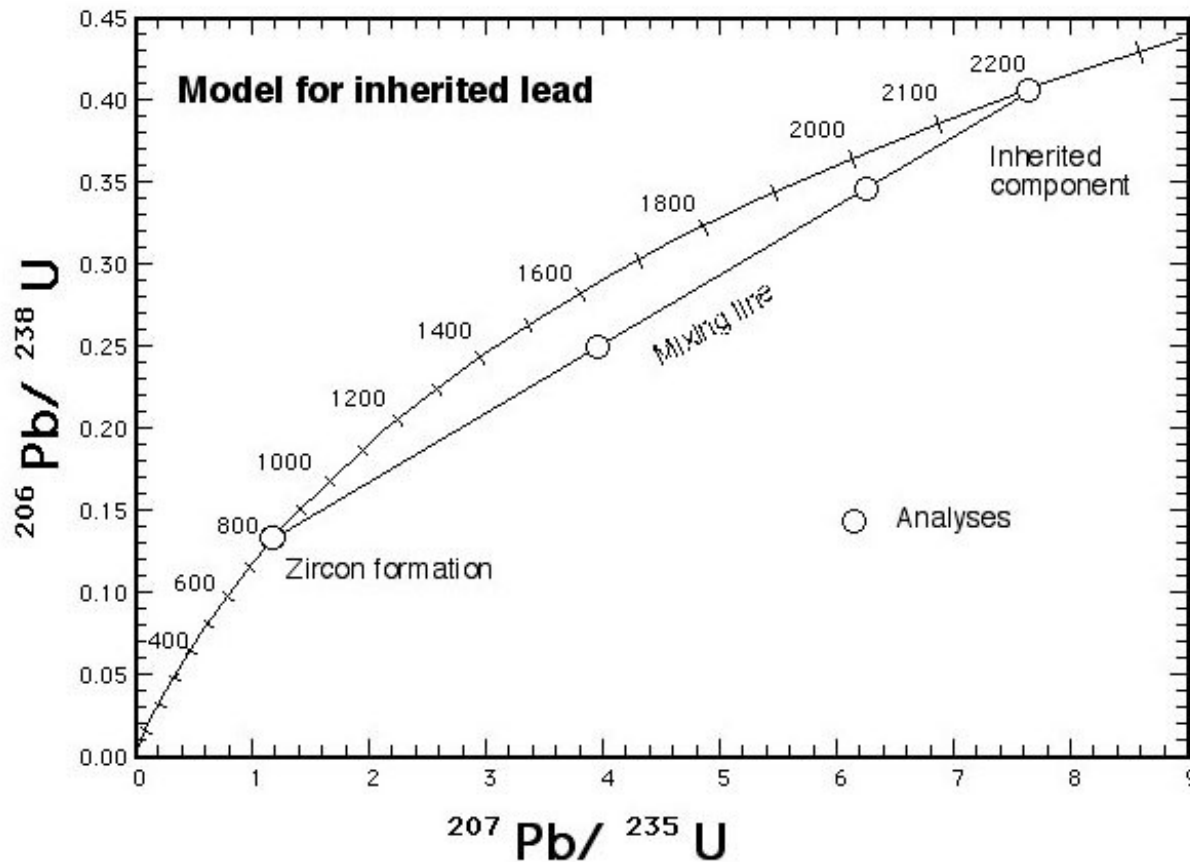
FIG. 3. Generally accepted range of closure temperatures for common minerals and isotopic systems. See text for details and references (FT = Fission Track).

Exhumation, erosion, basin evolution, neotectonic movements are modelled using apatite fission-track and U-Th/He age data.

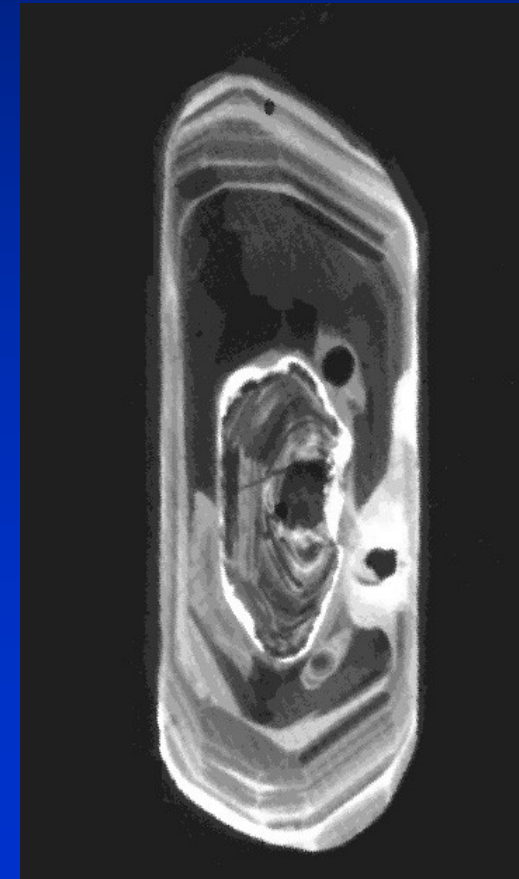
U-Pb datování: zirkon

konvenční datování (rozklad, TIMS) – frakce či jednotlivá zna
konkordie, diskordie, zděděná stáří

The discordia is in this case a 2-component mixing line. It cannot be distinguished a priori from a lead loss line: knowledge of regional geology is required



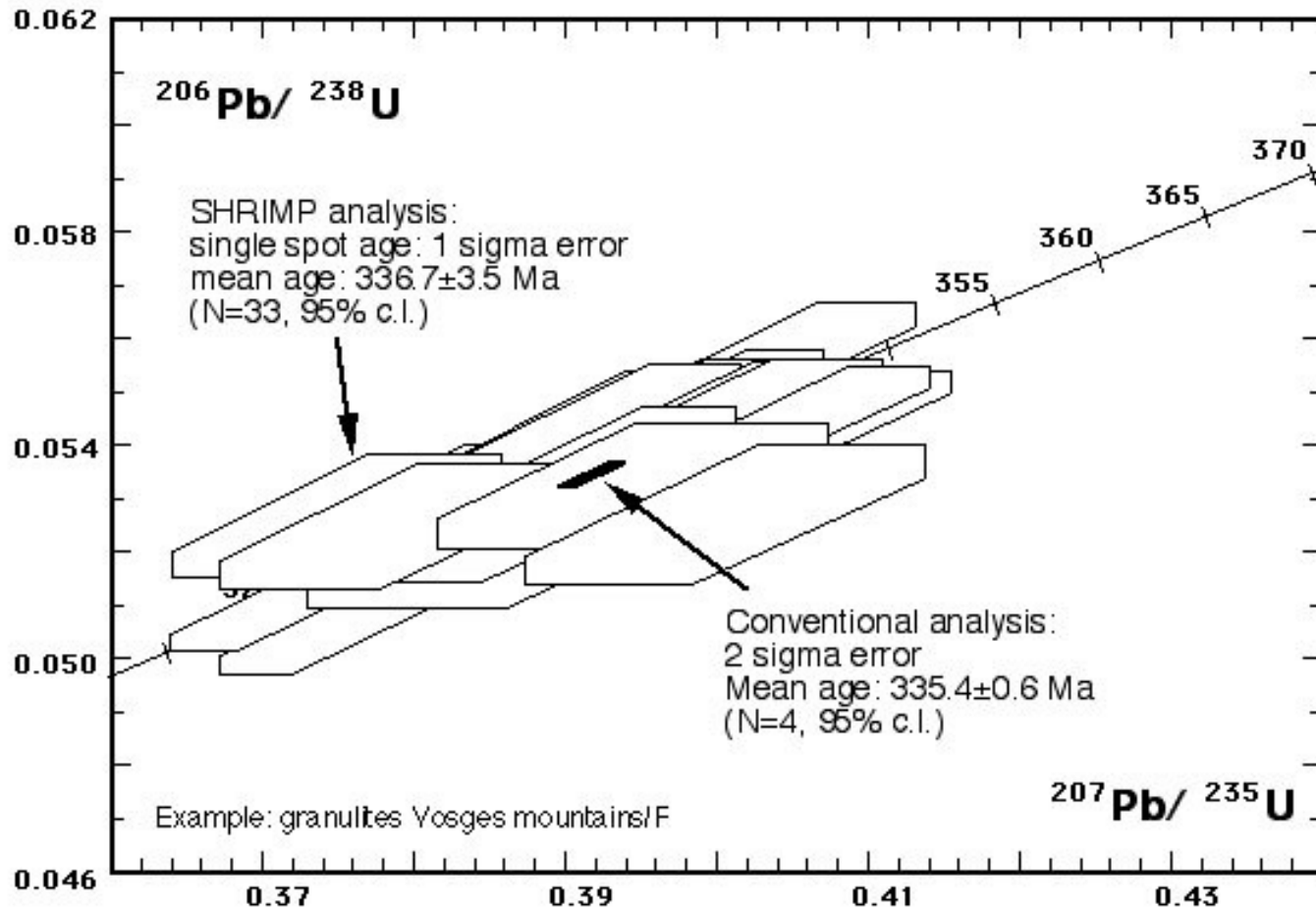
cathodoluminescence picture



U-Pb datování: zirkon

měření in-situ – SIMS

nutno více měření, menší přesnost



Sm-Nd datování: granát

Garnet, the perfect mineral to date metamorphic rocks?

- no inclusions (monazite, zircon)
- overgrowth of different generations
- sluggish diffusion kinetics
- diffusion depending on (variable!) chemical composition
- diffusion well known for divalent cations (Fe, Mg, ...) less known for trivalent cations such as Sm and Nd
- how can we relate P-T data to results of age determinations?

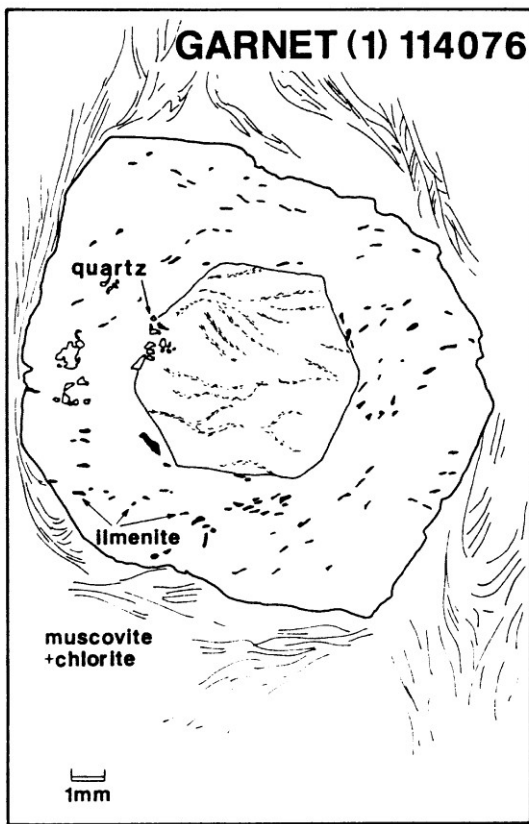
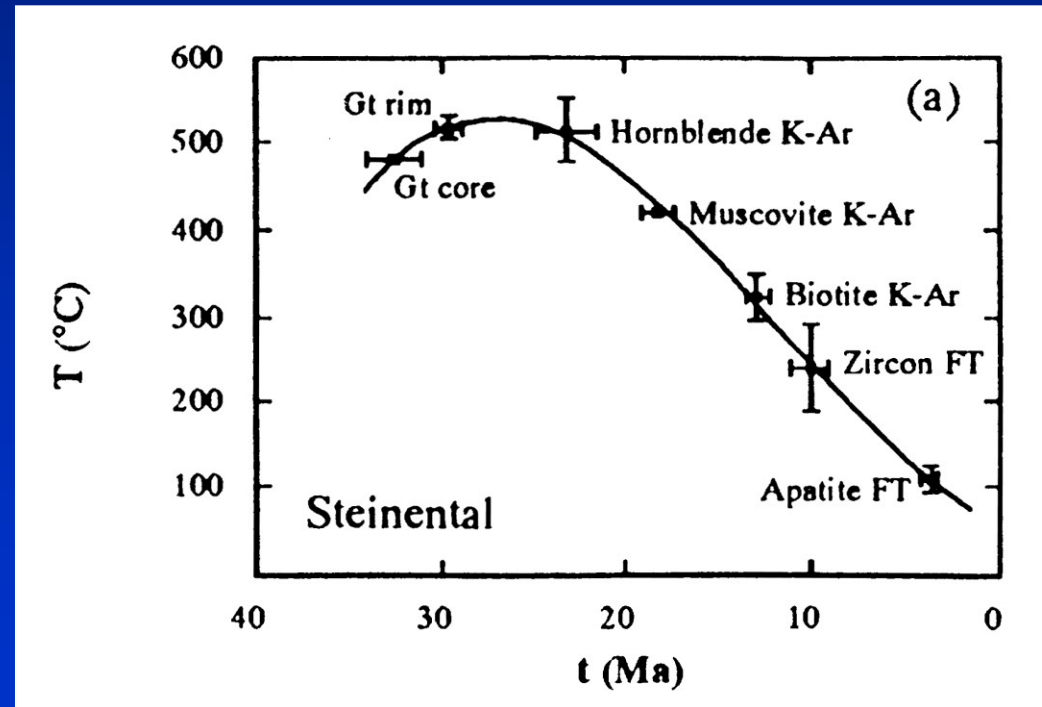


Fig. 1. Sketch of 114076 Garnet(1), Pigeon Island, Newfoundland, showing the inclusion-rich core containing needles of rutile and epidote < 50 μm long, and an optically clear outer core with 0.5 mm inclusions of ilmenite. The matrix is largely retrogressed to muscovite and chlorite.

Garnet may grow so large that core - rim relationships may be dated separately
Evidence for prograde growth?

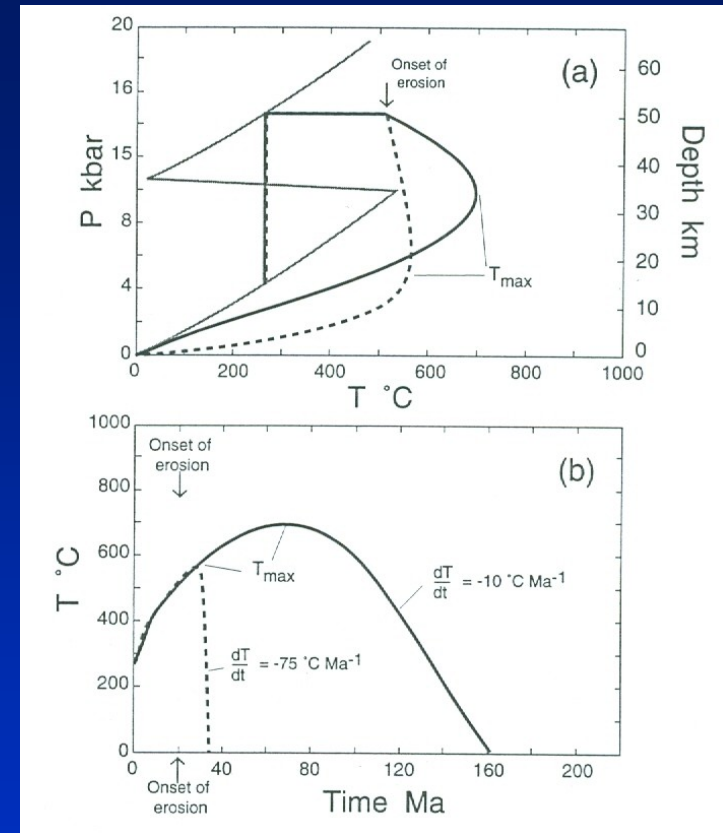
Example from the Alps: prograde garnet growth ages were proposed.



Vance, D. & O'Nions, R.K. (1992) Prograde and retrograde thermal histories from the central Swiss Alps. Earth Planet. Sci. Lett. 114, 113-129

Thermochronologie a rychlost eroze

2 modely pro ztluštění kůry
oba = vmístění 35 km mocného příkrovu,
následně 20 Ma ohřívání bez eroze
pomalá eroze (0,35 mm/r) vs. rychlá (3,5 mm/r)



Spear 1993 p. 731

(b) = T-t vývoj pro dva termální modely v (a)

thermochronologie dokáže rozlišit mezi dvěma rychlostmi eroze

Termální modely – 1D

THICKENING OF THE CONTINENTAL CRUST AND LITHOSPHERE

BY THRUSTING CRUST ONLY

HOMOGENEOUSLY (CRUST ONLY)

HOMOGENEOUSLY (WHOLE LITHOSPHERE)

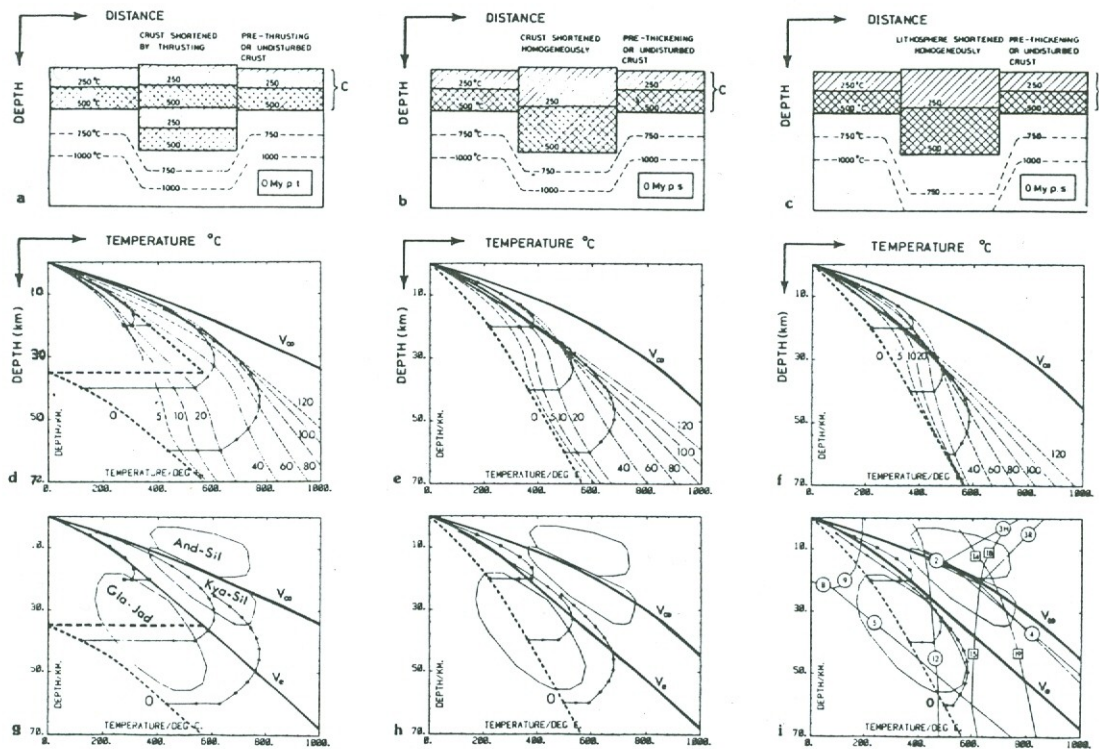


Fig. 17. Three one-dimensional models of crustal thickening constructed by England and Thompson [1984] showing geometry of thickening (A, B, and C), subsequent evolution of geotherms and P-T paths (D, E, and F), and the relation of P-T paths to metamorphic facies (G, H, and I). (A) Model 1: Instantaneous thickening of the continental crust along a single thrust. Upper crust is shown by diagonal hatching; lower crust by cross hatching. Schematic isotherms labeled with temperature in °C. The one-dimensional model simulates the thermal evolution of the thickened crust in the middle of the diagram. No lateral heat transfer is permitted. (B) Model 2: Homogeneous thickening of the crust equivalent to ductile shortening or numerous distributed thrust faults. (C) Model 3: Homogeneous thickening of the entire lithosphere (including the crust). (D) Thermal evolution of Model 1. Geotherms are labeled with time in Ma after instantaneous thickening. Geotherms labeled '0' and ' v_{∞} ' represent initial and steady-state geotherms, respectively. P-T-t paths are shown for rocks initially at 20, 40, and 60 km depth. Dots on P-T-t paths represent 10 Ma intervals. In the model there is a 20 Ma time lag prior to the onset of erosion. See England and Thompson (1984) for particular thermal parameters and details of the models. (E) Thermal evolution of model 2. (F) Thermal evolution of model 3. (G) Relation of P-T-t paths to metamorphic facies for Model 1. v_e represents equilibrium geotherm prior to instantaneous thickening. Gla-Jad, galucophane jadeite facies series; Kya-Sil, kyanite-sillimanite facies series; And-Sil, andalusite-sillimanite facies series. (H) Relation of P-T-t paths to metamorphic facies for Model 2. (I) Relation of P-T-t paths to metamorphic facies for Model 3. [Reproduced by permission of Oxford University Press from P.C. England and A.B. Thompson, Pressure-temperature-time paths of regional metamorphism I. Heat transfer during the evolution of regions of thickened continental crust, *J. Petrol.*, 25, 894-928, 1984.]

England-Thompson 1984

náhlé vmístění příkrovu
jen vertikální přenos tepla

Termální modely – 2D

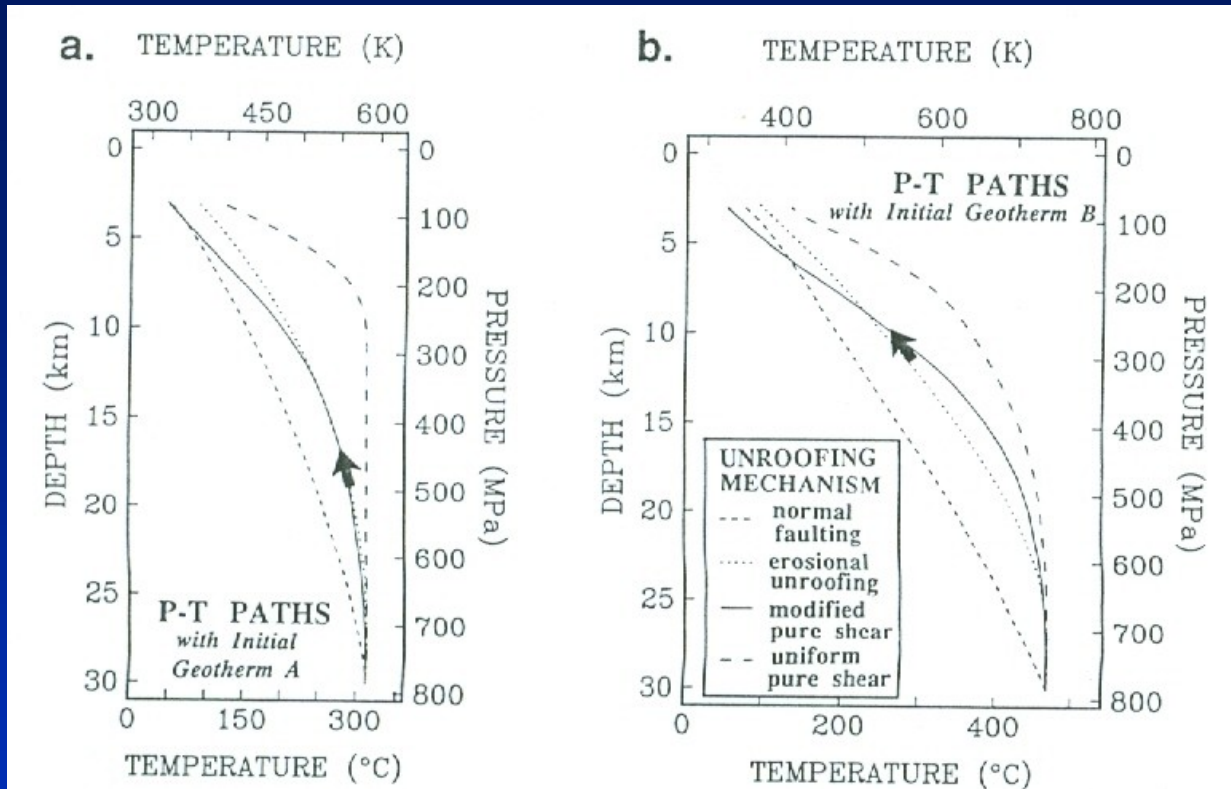
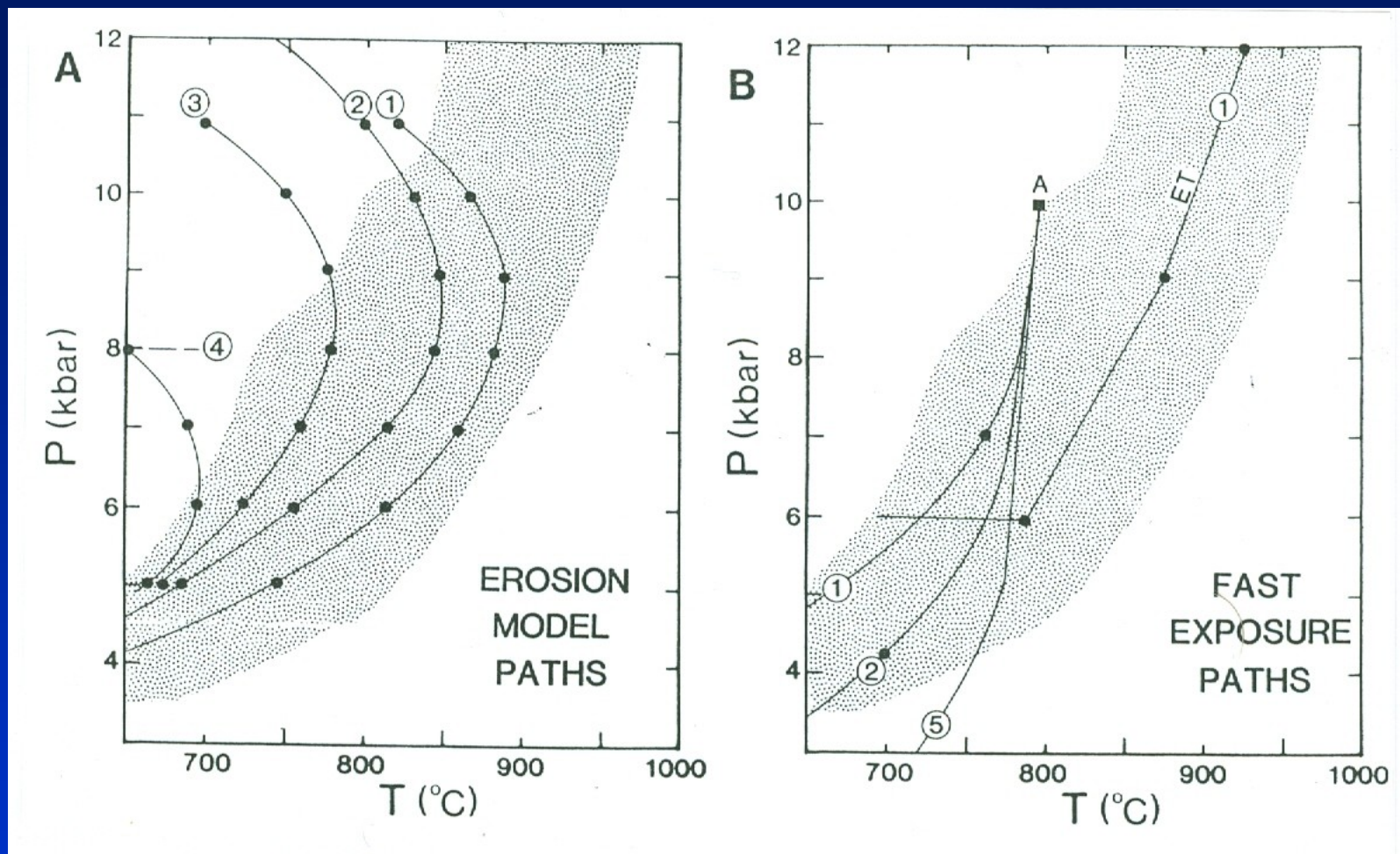


Fig. 10. Theoretical postthrusting PT paths for a rock carried from 30 km to 3 km by uniform pure shear ($\beta = 10$ throughout the lithosphere), modified pure shear ($\beta = 10$ only in the 30-km-thick crust), erosional unroofing at 1 mm/yr, and normal faulting that yields a tectonic denudation rate of 1 mm/yr. The scale of both figures is the same to facilitate comparison. (a) With initial geotherm A, pure shear thinning produces nearly isothermal decompression, while simple shear (normal faulting) unroofing results in a nearly linear PT path. Erosion and modified pure shear, both one-dimensional mechanisms which primarily affect the crust on the time scale of this test (27 m.y.), yield nearly indistinguishable PT paths. (b) When radioactive heat is added (initial geotherm B), the pure shear path is isothermal only for the first few kilometers of thinning, although the overall morphology of the PT path resulting from unroofing by normal fault displacement remains unchanged. In addition, modified pure shear produces a path more clearly distinct from the erosional unroofing path than before due to the different effects of each mechanism on the configuration of the radioactive layer.

Hodges a Royden 1994

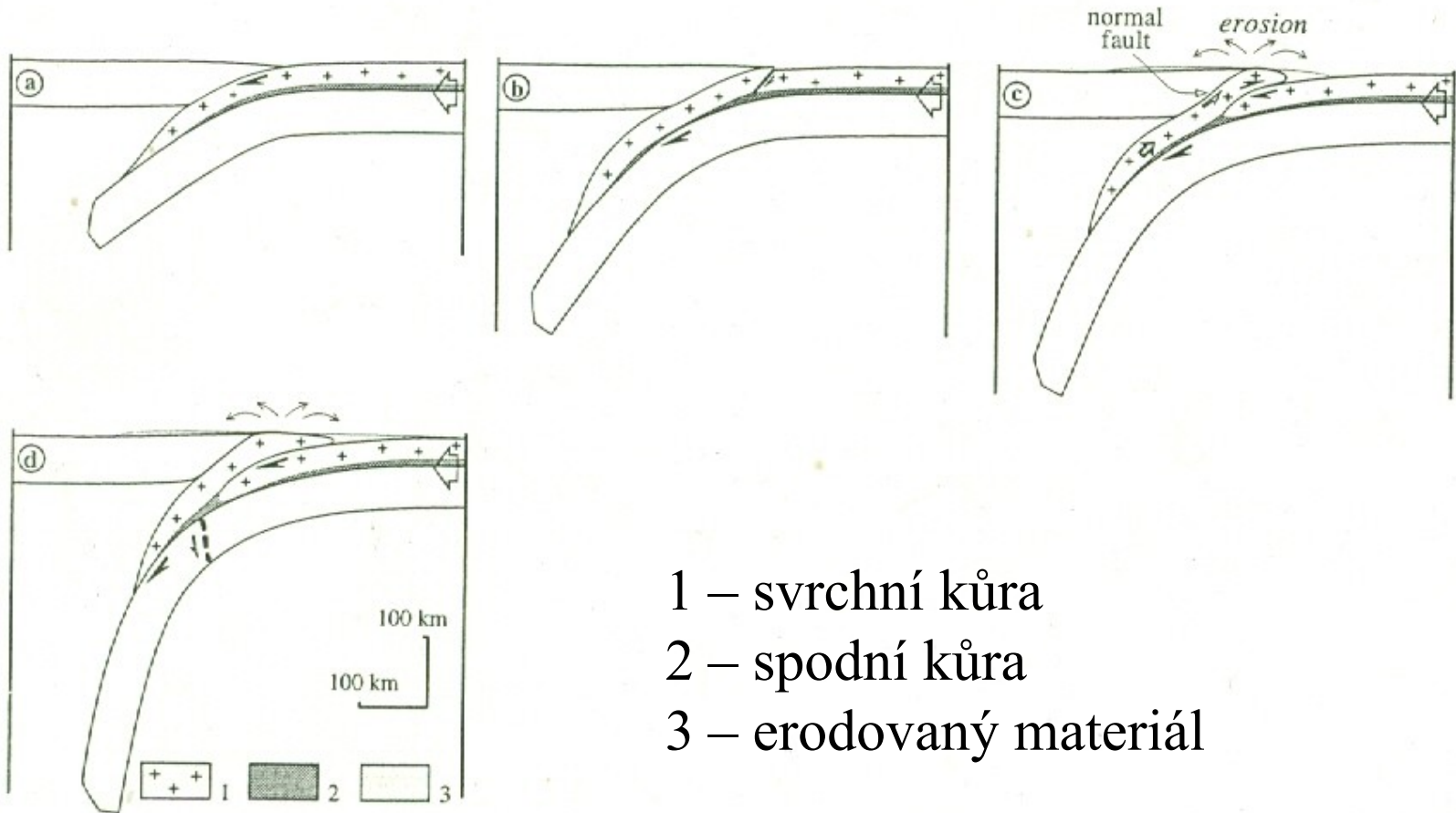
vliv různých deformačních
a exhumačních mechanismů
na dráhu P-T

Termální modely a rychlost výzvihu hornin



Dráhy P-T pro erozní výzvih a rychlý tektonický výzvih
Tečky po 10 Ma

Fyzikální modely



Chemenda 1996, 1997 - experiment
subdukce a exhumace HP met. hornin, využití pro e.g. Ural
zde model kont. subdukce s velkou kompresí (Himal. typ)²¹

Numerické modelování exhumace HP metam. hornin v subdukčním kanálu

e.g. Gerya et al. 2002 Tectonics - animace

Willner et al. 2002 – UHP metamorfované horniny - animace

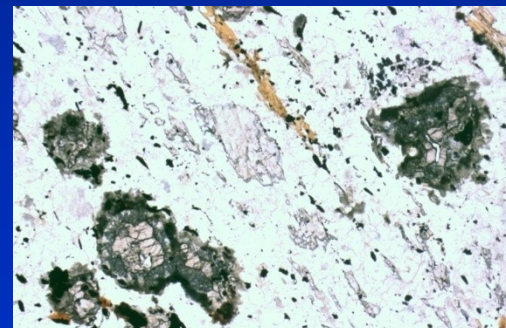
Příklad – granulity Českého masívu



světlé (kyselé) granulity



tmavé (až basické) granulity



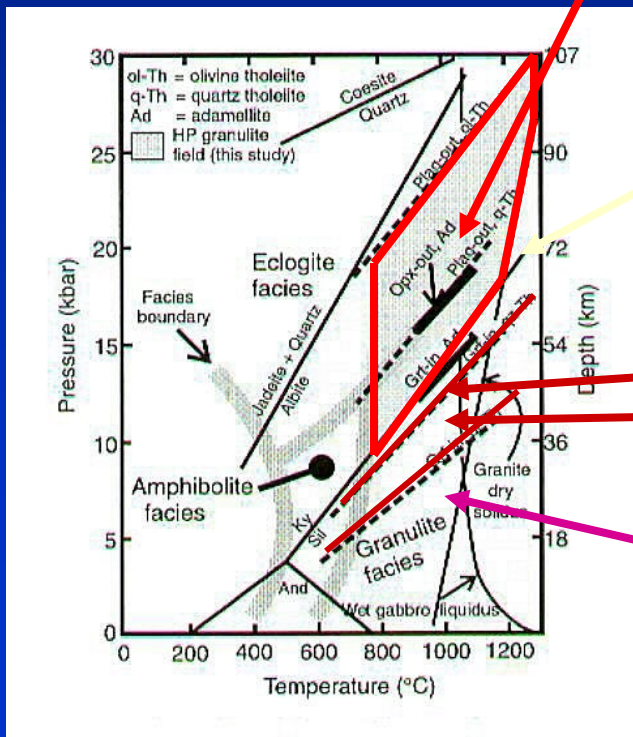
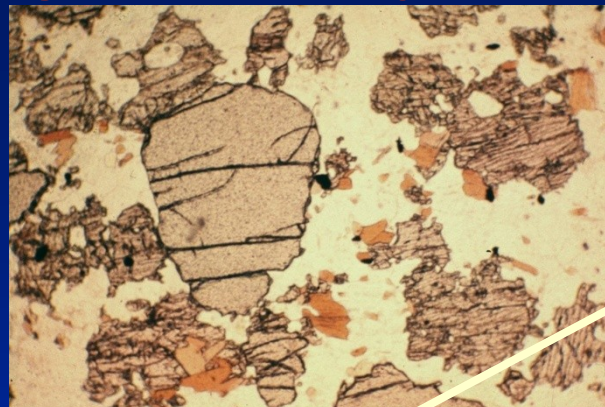
granulity – horniny přeměněné
za vysokých P a T

Granulity – horniny mající „paměť“

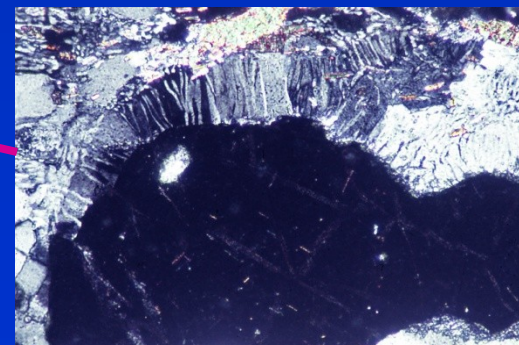
granát – kyanit – K-živec

granát - klinopyroxen

sillimanit



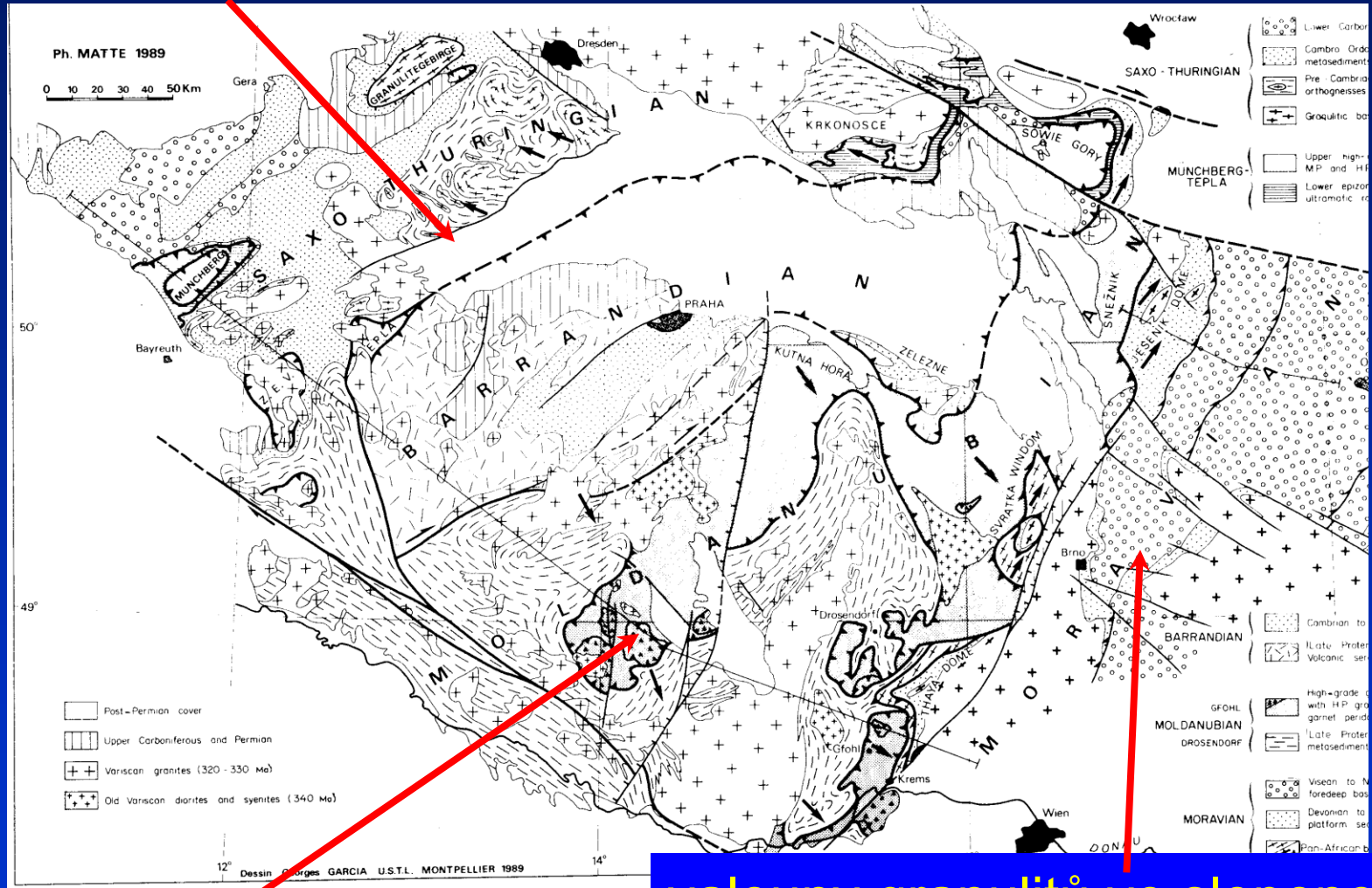
ortopyroxen - plagioklas



cordierit

Vysokotlaké granulity Českého masívu

granulity severních Čech



granulity jižních Čech

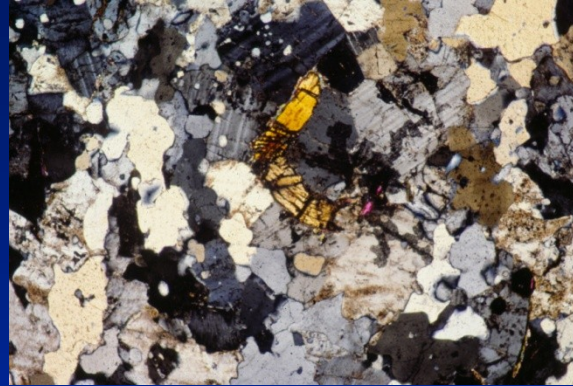
valouny granulitů ve slepencích
Drahanské vrchoviny

Severočeské granulity

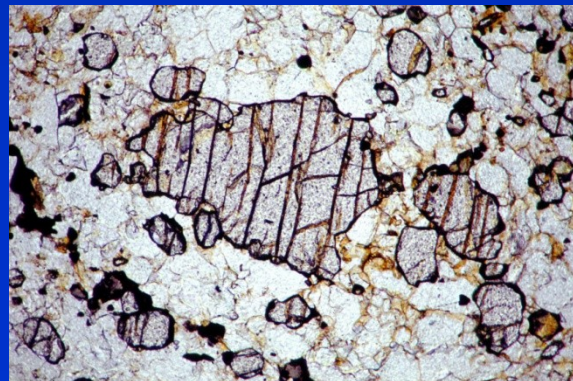
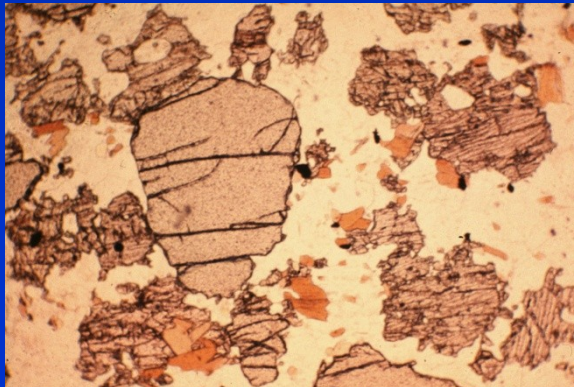
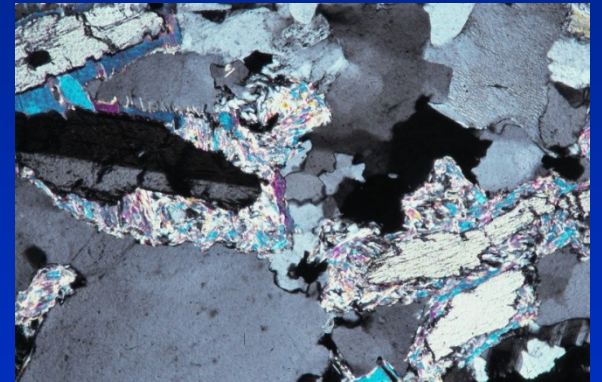
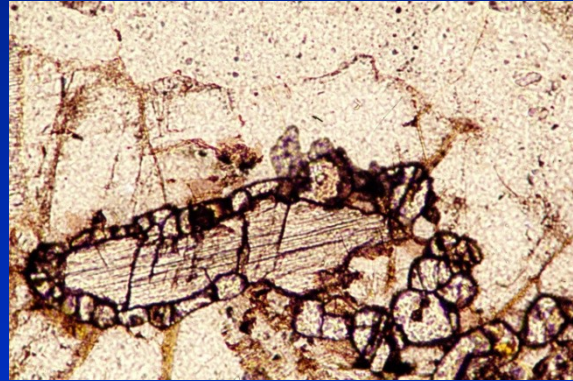
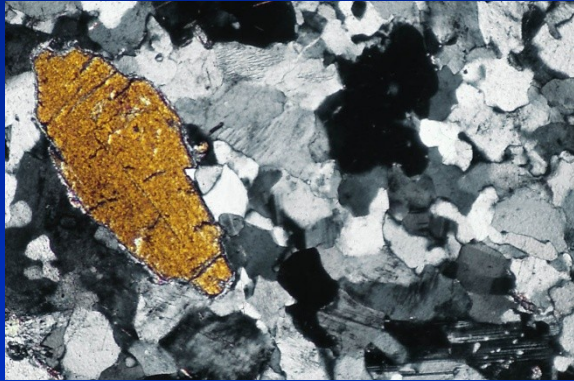
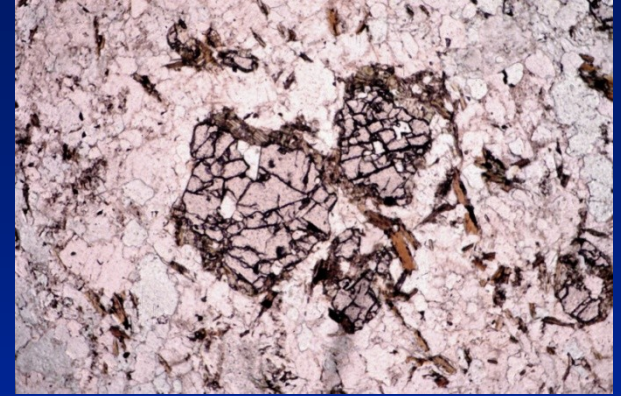
G1



G2

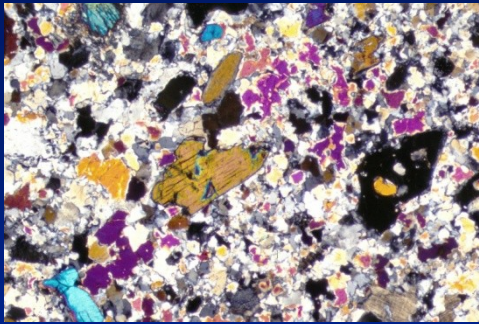


A

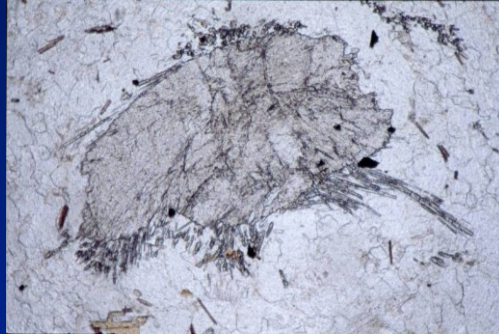


Jihočeské granuly

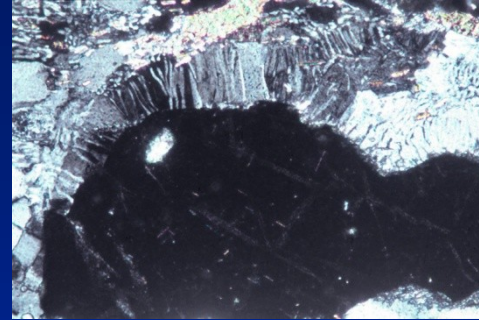
G1



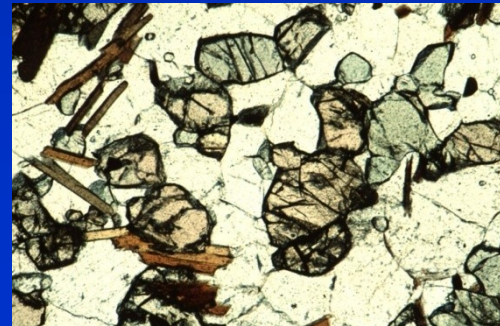
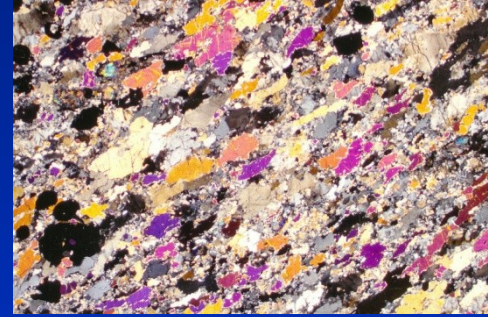
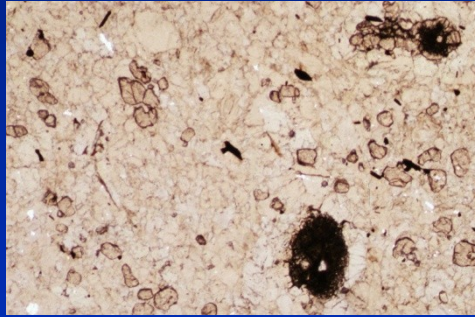
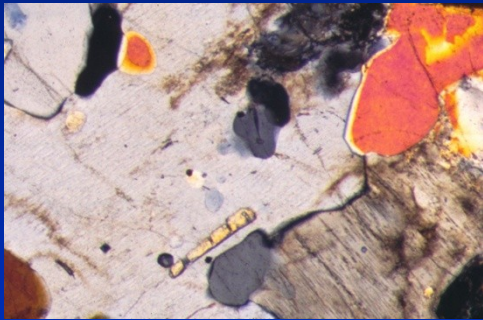
G2



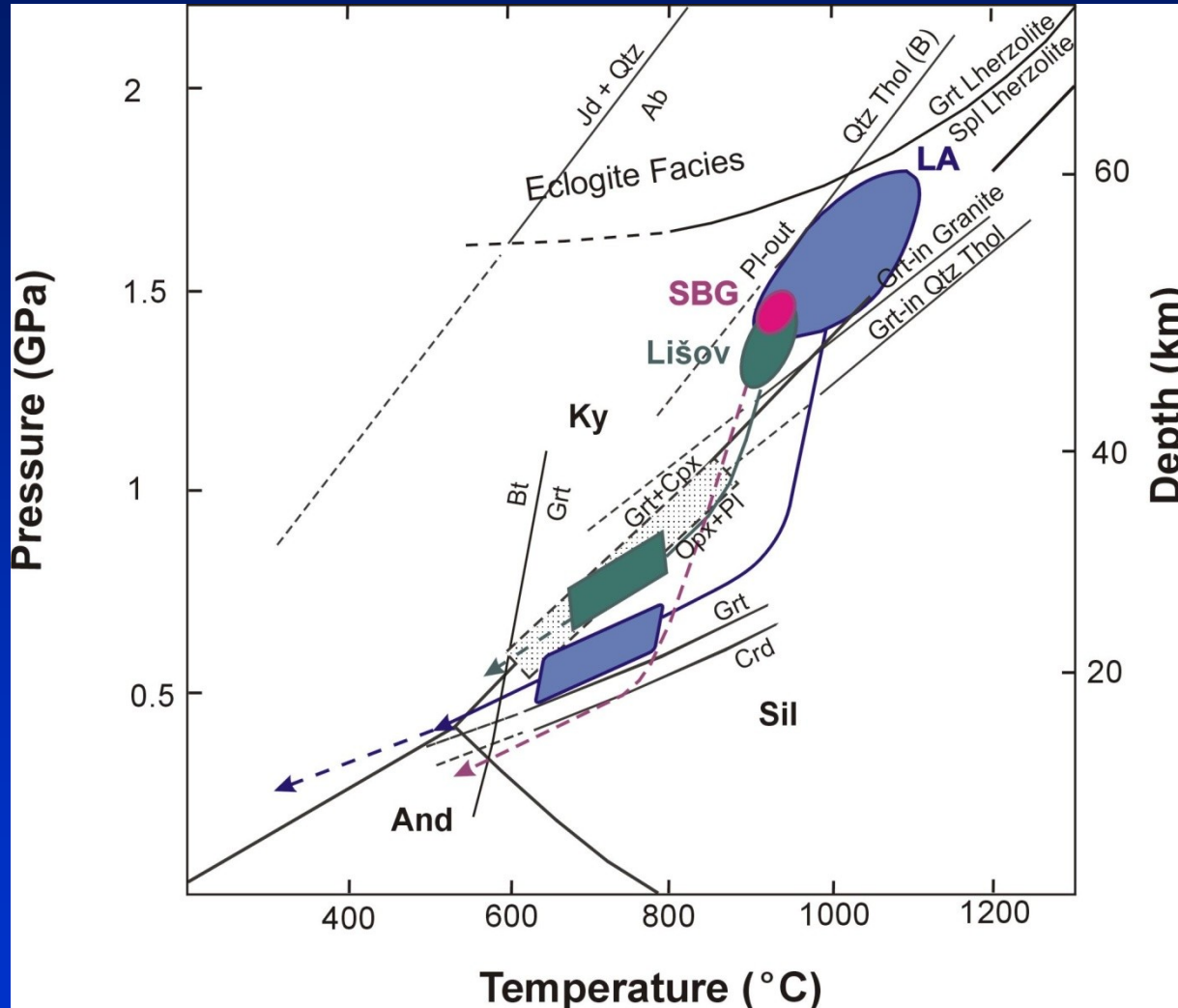
G3



A



Dráha P-T jihočeské granuly kyselé a bazické



Dráhy P-T-t pro granulity severních a jižních Čech

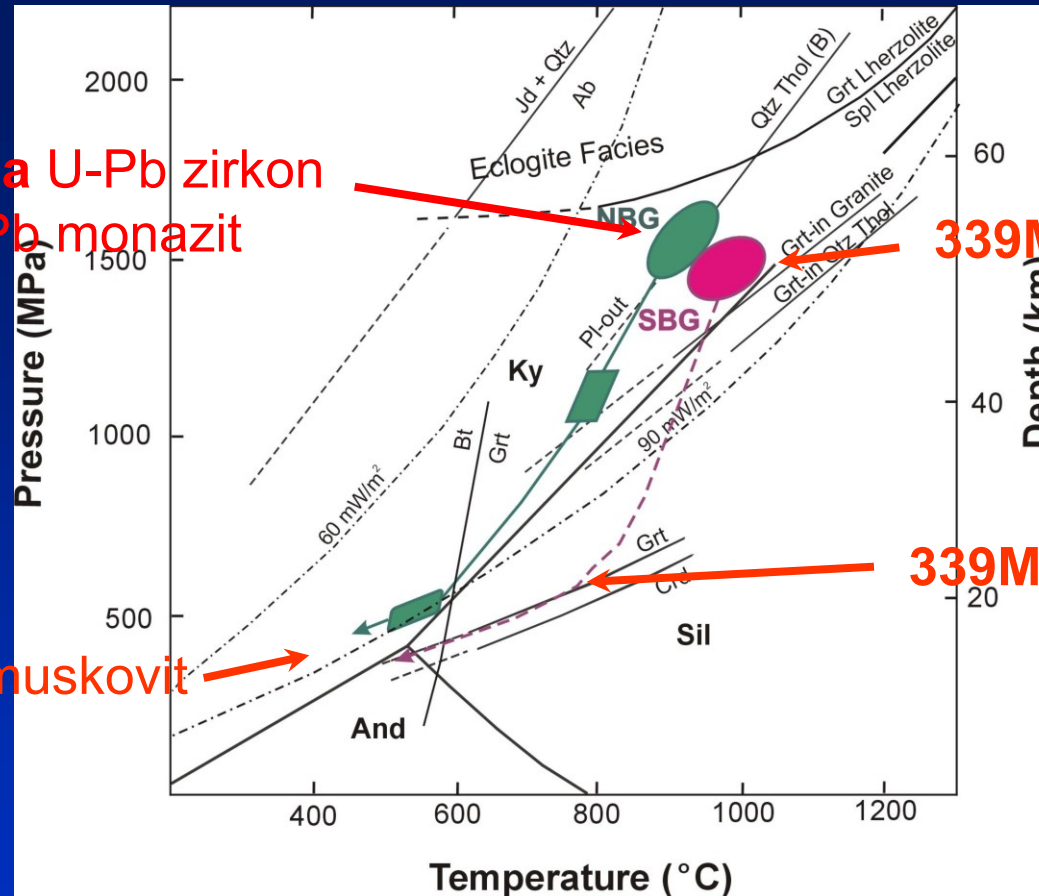
339 1, 341 1Ma U-Pb zirkon

342 1Ma U-Th-Pb monazit

339Ma U-Pb zirkon

339Ma U-Pb zirkon

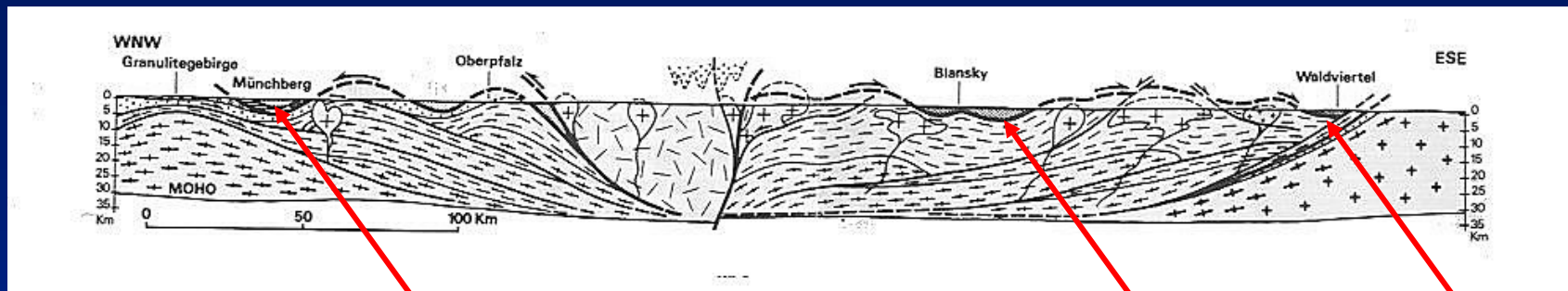
341 4Ma Ar-Ar muskovit



Kotková 1992, 1993, Kotková et al. 1996, Zulauf et al. 2000, Kroner et al. 2000

- vysoká rychlost výzdvihu (sklon P-T-t, geochronologie – překryv dat)
- SČG: efektivnější chladnutí (50 C/Ma, Zulauf et al. 2000)
- JČG: vysoký tepelný tok – přínos tepla – magma ze zemského pláště

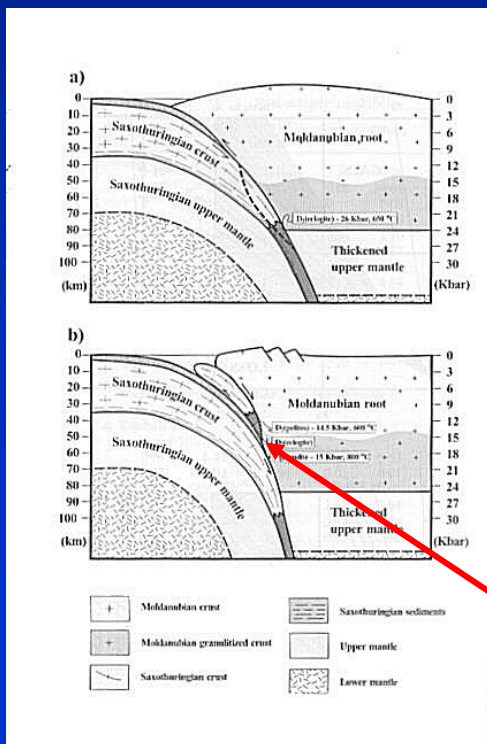
Výzdvih vysokotlakých hornin



Matte 1989

strukturní profil Českým masívem

granulity



?? výzdvih hornin z hloubky

vodítko: **dráha P-T-t**

vypovídá o tepelném a tektonickém vývoji

dané jednotky či oblasti

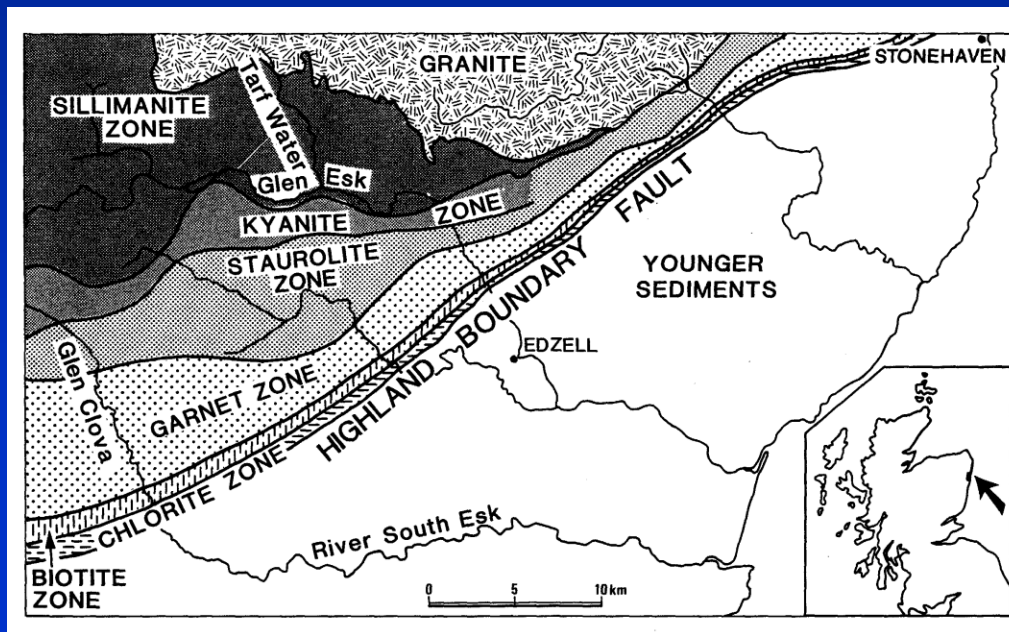
granulity
(16 kbar, Kotková 1993)

Klápová et al. 1998 cf. Chemenda et al. 1995

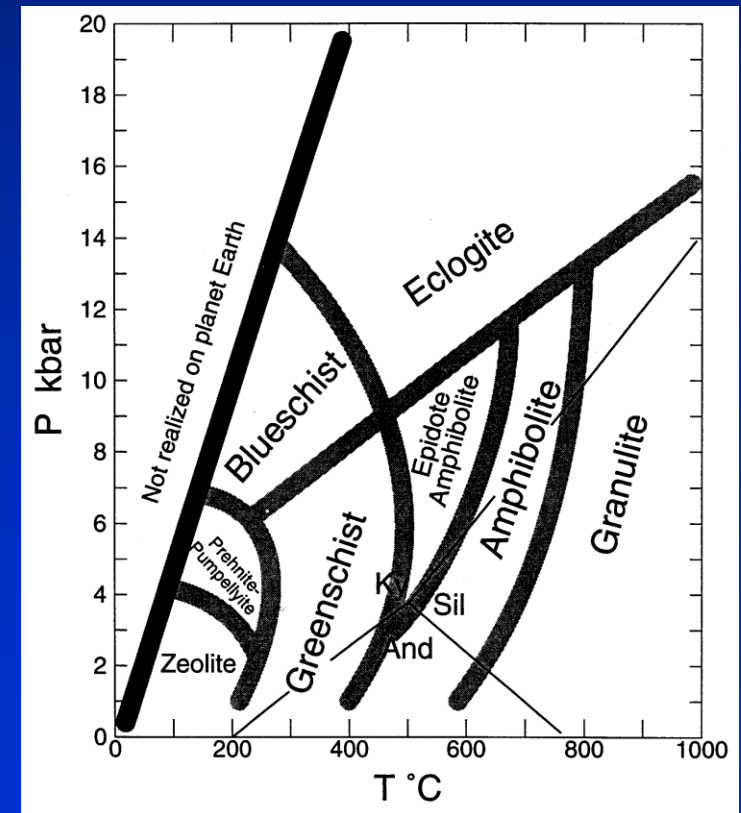
navíc

metamorfní zóny a izogrády

- metamorfní zóna – první výskyt IM
- metamorfní izograda – hranice MZ



metamorfní facie



Metamorphic Agents and Changes

- **Lithostatic pressure** is uniform stress (**hydrostatic**)
- **Deviatoric stress** = unequal pressure in different directions
- Deviatoric stress can be resolved into three mutually perpendicular stress (■) components:
 - σ_1 is the **maximum** principal stress
 - σ_2 is an **intermediate** principal stress
 - σ_3 is the **minimum** principal stress
- In **hydrostatic** situations all three are equal

Metamorphic Agents and Changes

- **Stress** is an applied force acting on a rock (over a particular cross-sectional area)
- **Strain** is the response of the rock to an applied stress (= yielding or **deformation**)
- Deviatoric stress affects the textures and structures, **but not the equilibrium mineral assemblage**
- Strain energy may overcome kinetic barriers to reactions

Metamorphic Agents and Changes

Deviatoric stresses come in three principal types:

- ◆ Tension
- ◆ Compression
- ◆ Shear

Tension: σ_1 is negative, and the resulting strain is extension, or pulling apart

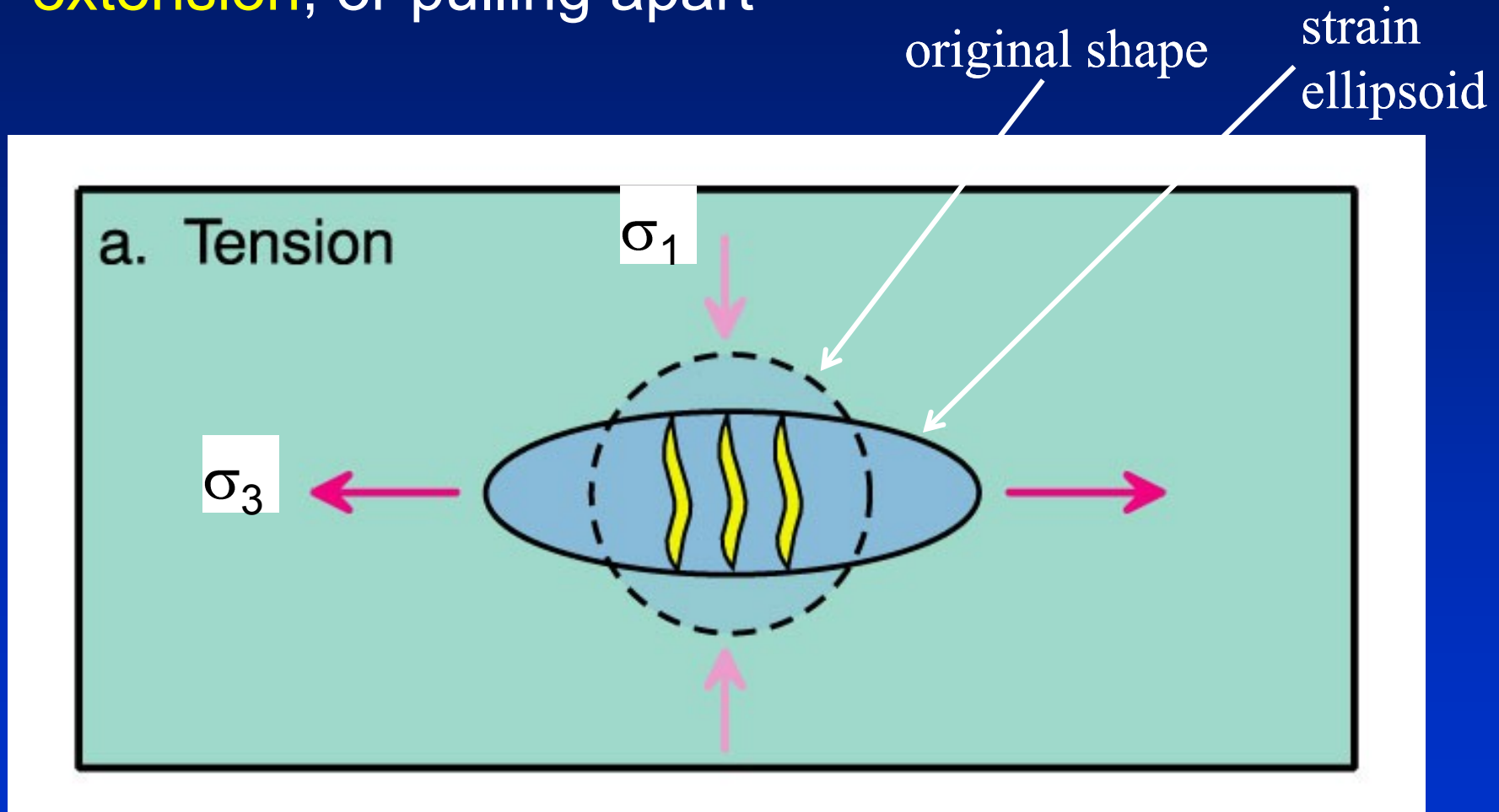


Figure 21-2. The three main types of deviatoric stress with an example of possible resulting structures. **a.** Tension, in which one stress is negative. “Tension fractures” may open normal to the extension direction and become filled with mineral precipitates. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

Compression: σ_3 is dominant, σ_1 folding or more homogenous flattening

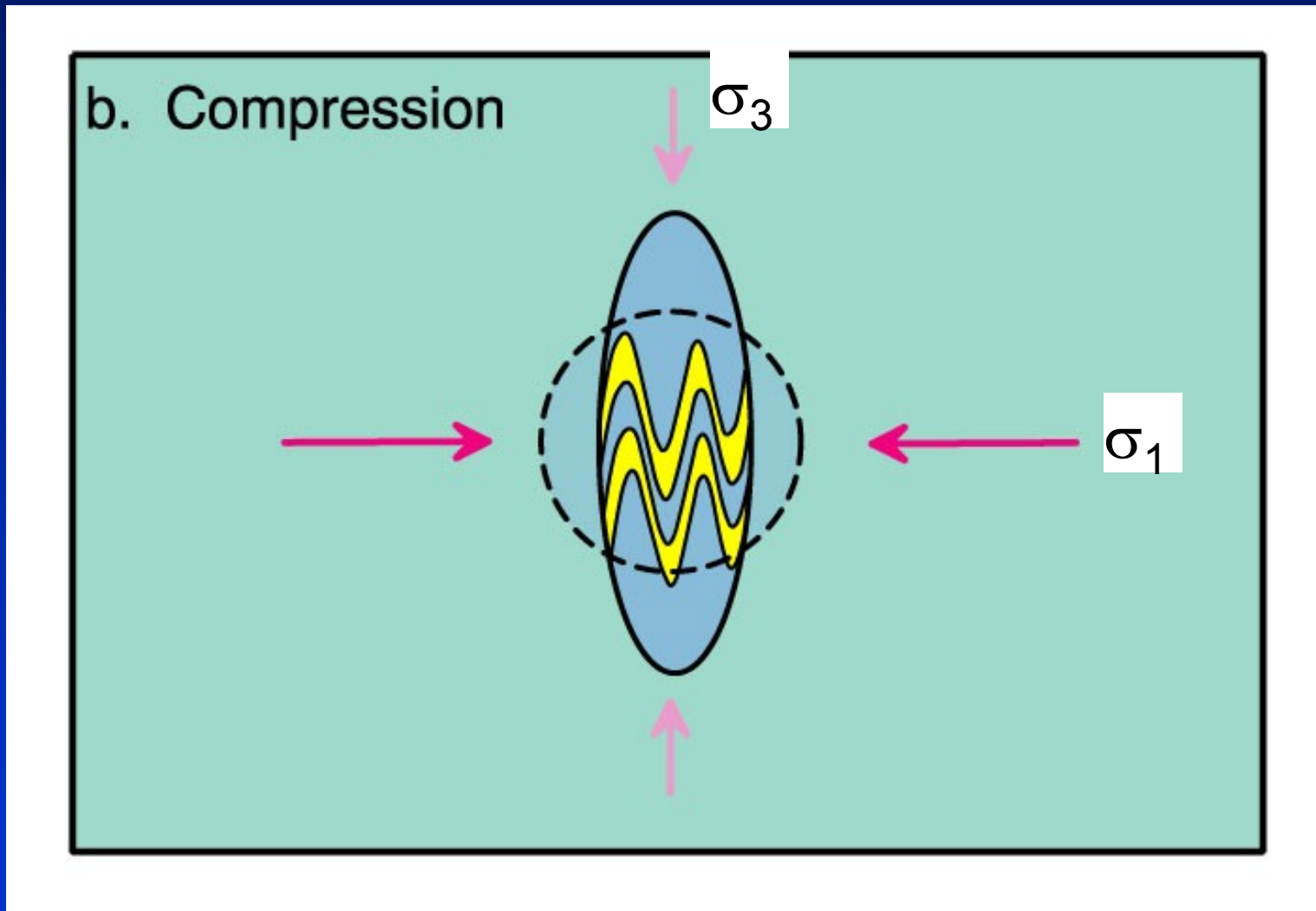


Figure 21-2. The three main types of deviatoric stress with an example of possible resulting structures. **b.** Compression, causing flattening or folding. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

- **Foliation** is a common result, which allows us to estimate the **orientation** of [redacted]

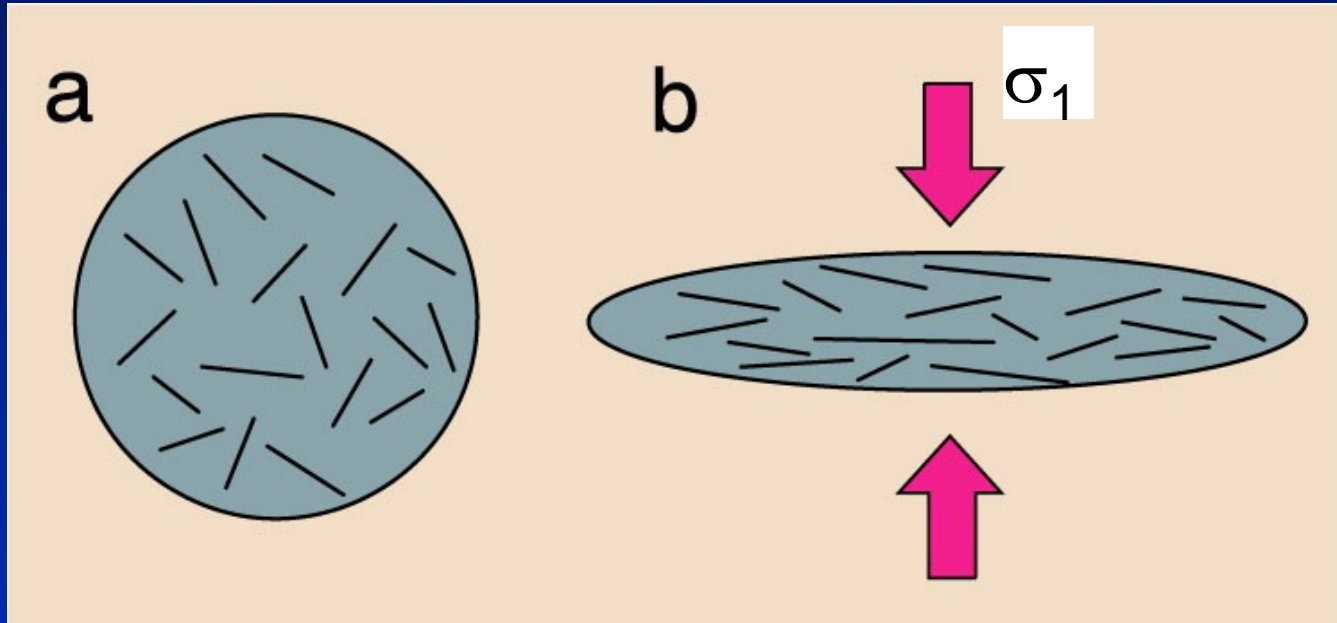


Figure 21-3. Flattening of a ductile homogeneous sphere (a) containing randomly oriented flat disks or flakes. In (b), the matrix flows with progressive flattening, and the flakes are rotated toward parallelism normal to the predominant stress. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall. 138

Metamorphic Agents and Changes

Shear motion occurs along planes at an angle to

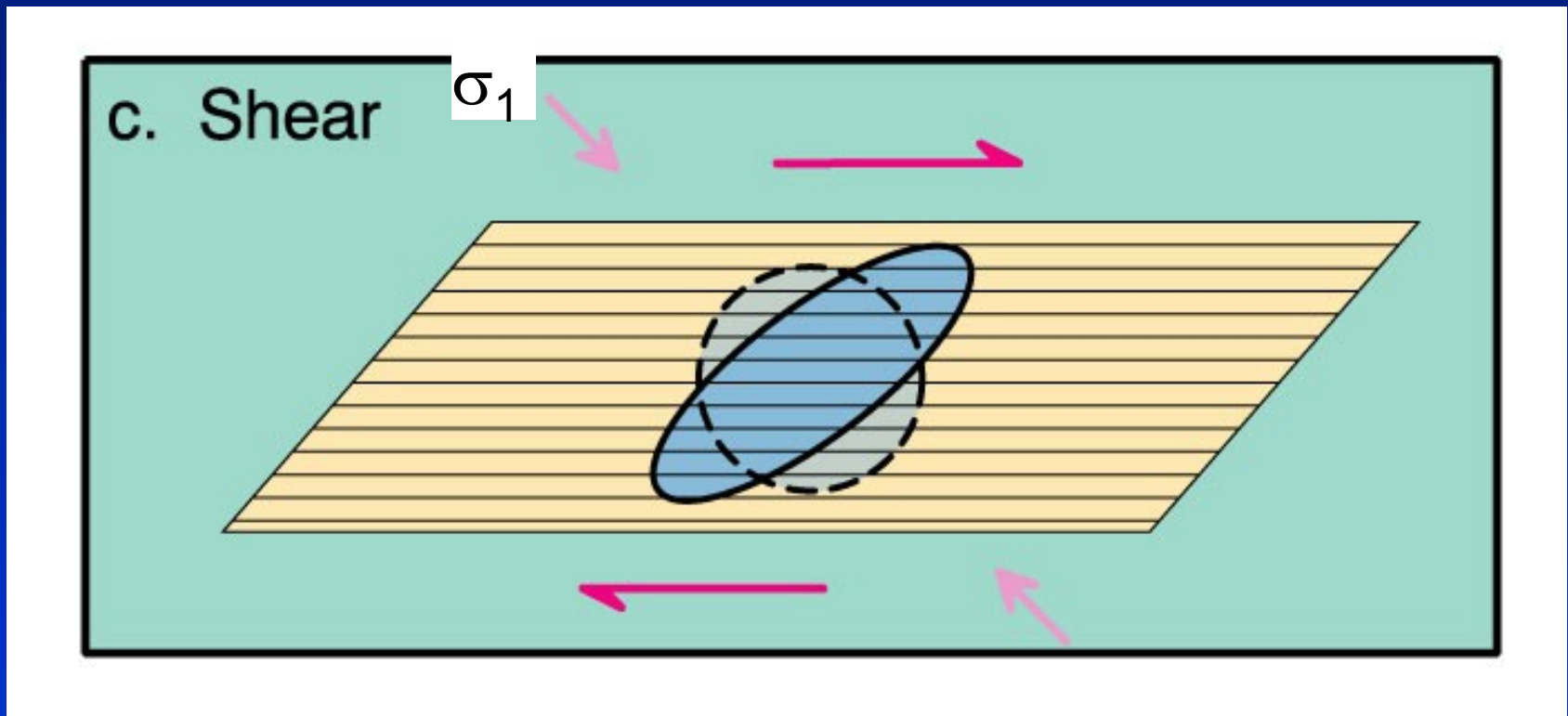


Figure 21-2. The three main types of deviatoric stress with an example of possible resulting structures. **b.** Shear, causing slip along parallel planes and rotation. Winter (2001) *An Introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall.

Heat flow and metam

Spear 1993 p. 65

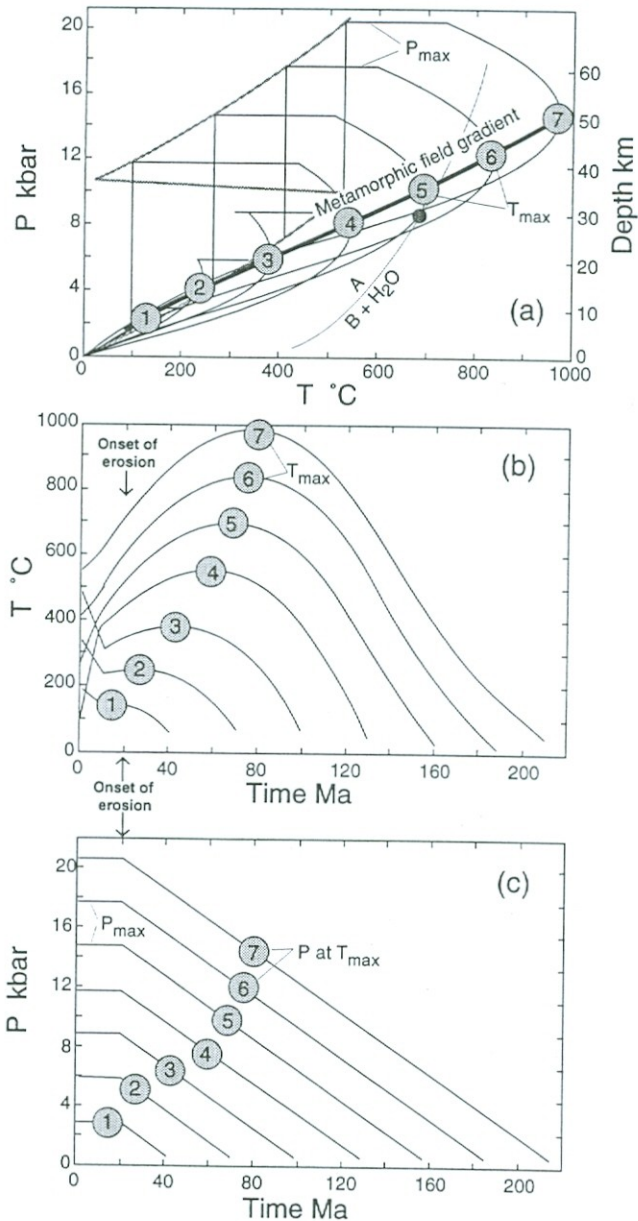


Figure 3-12. Plots showing P-T paths (a), T-time paths (b) and P-time paths (c) for 7 rocks in the overthrust model of Figures 3-10. Rocks (1) (2) and (3) are from the upper plate and (4), (5) (6) and (7) are from the lower plate. The circles labeling each rock path have been placed on the peak metamorphic conditions defined by T_{max} . Modeled using program THICKEN by S. Peacock (in: Spear et al., 1991). (a) The line drawn through the loci of thermal maxima (T_{max}) for the respective loops is labeled "metamorphic field gradient." Also, a hypothetical dehydration reaction, $A = B + H_2O$, is also shown. (b) Note that there is a progression in the time of T_{max} : deep rocks (4), (5) and (6) experience T_{max} at a later time than shallow rocks (1), (2), (3). Note also that a rock spends a long portion of its total history within 50 °C of T_{max} . (c) Note that the value of P at T_{max} is lower than the maximum value of pressure (P_{max}) for each rock.