

GEOLOGICKÉ PROCESY ZAPSANÉ V HORNINÁCH



GEPARK SPOŘILOV

L. ŠPIČÁKOVÁ A KOL.

STRATIGRAFICKÁ TABULKA

Aby bylo možné se v dlouhé historii Země orientovat a porovnávat stáří hornin na různých místech na světě, byla geologická minulost rozčleněna podle významných událostí ve vývoji planety a života na ní, které se v daném čase staly, na několik období.

Toto členění shrnuje tzv. stratigrafická tabulka, jejíž zjednodušenou verzi, doplněnou o události významné pro vývoj Českého masívu, zde uvádíme.

	ÉRA	ÚTVAR		EPOCHA	STÁŘÍ V MIL. LET	HOROTVORNÉ UDÁLOSTI VÝZNAMNÉ PRO VÝVOJ ČESKÉHO MASÍVU	
FANEROZOIKUM	KENOZOIKUM	KVARTÉR (ČTVRTOHORY)		HOLOCÉN	0 – 0,1	vznik a aktivita oherského riftu a dalších třetihorních evropských riftů	35 – 100 alpinské vrásnění vznikají Alpy, Pyreneje, Himálaj
				PLEISTOCÉN	0,1 – 2,58		
		TERCIÉR (TŘETIHORY)	NEOGÉN	PLIOCÉN	2,58 – 5,3		
				MIOCÉN	5,3 – 23		
			PALEOGÉN	OLIGOCÉN	23 – 34		
				EOCÉN	34 – 56		
				PALEOCÉN	56 – 66		
				MESOZOIKUM (DRUHOHORY)	KŘÍDA		
	JURA				143 – 201		
	TRIAS				201 – 252		
	PALEOZOIKUM (PRVOHORY)	PERM			252 – 299	320 – 340 variské vrásnění – – vznik prakontinentu Pangea – – VZNIK ČESKÉHO MASÍVU	320 – 360 kolize kontinentů 360 – 400 zaniknutí saxothuringického oceánu
		KARBON			299 – 359		
		DEVON			359 – 419		
		SILUR			419 – 443		
		ORDOVIK			443 – 487		
		KAMBRIUM			487 – 539		
PREKAMBRIUM	PROTEROZOIKUM				539 – 2500	540 – 580 kadomské vrásnění	
	ARCHAIKUM				2500 – 4500		

GEOLOGICKÉ PROCESY
ZAPSANÉ V HORNINÁCH



GEOPARK SPOŘILOV
L.ŠPIČÁKOVÁ A KOL.

Autoři textu:
Editor L. Špičáková
Kapitola 1 S. Ulrich, A. Špičák, L. Špičáková, D. Uličný
Kapitola 2 M. Machek, A. Špičák, L. Špičáková, D. Uličný
Kapitola 3 S. Ulrich, D. Uličný, L. Špičáková
Kámen mudrců M. Ťupová, L. Špičáková, M. Machek

design Carton Clan www.cartonclan.cz
tisk Janova Dílna, Třebestovice
4. vydání
vydal Geofyzikální ústav AV ČR, v. v. i. v říjnu 2021

ISBN 978-80-907882-2-0

ÚVOD	04
ZEMĚ – DYNAMICKÁ PLANETA	
SLOŽENÍ ZEMĚ	05
DESKOVÁ TEKTONIKA	07
Z HISTORIE	07
CO JE TEORIE DESKOVÉ TEKTONIKY	11
LITOSFÉRICKÉ DESKY A JEJICH ROZHRANÍ	12
HORKÉ SKVRNY	18
ZEMĚ JAKO TEPELNÝ STROJ	20
HORNINY	
CO JE HORNINA A CO MINERÁL	22
TYPY HORNIN A HORNINOVÝ CYKLUS	23
VYVŘELÉ HORNINY	24
VZNIK MAGMATU	24
POSTUPNÁ KRYSTALIZACE A ROZRŮZNĚNÍ MAGMAT	25
HLUBINNÉ, ŽILNÉ A VÝLEVNÉ HORNINY	25
NÁZVY VYVŘELÝCH HORNIN	27
USAZENÉ HORNINY	28
STRUKTURA A TEXTURA USAZENÝCH HORNIN	28
PROSTŘEDÍ VZNIKU USAZENÝCH HORNIN	30
DLOUHODOBÉ UCHOVÁNÍ USAZENÝCH HORNIN	31
PŘEMĚNĚNÉ HORNINY	33
CO JE PŘEMĚNA HORNIN, KDE A JAK K NÍ DOCHÁZÍ	33
NÁZVY PŘEMĚNĚNÝCH HORNIN	36
ČESKÝ MASÍV	
ČLENĚNÍ ČESKÉHO MASÍVU	38
VZNIK ČESKÉHO MASÍVU	40
SEDIMENTÁRNÍ PÁNVE	40
VÝVOJ ČESKÉHO MASÍVU VE ČTVRTOHORÁCH	44
SOUČASNOST A BUDOUCNOST ČESKÉHO MASÍVU	45
POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA	46
SLOVNÍČEK	47
PŘÍLOHA: Interaktivní hra KÁMEN MUDRCŮ	

ÚVOD

Horniny, které nacházíme na zemském povrchu, v sobě uchovávají informace o podmínkách, za nichž vznikly, a o geologických a klimatických procesech, které jejich vznik či přeměnu řídily. Některé procesy přitom měly a mají pro vývoj Země a lidského společenství velký význam – připomeňme například sopečnou činnost, kolísání hladiny oceánů, ukládání mocných vrstev usazených hornin, vznik pásemných horstev apod. Smyslem založení Geoparku Spořilov v areálu Geofyzikálního ústavu Akademie věd České republiky v r. 2003 bylo přiblížit zvědavé veřejnosti, žákům a studentům prostřednictvím pečlivého výběru horninových vzorků podstatu hlavních geologických procesů. Vystavené bloky hornin pocházející převážně z Českého masívu, reprezentují hlavní horninové typy vzniklé při různých procesech v kůře naší planety. Český masív – geologická jednotka, na níž leží téměř celá Česká republika a přilehlé části Rakouska, Německa a Polska – je zajímavý mimo jiné tím,

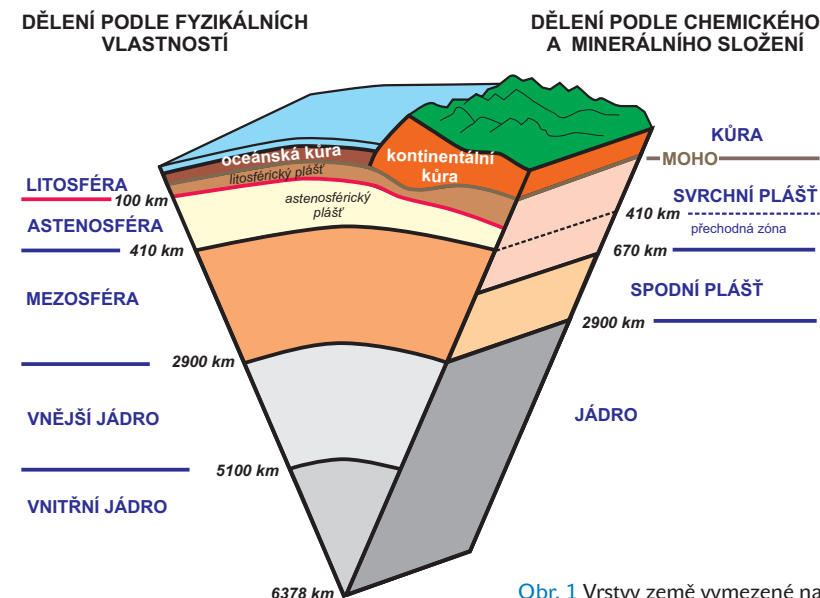
že díky svému složitému geologickému vývoji obsahuje části zemské kůry různorodého původu. Díky této rozmanitosti bylo možné shromáždit vzorky hornin od žul utuhlých několik kilometrů pod povrchem velkého pohoří, eklogitů vzniklých přeměnou staré oceánské kůry v hloubkách větších než 50 km za enormních tlaků, přes čediče z třetihorních sopek po vápence uložené na dně mělkého prvohorního moře. Tato knížka má návštěvníkům geoparku posloužit k tomu, aby si připomněli, jaké procesy naši Zemi utvářejí (kapitola první), jaké horninové typy ji tvoří (kapitola druhá) a jak vznikl a z čeho sestává Český masív (kapitola třetí). Jednotlivé exponáty geoparku jsou opatřeny vysvětlivkami, které upozorňují na charakteristické znaky příslušné horniny, podle nichž lze její historii a původ alespoň částečně na první pohled odhalit. Své nově nabyté znalosti můžete v geoparku prověřit interaktivní hrou Kámen mudrců; pracovní list k této hře je přiložen.

Aleš Špičák
„otec“ zakladatel Geoparku Spořilov

SLOŽENÍ ZEMĚ

Zemské těleso se skládá ze tří základních vrstev: **kůry, pláště a jádra** (obr. 1). Toto dělení je založeno na nepřímých pozorováních a vychází hlavně z poznatků o chování **seismických vln** (tj. vln, které vznikají při zemětřesení a procházejí zemským tělesem). Na rozhraní mezi kůrou a pláštěm rychlost seismických vln roste skokem; toto rozhraní se nazývá **Mohorovičičova diskontinuita („Moho“)** a je vysvětlováno rozdílným chemickým složením hornin. Kůra má jiné složení pod kontinenty a jiné pod oceány. Rozlišujeme proto **kůru**

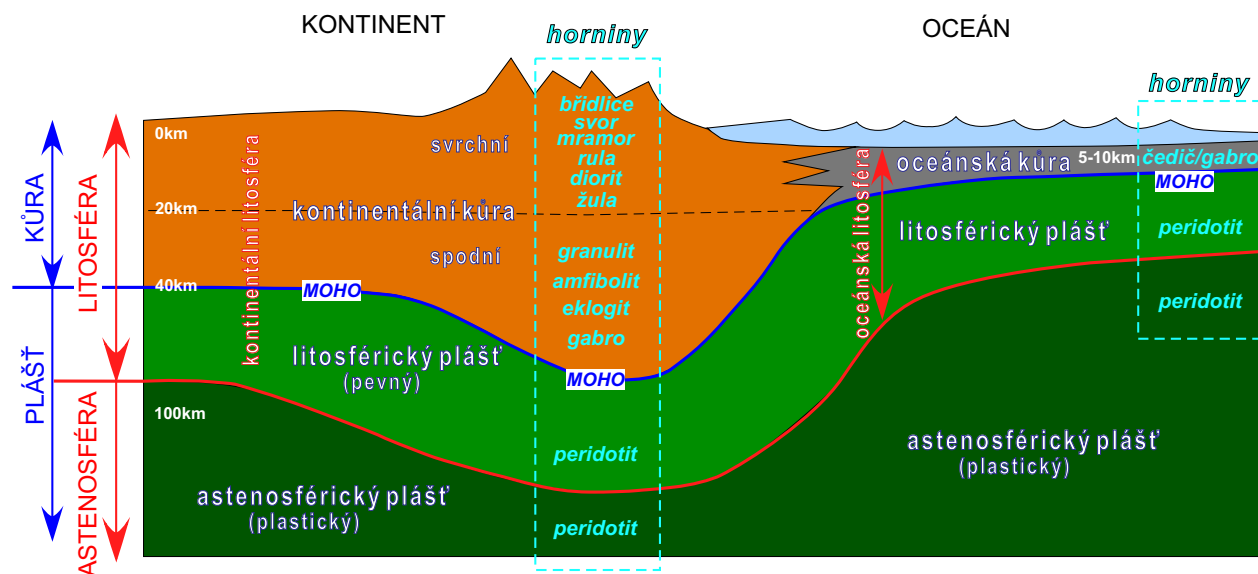
kontinentální a kůru oceánskou. Jiné dělení svrchních partií Země vychází z fyzikálních vlastností hornin, zejména z jejich pevnosti. Horní vrstva obsahující celou kůru a nejsvrchnější část pláště se chová jako pevná, krystalická hmota. Nazýváme ji **litosféra** (od řeckého lithos – kámen). Pod touto vrstvou se nachází větší část pláště, která je tvořena částečně nataveným, plastickým materiálem, který je natolik měkký, že může velmi pomalu téci. Tuto vrstvu nazýváme **astenoféra** (od řeckého asthenos – slabý) (obr. 1, 2).



Obr. 1 Vrstvy země vymezené na základě fyzikálních vlastností (vlevo) oproti členění dle chemického a minerálního složení (vpravo). V našem textu se soustředujeme na dění v litosféře a astenosféře. Ostatní vrstvy jsou zmiňovány pouze okrajově.

Používáme-li termín kontinentální resp. oceánská litosféra, mějme na paměti, že se skládá z kontinentální resp. oceánské kůry a pevné části svrchního pláště (obr. 2).

Litosféra není na celé Zemi souvislá. Tvoří ji desky velkých, zpravidla kontinentálních rozměrů, které se vzájemně velmi pomalu posouvají. Vzájemné pohyby jednotlivých litosférických desek a z toho plynoucí důsledky pro geologický vývoj shrnuje **teorie deskové tektoniky**.



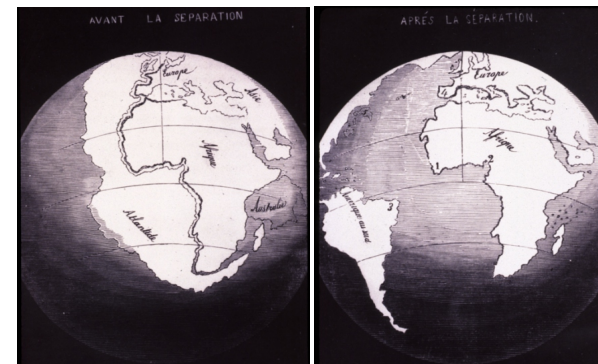
Obr. 2 Vztah mezi horními vrstvami Země vymezenými na základě fyzikálních (litosféra, astenosféra) a chemických (kůra, plášť) vlastností pod kontinenty a pod oceány. Uvedeny jsou zde horniny charakteristické pro jednotlivé vrstvy a hloubkový rozsah vrstev.

DESKOVÁ TEKTONIKA

Z HISTORIE

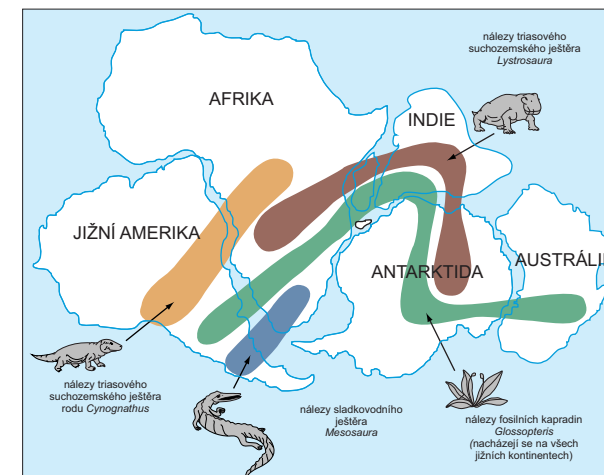
Již v roce 1596 uvedl holandský kartograf Abraham Ortelius ve své práci Thesaurus Geographicus, že Amerika byla „odtržena“ od Afriky a Evropy zemětřesením a potopami a dodal: „Srovnáme-li pobřežní linie těchto kontinentů, pak se stopy po této trhlině prozrazují samy.“ Orteliovu myšlenku oživil geograf Antonio Snider-Pellegrini v roce 1858, když publikoval dvě mapy světa, před oddělením Ameriky od Evropy a Afriky a po něm (obr. 3).

V roce 1912 předložil A. Wegener tzv. **teorii kontinentálního driftu** (angl. *drift* označuje



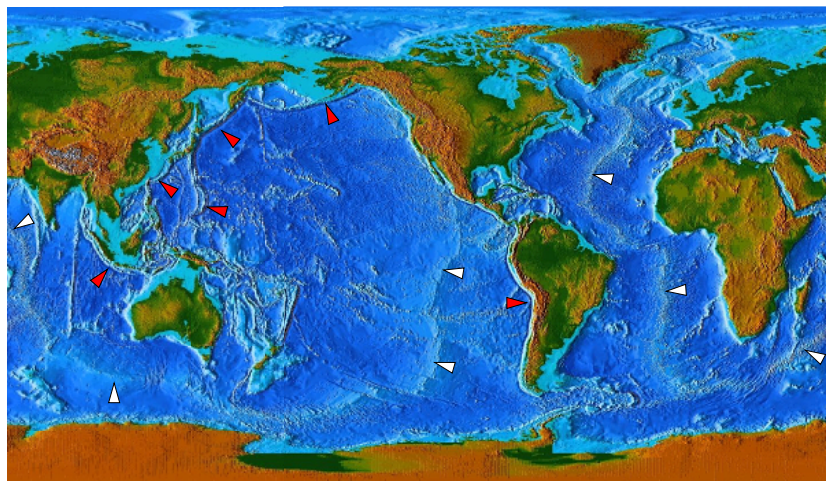
Obr. 3 Mapa světa z roku 1858 od Antonia Snider-Pellegriniho zobrazující kontinenty před oddělením (vlevo) a po oddělení (vpravo).

pohyb v proudu, unášení). Na rozdíl od svých předchůdců přinesl Wegener první geologické důkazy jak o původní celistvosti kontinentů, tak o změnách jejich polohy na Zemi. Výskyt stejných zkamenělin na jihoamerickém i africkém pobřeží Atlantiku i jinde byl důkazem původního spojení kontinentů (obr. 4); přítomnost dávných ledovcových usazenin v pouštních oblastech Afriky nebo naopak přítomnost uhelných slojí v Antarktidě svědčily o tom, že tyto oblasti se v geologické minulosti nacházely ve velmi odlišných klimatických pásmech.

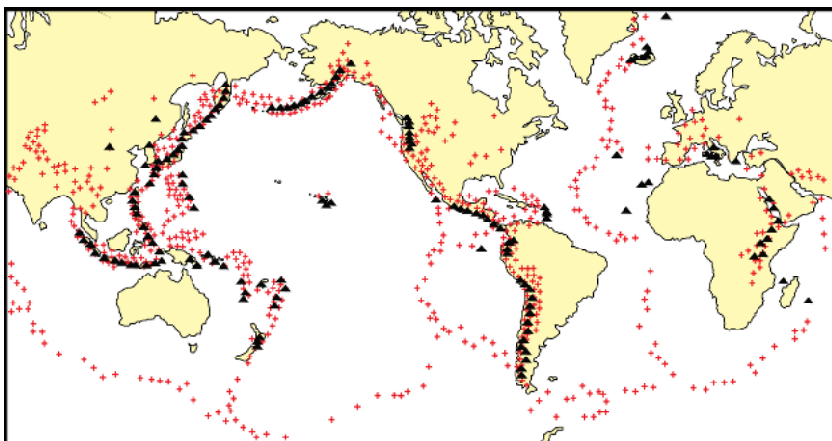


Obr. 4 Barevné pruhy zobrazují výskyt stejných zkamenělin, které se v současnosti nacházejí na různých kontinentech vzdáleny od sebe tisíce kilometrů. Je to jeden z důkazů, že kontinenty byly v minulosti spojeny v jeden (Gondwanu) tak, jak je naznačeno na mapce. Pro A. Wegenera to byl nejpádnější důkaz potvrzující jeho teorii kontinentálního driftu.

Wegenerova teorie však nedokázala objasnit, jakým způsobem se obrovské masy hornin přesouvaly. Teprve technický pokrok v 50. a 60. letech 20. století přinesl nové vědecké poznatky, které umožnily odpovědět na přetrvávající otázky. K nejvýznamnějším poznatkům patřilo zmapování relié-

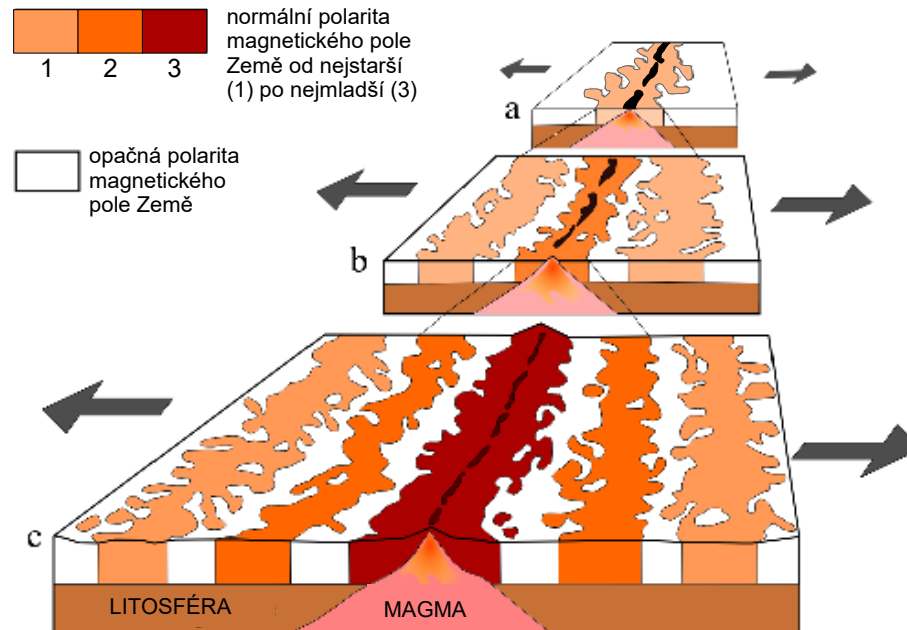


Obr. 5A Topografická mapa světa. Dno oceánů se vyznačuje výraznou topografií. Nacházejí se zde pásma podmořských pohoří, tzv. středooceánské hřbety (některé vyznačeny bílými šipkami), a hluboké prolákliny dosahující hloubky až 11 km, tzv. hlubokomořské příkopy (červené šipky).

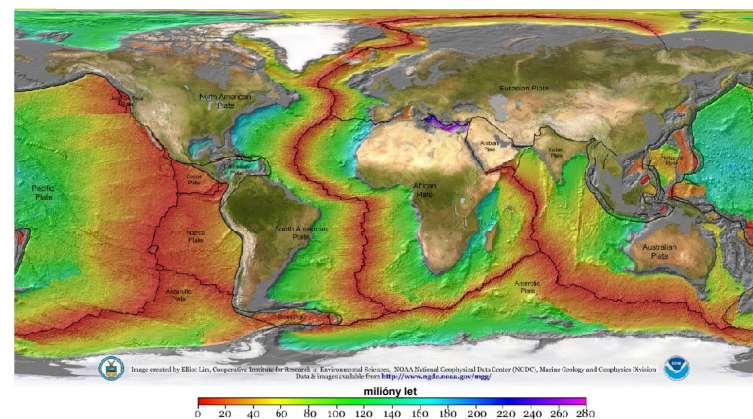


Obr. 5B Mapa světa s vyznačením epicenter zemětřesení (červené křížky) a činných sopek (černé trojúhelníky). K nejsilnějším zemětřesením dochází v blízkosti hlubokomořských příkopů, na středooceánských hřbetech bývají zemětřesení slabší.

fu dna oceánů (**obr. 5A**), potvrzení opakovaného přepólování zemského magnetického pole během vývoje Země a objev tzv. magnetických pruhů rovnoběžných se středooceánskými hřbety (**obr. 5C, 5D**) či přesná dokumentace rozložení silných zemětřesení a aktivních sopek (**obr. 5B**).



Obr. 5C Blokdiagram představující část středooceánského hřbetu s vyznačením magnetických anomálií ukazuje postupný vývoj hřbetu v několika fázích od nejstarší (a) po nejmladší (c). Magnetické pole Země mění svoji orientaci (polaritu) – severní geomagnetický pól se vymění za jižní a obráceně. Doba trvání jednotlivých polarit je desetitisíce až milióny let. Orientace magnetického pole Země v době utuhnutí vyvřelé horniny zůstává v hornině zaznamenaná. Barevně vyznačené pruhy odpovídají normální orientaci, bílé orientaci opačné. Směrem od osy hřbetu se anomálie nacházejí symetricky na obou stranách. Stáří anomálií roste také symetricky od hřbetu. Znamená to, že v centru hřbetu vystupuje neustále nové a nové magma a starší utuhlé je odsouváno na obě strany hřbetu.



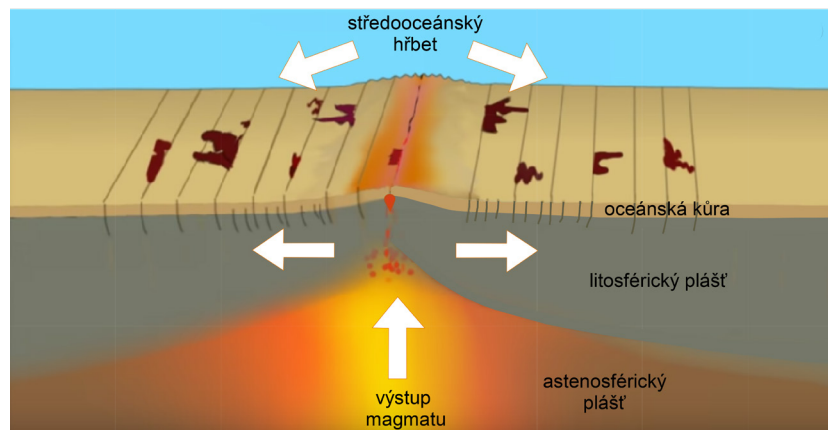
Obr. 5D Mapa světa s vyznačením stáří oceánského dna (od nejmladšího – červeně, po nejstarší – modře). Tato mapa mohla být sestavena teprve po vymapování magnetických anomálií (viz **obr. 5C**). Nejstarší oceánské dno je staré 180 mil. let. Nejmladší dno se nachází v centru středooceánských hřbetů a stárne symetricky na obě strany od nich.

V roce 1962 představil americký vědec Harry Hess myšlenku o pomalém proudění plasticky tekoucí spodní části zemského pláště pod pevnou litosférou, založenou na fyzikálním principu **konvekce**. Proudění v plášti je podle tohoto principu řízeno výstupem teplejšího, a proto lehčího materiálu blíže k povrchu, kde se ochladí a začne opět klesat do hloubky. Podobně se chová vařící se voda v hrnci (obr. 6) nebo stoupavé teplé a klesavé chladné proudy vzduchu v atmosféře.



Obr. 6 Jednoduchý experiment demonstrující proudění hmoty v zahříváné kapalině je obdobou proudění v plášti (popř. astenosféře). Takovému proudění se říká konvekce.

Na představu koloběhu hmot řízeného konvekci v tekuté části pláště navázal Hess hypotézou rozpínání oceánského dna, která se stala bezprostředním základem teorie deskové tektoniky, jak ji známe dnes. Tato hypotéza vychází ze zjištění, že roztavený materiál vystupuje z pláště na **středoocéánských hřbetech**, kde utuhne a je odtlačován na obě strany od hřbetu. Tím se v ose hřbetu vytváří stále nové oceánské dno za současného oddalování desek (obr. 5C a obr. 7).

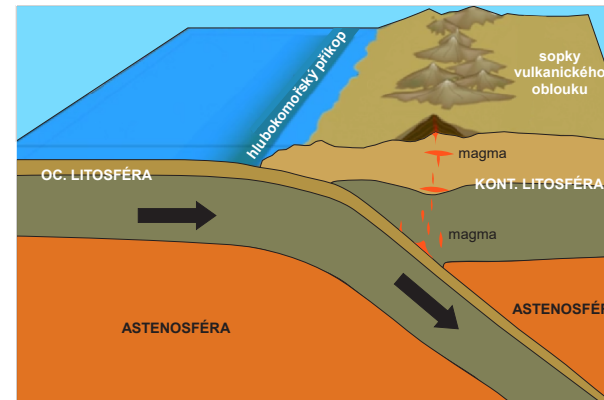


Obr. 7 Výstup magmatu pod středoocéánskými hřbety za současného odsouvání utuhlých hornin do stran vede k tvorbě nové oceánské kůry.

Naopak v místech **hlubokomořských příkopů**, např. na okrajích Tichého oceánu, dochází k **zasouvání (subdukci)** oceánského dna zpět do pláště a tedy k recyklaci jeho hmot (obr. 8). Koloběh vzniku a zániku oceánské litosféry udržovaný konvekci spodního pláště byl důležitým článkem doplňujícím Wegenerovu teorii a umožnil na konci šedesátých let spojit geologická a geofyzikální pozorování v jednu zastřešující teorii – **teorii deskové tektoniky**.

CO JE TEORIE DESKOVÉ TEKTONIKY

Geologický termín **litosférická deska** označuje deskovité těleso tvořené pevnými horninami, které na povrchu Země zaujímá plochu několika milionů km². Slovo **tektonika** má svůj původ v řeckém slově *tekton* – stavět a v geologii se používá jako označení stavby zemské kůry, resp. litosféry. Termín **tektonika litosférických desek** vyjadřuje vzájemné uspořádání desek, jejich pohyb a deformaci. Litosférické desky se na povrchu Země posouvají; na



rozhraní některých desek se tvoří nová litosféra, zatímco na jiných rozhraních se litosféra zasouvá do pláště a tam postupně zaniká. Teorie deskové tektoniky propojuje mnoho oborů věd o Zemi od paleontologie (studium zkamenělin) až po seismologii (studium zemětřesení a šíření seismických vln) a dává odpovědi na otázky, které nebylo možné po celá staletí zodpovědět – například proč se zemětřesení a sopečná činnost soustřeďují pouze do určitých oblastí, proč vznikají velká pohoří jako Alpy nebo Himálaj – i na mnohé jiné. Lze říci, že teorie deskové tektoniky je pro vědy o Zemi stejně důležitá jako objev struktury atomu pro fyziky a chemiky či evoluční teorie pro biology. Řadu jevů, jež byly v 60. letech jen předpokládány, se podařilo potvrdit a dnes můžeme např. s pomocí GPS přímo měřit rychlosti a směry pohybu desek. Mnoho procesů však stále teprve poznáváme a původní předpoklady z počátků teorie deskové tektoniky procházejí úpravami. Kromě samotných litosférických desek se jako významná součást vnitřní dynamiky naší planety ukázaly tzv. **horké skvrny**, které jsou projevem teplotních anomálií vycházejících z hlubších částí zemského tělesa a jsou do značné míry nezávislé na dění v samotných litosférických deskách.

Obr. 8 Zasouvání (subdukce) oceánské litosférické desky v místě hlubokomořského příkopu. Starší a tedy chladnější část desky je natolik těžká, že se působením gravitace zanoří do teplé lehčí astenosféry. Zbytek desky pak táhne za sebou. Sílu způsobující zanoření desky označujeme jako tah desky (angl. „slab pull“) a dnes je považována za hlavní sílu řídící pohyb litosférických desek.

LITOSFÉRICKÉ DESKY A JEJICH ROZHRANÍ

Množství, velikost a pozice litosférických desek se během geologické historie Země měnily. V současné době se na Zemi nachází dvanáct velkých a několik menších desek (obr. 9).

K nejintenzivnějším geologickým procesům dochází na okrajích desek a to hlavně v závislosti na tom, jakým směrem se desky vůči sobě pohybují.

Základní směry vzájemného pohybu desek a typy jejich rozhraní jsou: (1) rozbíhavé (**divergentní**) – desky se pohybují od sebe, (2) sbíhavé (**konvergentní**) – desky směřují proti sobě, (3) **transformní** – desky podél rozhraní oproti sobě „prokluzují“ v horizontálním směru. Každému z těchto tří typů vzájemného pohybu desek odpovídají charakteristické fyzikální procesy a z nich vyplývající specifické geologické projevy (obr. 10).

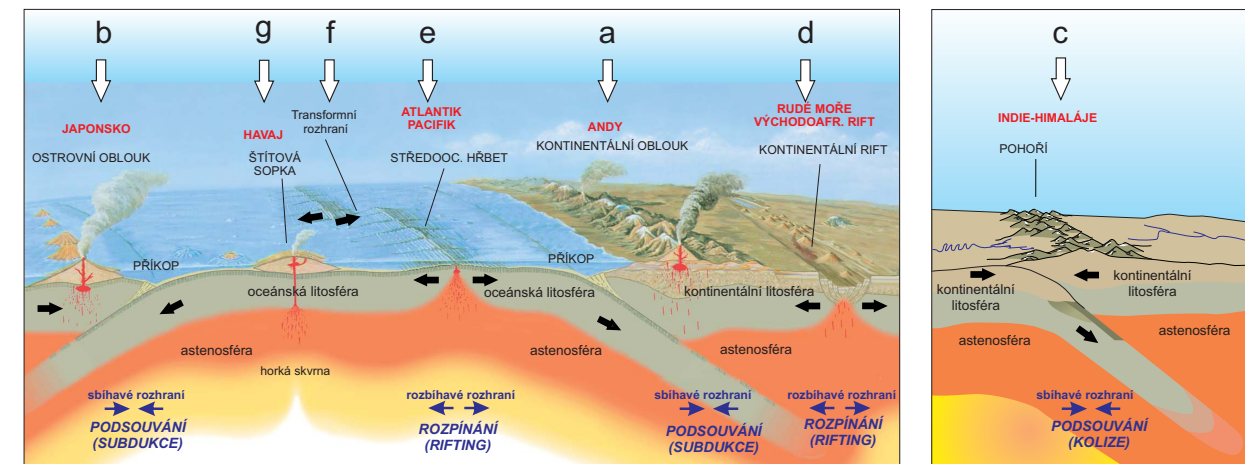


Obr. 9 Velikost a směr pohybu litosférických desek. Bílé šipky označují relativní pohyb na rozhraní desek, žluté šipky absolutní pohyb vztahený k referenční síti horkých skvrn. Číslice udávají velikost pohybu v centimetrech za rok. Zubaté červené čáry vyznačují sbíhavá rozhraní (špičky zubů ukazují směr zanořování podložní desky), modré čáry sledují rozbíhavá rozhraní desek a bílé čáry rozhraní transformní.

Vzájemný pohyb desek souvisí s konvekcí v astenosférické části pláště jen do jisté míry. Dnes oproti počátkům teorie deskové tektoniky totiž víme, že dráhy konvekčního proudění jsou velmi složité (obr. 11) a že nebyla zcela správná původní představa o pevném napojení pohybu litosférických desek na proudění hmot astenosféry pod nimi (obr. 12).

Z GPS měření víme, že se po povrchu Země pohybují jak litosférické desky, tak jejich rozhraní, a je

nepravděpodobné, že by se stejnou rychlostí pohybovaly i konvekční buňky. Desky se pohybují do jisté míry odděleně od astenosféry. Z řady sil, které na desky působí a podílejí se na jejich pohybu, je nejvýznamnější gravitační síla zatahující starší (ochlazené a tedy těžší) části oceánských desek směrem dolů, do astenosféry. Tato síla je označována jako tah desky (angl. slab pull) (obr. 8).

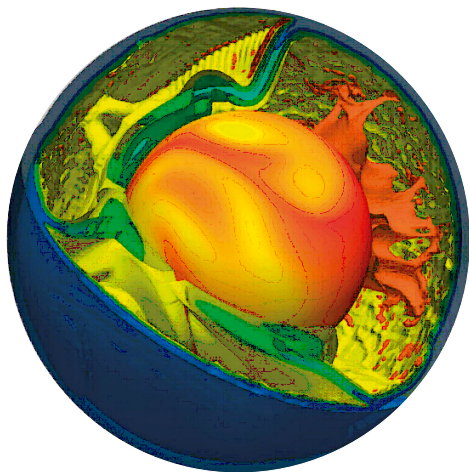


Obr. 10 Schematický řez svrchní částí zemského tělesa znázorňující procesy, které probíhají na jednotlivých typech rozhraní litosférických desek (a–g), a jejich vztahy k povrchovým útvarům. Směry pohybu litosférických desek jsou vyznačeny silnou černou šipkou. Sbíhavá rozhraní – a, b, c; rozbíhavá – d, e; transformní – f; horká skvrna nezávislá na pohybech desek – g.

Rozbíhavé (divergentní) rozhraní

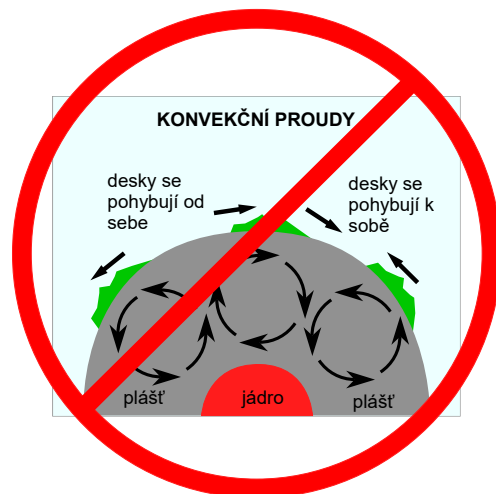
Rozbíhavé rozhraní, kde se litosférické desky pohybují od sebe, je významné především tím, že na něm vzniká nová litosféra (obr. 7). Tento proces lze přímo pozorovat na **středoocéánských hřbezech** (obr. 10-e).

Tahové napětí, které působí na tomto typu rozhraní, vede k roztažení a tedy ke ztenčení litosféry. To se na povrchu projeví vznikem protáhlých pro-



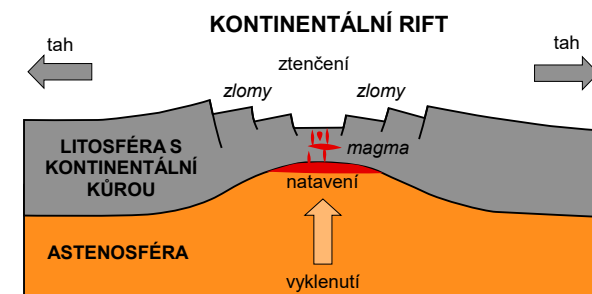
Obr. 11 Model barevně znázorňující rozložení různě teplých hmot v zemském tělese (od nejteplejší oranžové v jádře, přes žlutou a zelenou až po chladnou modrou na povrchu). Zřetelné je velmi složité prostorové uspořádání teplých a studených „proudů“. Z rozhraní jádra a pláště stoupají teplé hmoty, tzv. plášťové chocholy (oranžové). Z povrchu se zanořují chladné subdukující desky (modré až zelené). Některé zanořené desky se v plášti ohřívají velmi pomalu a klesají až k hranici pláště a jádra.

hlubní, tzv. **příkopů**, omezených zlomy; současně se blíže k povrchu dostane prohřátý materiál pláště (obr. 13). Vystupující astenosférický materiál je vystaven nižšímu tlaku nadložních hornin, což vede k jeho částečnému natavení. Tavenina má menší hustotu než původní materiál, je lehčí a stoupá k zemskému povrchu (obr. 7). Proto je roztahování litosféry doprovázeno sopečnou činností, při níž vznikají horniny čedičového (bazaltového) složení.



Obr. 12 Původní, dnes již překonaná představa o jednoduchém proudění hmot v plášti a o pohybu litosférických desek, založená na předpokladu, že se pevné desky pohybují spolu s astenosférou (pláštěm), „přilepeny“ na jejím povrchu. Směr pohybu desek měl být totožný se směrem cirkulace kruhových plášťových konvekčních buněk

Oblast, ve které uvnitř kontinentální desky probíhají výše popsané procesy, se nazývá **kontinentální rift** (obr. 10-d). (Slovo *rift* pochází ze severských jazyků a znamená oddělování, otvírání.) Pokračujícím tahem a s tím souvisejícím ztenčováním kontinentální kůry může dojít až k jejímu porušení, vzniku trhlin a k výlevům velkého množství čedičů. Tímto způsobem vzniká nová oceánská kůra. Neroztavená část pláště zůstává pod čedičovou vrstvou a tvoří spodní část oceánské litosféry. Trhliny, jimiž se vylévají další a další čedičové lávy, ohraničují tzv. **riftové údolí**. Neustálým přísunem ohřátého materiálu vystupujícího z hloubek dochází k tomu, že se po obou stranách riftového údolí zdvihají morfologicky vyvýšené oblasti, které tvoří protáhlá pohoří na dnech oceánů, tzv. **středoocéánské hřbety**. Jsou to nejdelší horská pásma, jež na naší planetě existují. K nejvýznamnějším patří středoat-



lantský a východopacifický hřbet. K výraznému riftingu uvnitř pevniny dochází v současnosti ve východní Africe (oblast východoafrických jezer). Za příklad počínajícího – avšak v rané fázi vývoje ukončeného – kontinentálního riftingu na našem území pokládáme tzv. oherský rift, soustavu příkopů vyplněných třetihorními hnědouhelnými pánvemi v Podkrušnohoří a vulkanity Českého středohoří.

Sbíhavé (konvergentní) rozhraní

V místech, kde se litosférické desky sbíhají, závisí výsledný geologický proces, z toho plynoucí stavba horninového prostředí a morfologie zemského povrchu především na tom, jaké typy litosféry se dostanou do kontaktu. Vzhledem k tomu, že existují dva typy litosféry, kontinentální a oceánská (obr. 2), mohou nastat tři možnosti: (1) kontinentální litosféra se střetne s oceánskou li-

Obr. 13 Působením tahových sil na litosférickou desku dojde k jejímu roztažení a ztenčení. V důsledku ztenčení se astenosféra dostane blíže k povrchu a počne se tavit, což je provázeno různými formami vulkanismu. Nejsvrchnější část litosféry je porušena poklesovými zlomy, které vytvářejí tzv. příkopovou propadlinu neboli rift.

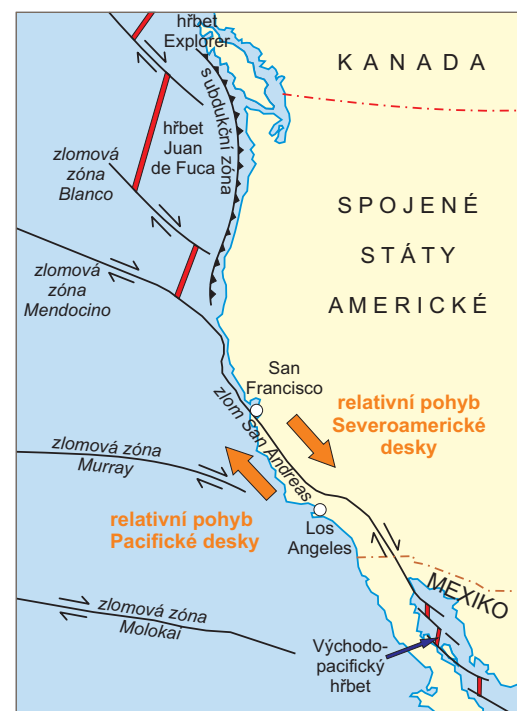
tosférou (obr. 10-a), (2) oceánská litosféra s oceánskou (obr. 10-b) a (3) kontinentální litosféra s kontinentální (obr. 10-c). Při konvergenci kontinentální a oceánské litosféry se proti sobě pohybují horninové masivy s odlišnou hustotou. Protože průměrná hustota oceánské litosféry je větší než hustota litosféry kontinentální, těžší oceánská litosféra se zanořuje pod lehčí litosféru kontinentální; tento proces je označován jako **subdukce**. Zanořovaná (subdukující) deska se tím dostává do větších hloubek a je vystavena vyšším teplotám a tlakům, než ve kterých se nacházela původně. To vede mimo jiné k tomu, že vodou bohaté minerály oceánské kůry a sedimenty uložené na oceánském dně postupně vodu uvolňují. Uvolněná voda stoupá vzhůru do nadložní kontinentální desky a napomáhá tavení jejích hornin. Roztavené horniny rovněž stoupají vzhůru a dostávají se až na zemský povrch, kde vytvářejí sopečná pohoří, tzv. **vulkanické oblouky**. Příkladem kontinentálního vulkanického oblouku jsou Andy, které vznikly v důsledku zanořování oceánské litosféry desky Nazca pod kontinentální Jihoamerickou desku. Na dně moře vzniká podél kontaktu obou desek **hlubokomořský příkop**; v uvedeném případě rozhraní desky Nazca a desky Jihoamerické je to příkop Peruánsko-chilský. Podobný proces nastává při konvergenci dvou oceánských desek, kdy starší a tedy chladnější a těžší oceánská deska se podsuně, subdukuje, pod mladší oceánskou desku, teplejší a méně těžkou (obr. 10-b). Sopky, které při tomto typu konvergence vznikají na oceánském dně, se stálým přísunem magmatu postupně zvětšují; ně-

kteří dosahují až nad mořskou hladinu a vytvářejí sopečné ostrovy uspořádané do tzv. **ostrovního oblouku**. Také v tomto případě se podél rozhraní desek vytváří hlubokomořský příkop. V oblastech subdukce vznikají nejsilnější světová zemětřesení. Pokud subdukce oceánské litosféry postoupí natolik, že je celé oceánské dno postupně pohlceno, dostanou se do vzájemného kontaktu části desek s kontinentální kůrou a dojde k tzv. **kontinentální kolizi** (obr. 10-c). Protože je průměrná hustota hornin kontinentální litosféry obou kolidujících desek nízká, nedovolí to ani jedné z nich zanořit se do astenosféry. Desky se na kolizním kontaktu lámou na menší, 2–3 km mocná plochá tělesa, která se přes sebe přesouvají ve formě tzv. příkrovů a vytvářejí pásemné pohoří – **orogen**. Podél kolizní linie tak dochází ke značnému ztlustění zemské kůry, resp. litosféry až na dvojnásobek obvyklé moci. Horniny v hlubších partiích ztlustělé kontinentální litosféry jsou vystaveny vyšším teplotám a tlakům, než v jakých se nacházely před kolizí. To má za následek jednak změnu minerálního složení hornin, jednak jejich natavení. Zásobárny roztavených hornin se nazývají **magmatické krby**; ty jsou zdrojem těles hlubinných vyvěrelin, tzv. **plutonů**. Příkladem kolizního typu rozhraní je styk Indické a Euroasijské desky lemovaný nejvyššími pohořími na naší planetě, Himálajem a Karákoramem. Většina hornin a hlavních tektonických struktur Českého masívu jsou výsledkem kolize několika desek před 360 až 320 mil. lety (tzv. variské vrásnění), které vytvořily superkontinent Pangea.

Transformní okraje a transformní zlomy

Okrajům litosférických desek, jež se pohybují podél sebe buď v opačných směrech, nebo ve stejném směru, ale různou rychlostí, říkáme transformní okraje (obr. 10-f). Plocha, která od sebe v tomto případě litosférické desky odděluje, se na-

zývá **transformní zlom**. Nejznámějším příkladem transformního okraje litosférických desek je zlom San Andreas v Kalifornii, oddělující Pacifickou oceánskou desku od desky Severoamerické. Vzájemný pohyb litosférických desek podél tohoto zlomu způsobuje silná zemětřesení (obr. 14).



Obr. 14 Transformní rozhraní Pacifické a Severoamerické desky v oblasti Kalifornie, tvořené zlomem San Andreas. Směr vzájemného pohybu litosférických desek podél tohoto zlomu je vyznačen oranžovými šipkami, směr pohybu na sousedících zlomech černými šipkami.

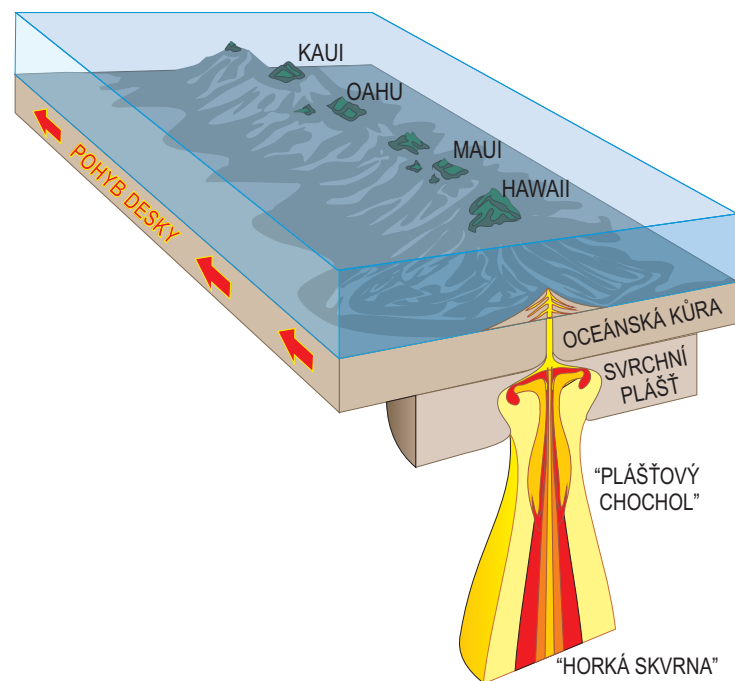
HORKÉ SKVRNY

V některých případech není intenzivní sopečná a zemětřesná činnost vázána na okraje litosférických desek a na jejich vzájemné pohyby, ale dochází k ní uvnitř desek (obr. 10–g). Například Havajské ostrovy, které jsou celé sopečného původu, vznikly uprostřed Tichého oceánu ve vzdálenosti přes 3000 km od nejbližšího okraje Pacifické desky.

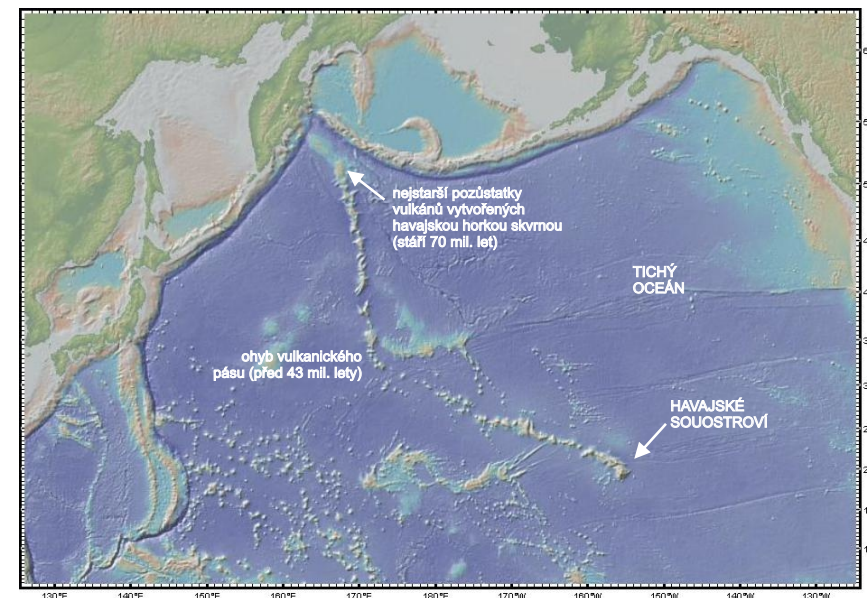
Aby se na jednom místě po velmi dlouhé časové období (desítky milionů let) udržela sopečná činnost, je třeba stálý a dostatečně výkonný zdroj tepla. V současnosti převládá názor, že se takové tepelné zdroje nacházejí hluboko v zemském plášti, popř. až na hranici vnějšího jádra a spodního pláště v hloubce 2900 km. Z takto hluboko uloženého zdroje tepla pak stoupají horké plášťové hmoty

v podobě tzv. **plášťových chocholů** pod pohybuující se litosféru, kde vytvářejí magmatický krb. Ten zásobuje magmatem povrch desky, kde v důsledku toho vzniká poměrně úzce omezená sopečná oblast. Celý tento hluboko založený jev a na něj vázané geologické struktury označujeme jako **horkou skvrnu**. Protože se litosférická deska nad magmatickým krbem pohybuje, povrchové produkty vulkanické aktivity (sopky, lávové proudy) se spolu s litosférickou deskou posouvají mimo dosah podložního

magmatického krbu a vytvářejí pásmo vyhaslých sopek, které „stárnou“ ve směru pohybu desky (obr. 15). V případě havajského souostroví se takové pásmo vyhaslých podmořských vulkánů táhne severozápadním směrem až k 6000 km vzdálenému Aleutskému hlubokomořskému příkopu (obr. 16). Kromě Havajských ostrovů je v současnosti na naší planetě známo kolem padesáti aktivních horkých skvrn, mezi něž patří například Kanárské ostrovy či oblast Yellowstone.



Obr. 15 Schéma vzniku havajského souostroví jako součást Pacifické desky pohybuující se nad horkou skvrnou.



Obr. 16 Pásmo vyhaslých sopek na mapě reliéfu dna Tichého oceánu svědčí o pohybu Pacifické desky nad havajskou horkou skvrnou během uplynulých 70 milionů let. K výraznému ohybu sopečného pásu došlo před 43 milióny let v důsledku změny směru pohybu Pacifické desky. Příčina tohoto procesu nebyla dosud uspokojivě vysvětlena.

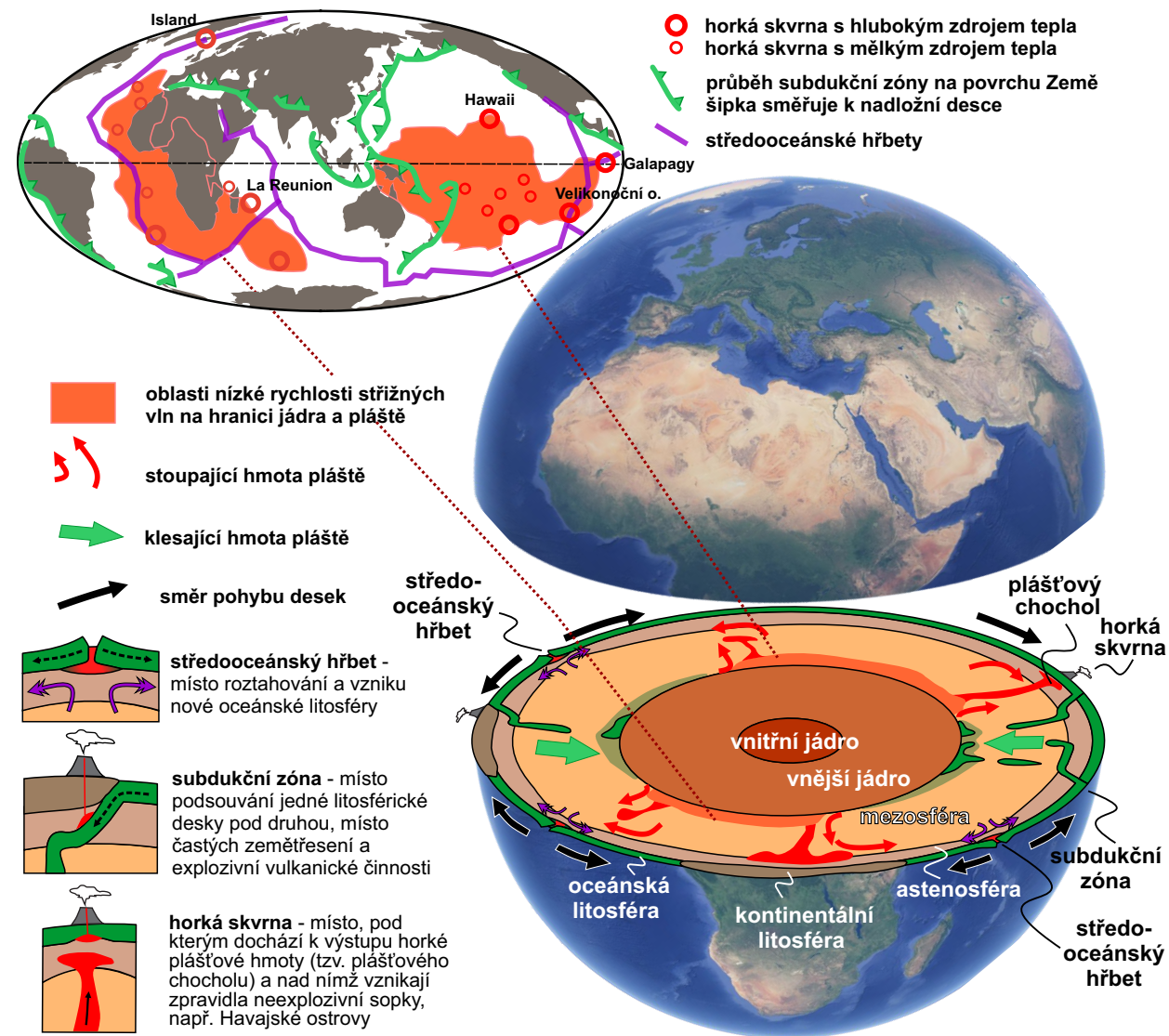
ZEMĚ JAKO TEPELNÝ STROJ

V předchozích odstavcích se píše o tom, jak komplikovaný je obraz pohybu a recyklace hmot pláště a kůry. V principu si však můžeme Zemi představit jako "tepelný stroj", poháněný teplem z jejího nitra, kdy hlavním zdrojem pohybu je výstup ohřátých hmot a jejich klesání po ochlazení při povrchu planety. Jak již bylo řečeno, tento pohyb se nazývá konvekce neboli proudění. Konvekce je mechanismus, kterým se Země velmi efektivně ochlazuje. Rychlost a stupeň ochlazování Země byly patrně vhodné k tomu, aby se mohla rozběhnout desková tektonika. Svoji roli přitom sehrála kromě optimální vzdálenosti od Slunce a postupné tvorby atmosféry zřejmě i vhodná velikost planety. Země je jediná planeta, o níž víme, že na ní desková tektonika probíhá.

Obrázek 17 ukazuje na řezu polokoulí zemským tělesem souvislost mezi prouděním hmot v plášti a pohybem litosférických desek. Teplými barvami (červená, oranžová) jsou znázorněny oblasti s teplotou vyšší, než je jejich okolí, zelenými odstíny oblasti chladnější. Tyto oblasti byly vymezeny na základě pozorování seismických vln, které se zemským tělesem šíří. Teplejším prostředím se vlny šíří pomaleji, studenějším rychleji. V hloubkách odpovídajících hranici jádra a pláště se tak pod západní částí Afriky a pod centrální částí Tichého oceánu nacházejí dvě rozsáhlé teplejší oblasti. Z nich vystu-

puje několik sloupců teplého materiálu, jež pronikají vzhůru napříč mezosférou i astenosférou a pod pevnou litosférou vytvářejí houbovitý útvar. Tyto tzv. plášťové chocholy jsou zdrojem výrazné vulkanické činnosti. Na povrchu taková místa označujeme jako horké skvrny; k nejznámějším patří Havaj, Réunion, Galapágy, Island či Yellowstone. Na mapce světa vlevo nahoře vidíme, že se horké skvrny s hlubokým zdrojem tepla (velké červené kroužky) nacházejí po obvodu oblastí snížených rychlostí seismických vln. Horké skvrny patrně v geologické minulosti iniciovaly rozpady superkontinentů. Chladnější oblasti mezosféry (zelené útvary) se naopak vyskytují v místech, kam klesly staré litosférické desky podsouváním, subdukcí, např. pod Sumatrou a Novou Guineou či pod Jižní Amerikou. Relativně chladné subdukované desky pochopitelně ovlivňují plášťovou konvekci.

I když z předchozího textu víme, že se litosférické desky pohybují do jisté míry nezávisle na procesech v astenosféře, a to především díky gravitačnímu „tahu“ subdukující desky (viz str. 14 a obr. 8) a že výstup magmat a tvorba nové oceánské kůry na oceánských hřbetech jsou způsobeny roztahováním litosféry a vyklenutím podložní astenosféry, je zřejmé, že procesy deskové tektoniky a plášťové konvekce jsou úzce propojeny a tvoří součást jednoho a téhož složitého systému.



Obr. 17 Schematické shrnutí současné představy proudění hmot v zemském plášti a hlavních jevů deskové tektoniky.

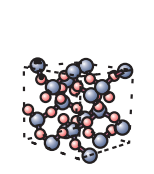
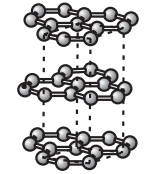
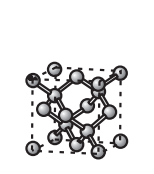
HORNINY

Horniny tvoří pevnou část Země. Setkáváme se s nimi od nejvyšších hor až po oceánské dno hluboko pod mořskou hladinou. Na Zemi existují tisíce různých druhů hornin, z převážné většiny jsou však tvořeny kombinací pouze devíti prvků: kyslíku (O), křemíku (Si), hliníku (Al), železa (Fe), hořčíku (Mg), vápníku (Ca), draslíku (K), sodíku (Na) a uhlíku (C).

CO JE HORNINA A CO MINERÁL

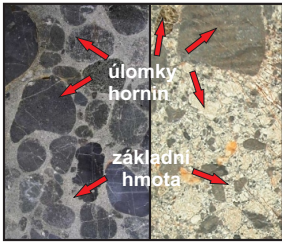
Minerál je přírodní pevná látka, která má určité chemické složení a vnitřní krystalovou strukturu tvořenou atomy (obr. 18).

Hornina je soubor jednoho či více minerálů nebo úlomků jiných hornin. Na rozdíl od minerálů se chemické složení horniny nedá vyjádřit jediným chemickým vzorcem (obr. 19). Většina hornin se skládá jen z přibližně třiceti minerálů označovaných jako minerály horninotvorné.

křemen	grafit	diamant
		
		
SiO ₂	C	C

Obr. 18 Vzhled a vlastnosti minerálů závisí na jejich chemickém složení a na prostorovém uspořádání atomů v krystalové mřížce tj. na krystalové struktuře. Některé minerály se od sebe výrazně liší svým vzhledem a vlastnostmi, přestože mají stejné chemické složení (grafit a diamant). Jiné mohou být vzhledově podobné, ale jejich chemické složení i vlastnosti jsou přitom odlišné (křemen, diamant).

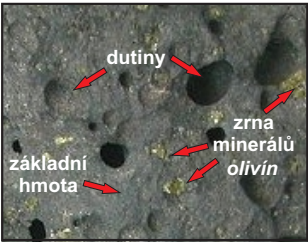
usazené horniny



slepenec brekcie

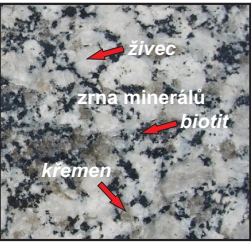
vyvřelé horniny

výlevné



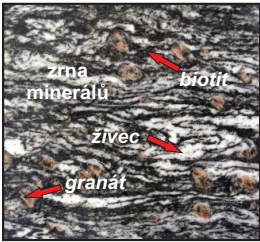
čedič

hlubinné



žula

přeměněné horniny



rula

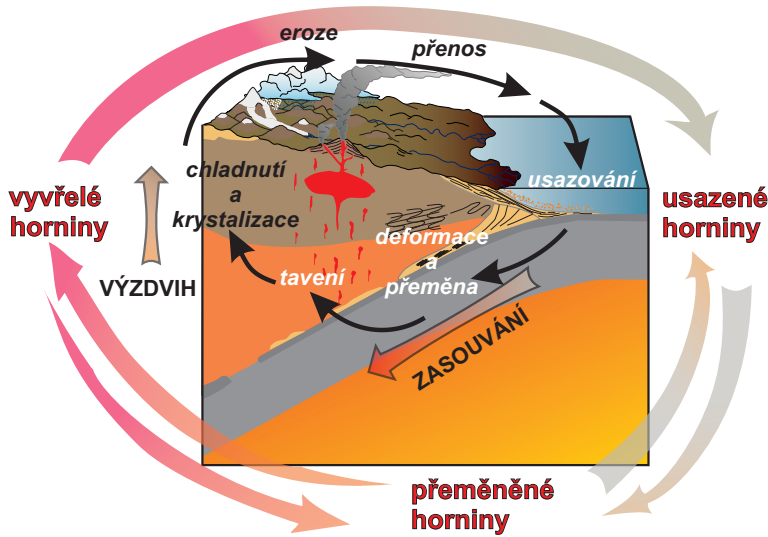
Obr. 19 Fotografie vyleštěného povrchu hornin tří hlavních horninových typů. Horniny se mohou skládat z různých součástí, například některé usazené horniny jsou složeny ze zaoblených zrn hornin a minerálů a jemnozrnné základní hmoty (slepenec). Jiné usazené horniny mají úlomky ostrohranné (brekcie). Výlevné vyvřelé horniny (čedič) obsahují krystaly minerálů, jemnozrnnou základní hmotu a dutinky po uniklých plynech. Ostatní vyvřelé a přeměněné horniny jsou tvořeny mozaikou do sebe zapadajících minerálních zrn (žula, rula).

TYPY HORNIN A HORNINOVÝ CYKLUS

Již od počátků geologie coby vědního oboru se ustálilo dělení hornin do tří hlavních skupin podle toho, jakým způsobem vznikají. Rozlišujeme proto horniny **vyvřelé**, **usazené** a **přeměněné**. Horniny, jež vznikly utuhnutím žhavé tekuté hmoty, tzv. **magmatu**, v hloubce či na povrchu Země jsou horniny **vyvřelé (magmatické)**. Usazením úlomků hornin a minerálů či schránek organismů vznikají horniny **usazené (sedimentární)**. Usazené horniny se také mohou vysrážet přímo z vodních roztoků. Horniny, jež vznikly přeměnou v pevném stavu v důsledku změny teploty a tlaku se nazývají horniny **přeměněné (metamorfované)**. Přeměně-

ny samozřejmě mohou být jak horniny vyvřelé, tak usazené i již dříve přeměněné.

Díky pohybům litosférických desek se mohou horniny, které se nacházejí na povrchu Země, dostat hluboko pod něj nebo se naopak mohou z velkých hloubek na zemský povrch vynořit. Působením povrchových procesů a procesů deskové tektoniky se tak jeden typ hornin mění v druhý. Koloběh hornin z povrchu do hlubin Země a zpět provázený jejich přeměnou se nazývá horninový cyklus (obr. 20). Tento cyklus se díky procesům deskové tektoniky neustále opakuje. Většina hornin na zemském povrchu i pod ním tak horninovým cyklem prošla během geologické minulosti už mnohokrát.



Obr. 20 Horninový cyklus – koloběh hornin v zemském nitru a na povrchu Země. Jednotlivé typy hornin – usazené, přeměněné a vyvřelé – se mohou mnohokrát během geologického času opakovaně přetvářet jedny v druhé.

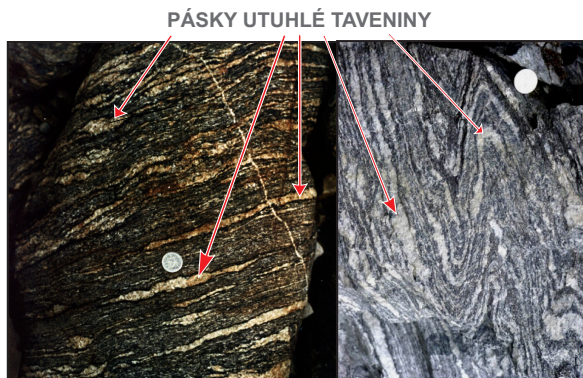
VYVŘELÉ HORNINY

VZNIK MAGMATU

Vyvřelé horniny vznikají ochlazením a utuhtnutím horké roztavené horninové hmoty – **magmatu**. Teplota v zemské kůře za normálních okolností nedosahuje hodnot, které jsou k tavení hornin nezbytné, tj. 650 – 1300 °C. Je třeba si uvědomit, že teplota i tlak se zvyšují s hloubkou. Zatímco dostatečně vysoká teplota vede k tavení hornin, vysoký tlak naopak tavení brání. Aby se hornina začala tavit, musí se proto zanořit do míst s odpovídající teplotou – tedy do větších hloubek – nebo se musí dostatečně teplá dostat blíže k povrchu, kde na ni působí nižší tlaky. Do větších hloubek se hornina dostane například při kolizi kontinentů, když dojde ke ztluštění zemské litosféry. Do nižších tlaků se naopak díky ztenčení nadložní kůry dostává plášť v oblastech riftů a středooceánských hřbetů, kde dochází k jeho natavení. Horniny se mohou také tavit, pokud se do jejich blízkosti dostane magma, které je prohřeje.

Teplota potřebná k tavení se výrazně snižuje přítomností vody v hornině. Velké množství vody se do horninového prostředí dostává především na sbíhavých okrajích litosférických desek, kdy zanořující se oceánská deska s sebou do velkých hloubek (cca 120 km) bere vodu vázanou ve struktuře některých minerálů. Tato voda ale posléze z klesající desky unikne, dostane se do svrchního pláště nad ní a ten se díky tomu začne tavit. Podél zón podsování oceánských desek se právě z tohoto důvodu vyskytuje velké množství sopek (např. v Andách, Japonsku nebo Indonésii – [obr. 5A, 5B](#)).

Hornina se v zemském nitru málokdy roztaví úplně. Nejdříve vzniká malé množství taveniny, která se nachází na hranicích minerálních zrn a je oproti původní hornině obohacená o nové prvky. Při dalším tavení se tavenina v hornině začne spojovat a může vytvářet spojitě pásy – ty lze pozorovat v přeměněné hornině nazývané migmatit ([obr. 21](#)). Tavenina je vždy lehčí než hornina, z níž vzniká; proto pokud je jí dostatečné množství, začne stoupat směrem k zemskému povrchu. Ve větších hloubkách nejprve tavenina proniká horninami po hranicích minerálních zrn, díky vztlakové síle ale časem začne horniny, kterými postupuje, trhat a stoupat k povrchu podél puklin či zlomů.



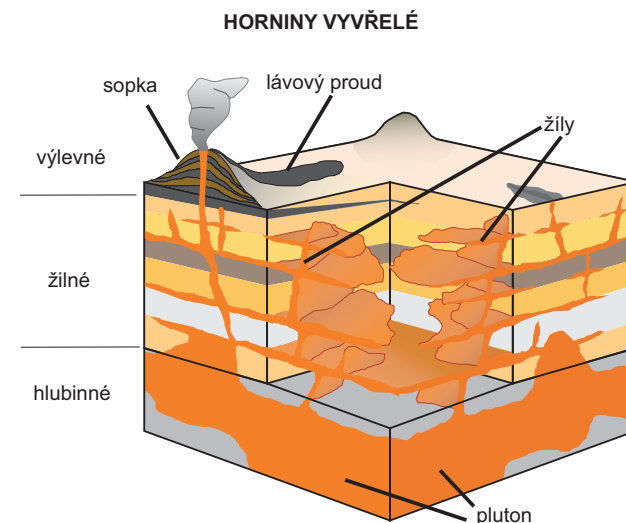
Obr. 21 Migmatit vzniká částečným tavením hornin. Obsahuje pásy utuhlé z taveniny (světlé proužky) a pásy neroztavené horniny (tmavé proužky). Migmatit představuje přechod mezi horninou přeměněnou a vyvřelou. Na pravém vzorku jsou pásy zprohýbány (zvrásněny), což vypovídá o tom, že během tavení či krátce po něm byla hornina výrazně deformována.

POSTUPNÁ KRYSTALIZACE A ROZRŮZNĚNÍ MAGMAT

Magma se z místa svého vzniku málokdy dostane přímo na povrch nebo na místo svého utuhtnutí pod povrchem. Většinou hluboko pod povrchem vytváří tzv. magmatický krb. Zde dochází k hromadění magmatu a mohou se zde mísit magmata různého původu a složení. V krbu může magma měnit své chemické složení, například postupnou krystalizací minerálů. Určité minerály (jako olivín a amfibol) totiž krystalizují za vyšších teplot, což magma ochuzuje o prvky, které tyto minerály tvoří, kupříkladu o železo, hořčík a vápník. Zvýší se v něm tak poměr prvků, jako je sodík, draslík a křemík, a zbylé magma má tudíž pozměněné chemické složení a nižší hustotu, je tedy lehčí a opět se vydává na cestu k povrchu. Po jeho utuhtnutí pak vznikne hornina (např. žula) složená z jiných minerálů, než byla ta, jež vznikla krystalizací původních minerálů v magmatickém krbu (např. gabro).

HLUBINNÉ, ŽILNÉ A VÝLEVNÉ HORNINY

Vyvřelé horniny lze rozlišovat i podle toho, v jaké hloubce utuhtly. Hlubinné (plutonické, intruzivní) horniny vznikají utuhtnutím magmatu hluboko pod povrchem, žilné během jeho výstupu puklinami a výlevné (vulkanické, extruzivní) utuhtnutím magmatu na zemském povrchu ([obr. 22](#)). Hloubka utuhtnutí má značný vliv na konečný vzhled (strukturu) horniny, a to i v případě, že horniny pocházejí ze stejné matečné taveniny.



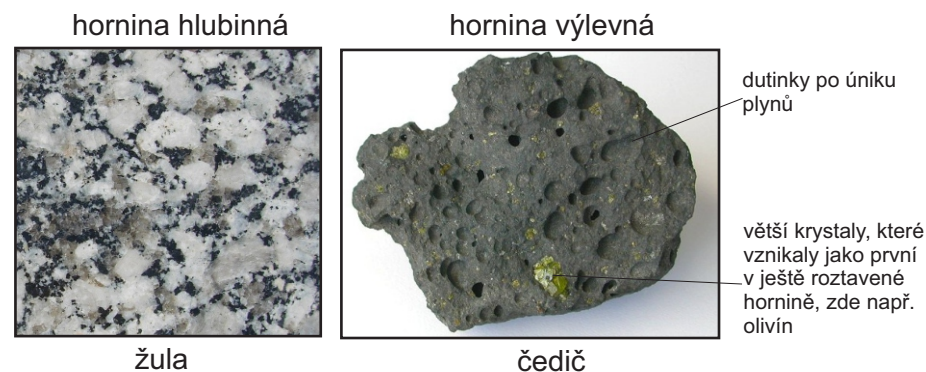
Obr. 22 Rozdělení vyvřelých hornin podle místa jejich utuhtnutí a názvy těles, která vytvářejí. Výlevné horniny vytvářejí sopky a lávové proudy, hlubinné vyvřeliny tzv. plutony, horniny utuhtlé v přírodních kanálech tvoří žíly a označujeme je jako žilné.

Hlubinné vyvřelé horniny tvoří rozsáhlá tělesa, tzv. **plutony** či **batolity**. Protože hluboko pod zemským povrchem chladne tavenina velmi pomalu (po dobu několika milionů let), dorůstají zde krystalizující minerální zrna do velikosti milimetrů až centimetrů (obr. 23).

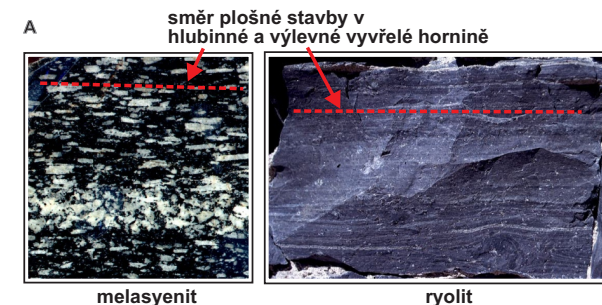
Někdy jsou minerální zrna uspořádána (usměrněna) podle toho, jakým směrem tavenina tekla bezprostředně před tím, než utuhla (obr. 24).

K zemskému povrchu tavenina zpravidla vystupuje podél zlomů či puklin. Pokud v nich magma utuhne, vznikají tělesa deskovitého tvaru, tzv. **žily**. Horniny utuhlé z magmatu na zemském povrchu či na mořském dně se nazývají **výlevné** nebo také **vulkanické** či **extruzivní**. Jelikož se utvářejí rychlým ochlazením taveniny, nemají zrna vznikajících minerálů dost času narůst do větších rozměrů. Stavba výlevných hornin

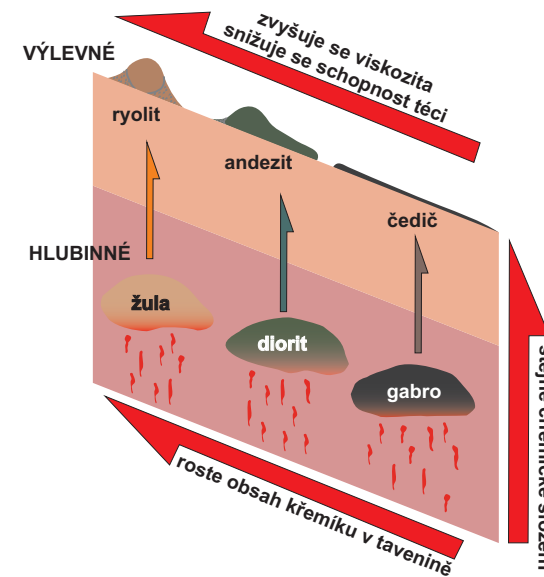
je proto jemnozrná až celistvá (obr. 23). Bývá v nich přítomno sklo (hmota utuhlá tak rychle, že se v ní žádné minerály nestihly vytvořit), popř. dutinky po úniku plynů (obr. 23). Příkladem těles tvořených výlevnými horninami jsou **sopky**. Jejich tvar závisí do značné míry na viskozitě vytékající lávy; ta je pak dána jejím minerálním složením (obr. 25). Vyšší obsah křemíku (Si) způsobuje vyšší viskozitu lávy. Taková láva je tužší, špatně teče (popř. nemůže téci vůbec) a vytváří proto charakteristické kuželovité útvary se strmým sklonem svahů (např. vulkány nad subdukčními zónami v Japonsku – Fudži, Mexiku – Popokatépetl, Indonésii – Krakatau, na Kamčatce – Ključevskaja). Naopak láva s nízkým obsahem křemíku má nižší viskozitu, a tedy snadněji teče a tvoří ploché povrchové útvary, nazývané **štítové vulkány** (např. havajské vulkány Mauna Kea a Mauna Loa).



Obr. 23 Struktura hlubinných a výlevných vyvřelých hornin. Struktura hlubinné vyvřeliny (žula – vlevo) bývá díky pomalému chladnutí hrubozrná. Struktura rychle vychladlé výlevné vyvřeliny (čedič – vpravo) je naopak spíše jemnozrná. Výlevné horniny často obsahují dutinky po uniklých plynech a větší „plovoucí“ krystaly minerálů.



Obr. 24 Plošná stavba ve vyvřelých horninách. V hlubinné vyvřelině je plošná stavba tvořena jednotným usměrněním protáhlých krystalů (vlevo A), ve výlevné hornině střídáním poloh různých barev a zrnitosti (vpravo B). Plošná stavba vypovídá o směru, kterým tavenina tekla před tím, než utuhla.



NÁZVY VYVŘELÝCH HORNIN

Čedič (bazalt) – nejhojnější výlevná vyvřelá hornina na zemském povrchu, s relativně nízkým obsahem oxidu křemičitého (SiO_2), jemnozrná, šedočerná, složená přibližně stejným dílem z minerálů plagioklasu a pyroxenu. Chemickému a minerálnímu složení čediče odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **gabro**.

Andezit – výlevná vyvřelá hornina, zpravidla šedé barvy. Často obsahuje tzv. **vyrostlice** (tj. velké krystaly minerálů). Má vyšší obsah SiO_2 než čedič, od kterého je pouhým okem špatně rozeznatelný. Chemickému a minerálnímu složení andezitu odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **diorit**.

Ryolit – výlevná vyvřelá hornina s bohatým výskytem alkálií (sloučeniny alkalických kovů, zejména K, Na), s vysokým podílem vulkanického skla. Vykazuje vysoký obsah SiO_2 (>70%) – takové horniny se označují jako **kyselé**. Obsahuje vyrostlice křemene a živců. Chemickému a minerálnímu složení ryolitu odpovídá hlubinná vyvřelá hornina **žula**.

Peridotit – hlubinná vyvřelá hornina s velmi nízkým obsahem SiO_2 (takové horniny se nazývají **ultrabazické**). Hlavní stavební složkou peridotitu je minerál olivín (více než 90 %). Peridotity tvoří svrchní část zemského pláště.

Obr. 25 Vztahy mezi výlevnými a hlubinnými vyvřelými horninami. Výlevné i hlubinné vyvřeliny mohou mít zcela totožné, či podobné chemické složení, jako v případě čediče a gabra, dioritu a andezitu či žuly a ryolitu. Chemické složení taveniny (zejména obsah křemíku) má vliv na její viskozitu neboli schopnost téci. Viskozita magmatu se projevuje na tvaru vznikajících povrchových těles (sopek). Se zvyšující se viskozitou magmat (od čedičových k ryolitovým) se vytvářejí vyšší a strmější povrchové útvary výlevných vyvřelin.

USAZENÉ HORNINY

Usazené horniny vznikají z úlomků hornin (písek), schránek a koster živočichů (vápenec), z rostlin (uhlí) či vysrážením z vodních roztoků (kamenná sůl). K jejich vzniku tedy dochází převážně na zemském povrchu a na dně moří působením vnějších, tzv. exogenních geologických procesů. Exogenní proces představuje nejen působení povrchových vod, větru a ledu, ale i činnost živočichů.

Ke vzniku usazených hornin je vždy zapotřebí nějaký zdrojový materiál, kterým může být jakákoliv hornina, velké množství organismů nebo nasycené roztoky. Části hornin či organismů mohou být přenášeny (transportovány) na značné vzdálenosti řekami, oceánskými proudy či prouděním v atmosféře. Jestliže výše zmíněné procesy zeslábnou natolik, že ztratí schopnost dále částice přesouvat, tyto se usadí. Nahromaděním usazených částic potom vzniká nepevný horninový materiál čili sediment. Po jeho zpevnění dalšími procesy, např. stlačením pod vahou dalších vrstev sedimentu či krystalizací minerálů v pórech, se vytváří hornina usazená neboli sedimentární. Proces zpevnění se nazývá diagenese.

Podle způsobu vzniku dělíme usazené horniny na dvě skupiny: (1) klastické (tj. úlomkovité), vzniklé hromaděním zrn minerálů a jiných hornin, a (2) biochemické či bio- a chemogenní, vzniklé činností organismů nebo vysrážením z roztoků. Názvy klastických hornin se odvozují především od velikosti zrn: jílovec, prachovec, pískovec a slepenec vznikají zpevněním jílu (částice do velikosti 0,0039 mm), prachu (do 0,063 mm), písku (0,063–2 mm) a šterku (nad

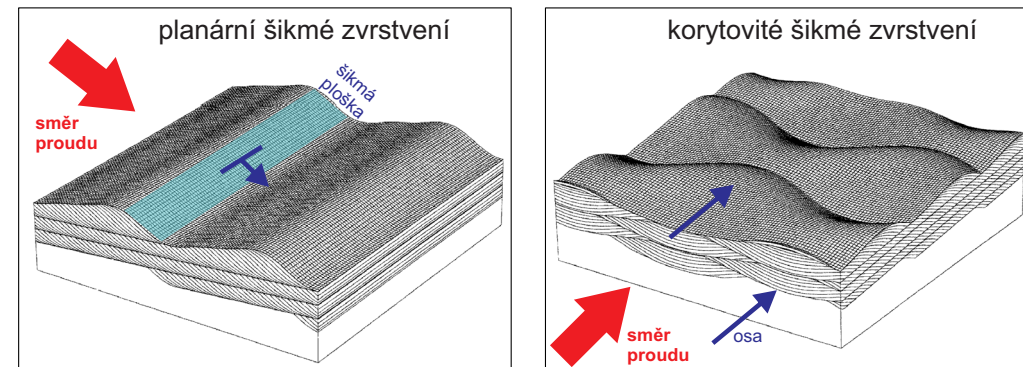
2 mm). Pokud se v pískovci kromě křemenného písku nachází hojná příměs živcových zrn, jedná se o živcový pískovec neboli arkózu. Pro horninu, jež obsahuje značný podíl úlomků hornin a jemnozrnné základní hmoty, se vžil termín droba. Naprostá většina usazených hornin je tvořena směsí těchto materiálů. Nejběžnější biogenní usazenou horninu představuje vápenec, tvořený obvykle částmi vápnitých živočišných schránek. Anorganickou cestou se z vod bohatých na rozpuštěné minerály mohou srážet různé soli, jako je halit – kamenná sůl. Mezi usazené horniny patří též uhlí, které vzniklo usazením rostlinných zbytků v prostředí bez přístupu kyslíku a následným pohřbením a prohrátím uložených vrstev.

STRUKTURA A TEXTURA USAZENÝCH HORNIN

V usazené hornině je zaznamenána část informací o zdrojové hornině, o způsobu jejího zvětrání a transportu i o sedimentačním prostředí, ve kterém se usadila. Tyto informace lze vyčíst z částic, z nichž je usazená hornina složena, kupříkladu z minerálního složení částic, z jejich tvaru a velikosti – souhrnně ze **struktury horniny**. Ostrohranné úlomky z čerstvých hornin svědčí o mechanickém zvětrávání typickém pro chladné podnebí a o krátkém transportu; převažující křemenných zrn je odrazem chemického zvětrávání zdrojových hornin typického pro tropické oblasti, jež křemen odolává snáze než jiné minerály. Čím jsou potom částice zaoblenější, tím silnější proud je přesouval. Naopak klidné prostředí bez proudění dovolí usa-

zovat velmi malé částice. Důležité informace vyčteme také z prostorového uspořádání částic, z tzv. **textury horniny**. (Pozor! V česky psané odborné literatuře je užívání termínu struktura a textura zcela opačné, než je tomu v terminologii anglické – struktura = angl. textu-

re; textura = angl. structure.) Textura je odrazem procesů, které v jednotlivých sedimentačních prostředích probíhají. Říční, mořské i vzdušné proudy usazují písek nejčastěji ve formě tzv. čeřin a dun ([obr. 26](#)). Led unáší částice nejrozličnějších velikostí a výsledný usazený mate-



Obr. 26 Zvrstvení v pískovci – záznam tvaru dun/čeřin a směru proudění. Na povrchu vrstev písku v proudící vodě obvykle vznikají vlnité tvary, označované – podle velikosti – jako čeřiny (malé, do několika decimetrů vlnové délky) a duny (o několika metrech až desítkách metrů). Šikmé zvrstvení v pískovci se vytváří postupem dun v proudící vodě, kdy se na spádové straně každé duny sypou vrstvičky písku usazené na povrchu duny dříve. Z orientace tohoto šikmého zvrstvení lze zjistit směr proudění.



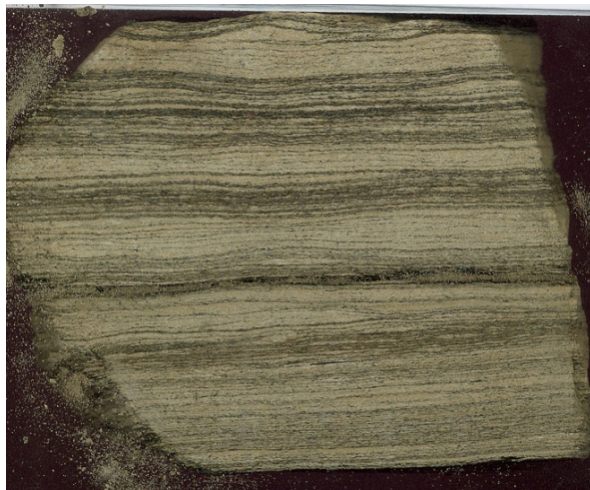
Planární šikmé zvrstvení (planar cross-bedding) je geometricky nejjednodušším typem šikmého zvrstvení. Vzniká postupem dun s přímými hřbety. Směr proudění lze zjistit ze směru sklonu šikmých plošek (tenkých vrstviček) – světle modře zabarvená plocha. Směr sklonu (modrá šipka na světle modré ploše) odpovídá směru proudu (červená šipka). Tvarově složitější, avšak běžnější je korytovité zvrstvení (trough cross-bedding), které je výsledkem postupu dun se vlnitými hřbety. V tomto případě bývá zjištění směru sklonu, resp. proudu složitější, je třeba ho vždy měřit v ose „koryta“ (modré šipky).

Obr. 27 Hornina usazená odtáváním ledovce, tzv. till, je charakteristická velmi různorodou zrnitostí – velké valouny „plovou“ v základní jílovité hmotě. Povrch valounů bývá často rýhován, jak se valouny o sebe otíraly uvnitř pohybujícího se ledu. Snímek ukazuje odkryv tillu pleistocenního stáří ve státě Illinois, USA. Pro srovnání velikosti slouží geologické kladívko (v kroužku) dlouhé 40 cm.

riál nebývá vytříděný, a obsahuje tedy jak velké balvany, tak drobná horninová zrna (obr. 27). Příliv a odliv je v příbřežních sedimentech mělkých moří zachycen pravidelným střídáním písku a jílu (obr. 28). Vysušení vodní plochy a obnažení jezerního či mořského dna pak zanechává bahenní praskliny (obr. 29).

PROSTŘEDÍ VZNIKU USAZENÝCH HORNIN

Usazené horniny vznikají na zemském povrchu v nejrůznějších sedimentačních prostředích (obr. 30). Pro každé z nich jsou pak typické konkrétní



Obr. 28 Detail písčitojilovité horniny usazené působením přílivu a odlivu. Zřetelné je střídání světlých (hrubších, písčitéjších) a tmavých (jemnějších, jílovitějších) vrstviček. Písčité vrstvičky se usazují jako čeřiny při přílivovém, resp. odlivovém proudění. Tmavé jílovité vrstvičky se usazují ze suspenze v klidném období mezi přílivem a odlivem. Vyobrazený vzorek pochází ze souvrství Dakota (stáří 95 mil. let, křída) ve státě Utah, USA. Šířka vzorku dosahuje cca 10 cm.

procesy, které v něm probíhají. V řece teče zpravidla velmi proměnlivý proud jedním směrem, v mělkém moři působí především příliv a odliv, v hlubokém moři či jezeře se voda mnohdy vůbec nepohybuje, na poušti přenáší zrnka vítr. Procesy probíhající v daných sedimentačních prostředích se do horniny „zapisují“ formou charakteristické textury. Někdy však ani samotné určení textury nedokáže odpovědět na otázku, zda studovanou strukturu způsobil říční či mořský proud. Potom může pomoci nalezení a určení rostlinných či živočišných zbytků – tzv. fosílií – či určitého mine-



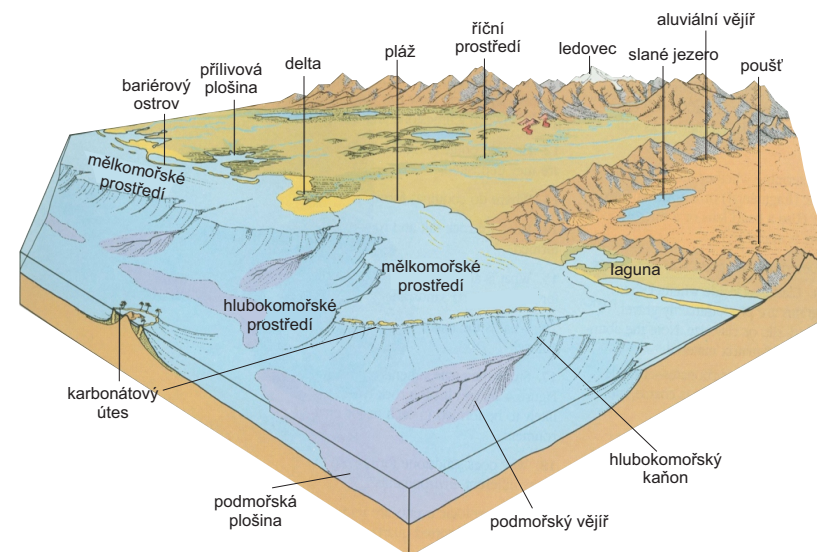
Obr. 29 Zkamenělé bahenní praskliny v pískovcích a prachovcích triasového stáří (cca 245–250 mil. let) z podkrkonošské pánve. Délka kladívka 40 cm.

rálu typického kupříkladu pro mořské prostředí (glaukonit, fosfáty).

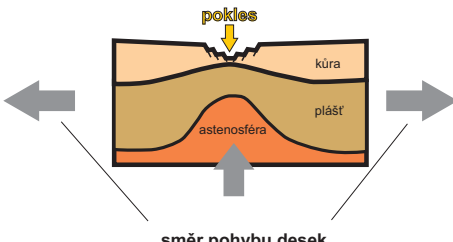
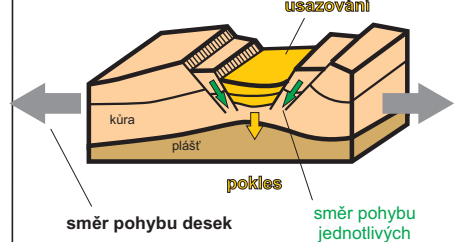
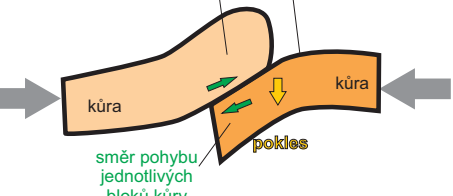
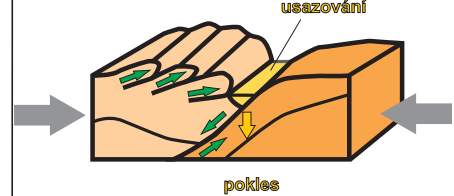
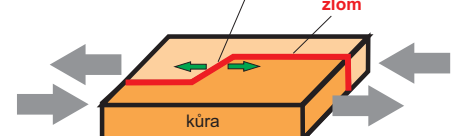
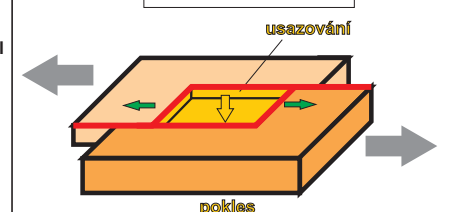
DLOUHODOBÉ UCHOVÁNÍ USAZENÝCH HORNIN

Sedimentární materiál se na mnoha místech zemského povrchu usazuje jen dočasně, pak bývá přesouván dále. Jinde se však vrstvy sedimentárních hornin mohou usazovat tisíce až stovky milionů let. Takovými místy jsou především dna moří. K dlouhodobému usazování hornin dochází i na pevnině v oblastech, jejichž povrch po delší dobu poklesává, čímž se vytváří prostor pro uložení nově přineseného materiálu. Proces poklesávání zemského povrchu se nazývá **subsidence**, oblasti dlouhodobého hromadění a uchování usazených hornin označujeme jako **sedimentární pánve**. Je pro ně charakteristická vysoká mocnost (tloušťka) nahromaděných uloženin, která dosahuje stovek až tisíců metrů. V hlubších partiích

sedimentárních pánví jsou horniny podrobeny tlaku nadložních formací a vyšší teplotě; z organických látek obsažených v usazených horninách v důsledku toho vznikají důležité suroviny – uhlí, ropa a zemní plyn. Příčiny poklesávání zemského povrchu a vytváření sedimentárních pánví vysvětluje teorie deskové tektoniky. Pánve vznikají například (obr. 31): (1) roztahováním zemské kůry (příkopy v oblastech kontinentálních riftů); (2) prohybem litosféry při jejím zatížení, například pod vahou příkrovů na čele pásenného pohorí nebo v místě subdukce oceánské desky pod desku kontinentální (tzv. předpolní pánve, hlubokomořské příkopy); (3) posunem desek či jejich částí podél sebe v místech, kde se zlomové plochy ohýbají, zmnožují či kříží (pánve na horizontálních posunech); (4) ochlazením a poklesem dříve prohřáté kůry na okrajích kontinentálních desek vzdalujících se od sebe po riftingu (pasivní okraje kontinentů).



Obr. 30 Hlavní typy sedimentačních prostředí.

MECHANISMUS	GEOTEKTONICKÁ POZICE	TYP PÁNVE
roztažení kůry provázené jejím ztenčením a poklesem  směr pohybu desek	kontinentální rift - extenze	EXTENZNÍ PÁNVE  směr pohybu desek směr pohybu jednotlivých bloků kůry
zatižení kůry provázené jejím ohybem a poklesem  směr pohybu jednotlivých bloků kůry	kolize desek - subdukce	PŘEDPOLNÍ PÁNVE  pokles
podélný posun desek podél zlomu v místech jeho ohybu provázený částečným ztenčením a poklesem kůry  zlom	transformní rozhraní - podélný pohyb desek podél zlomu	NA HORIZONTÁLNÍCH POSUNECH  pokles

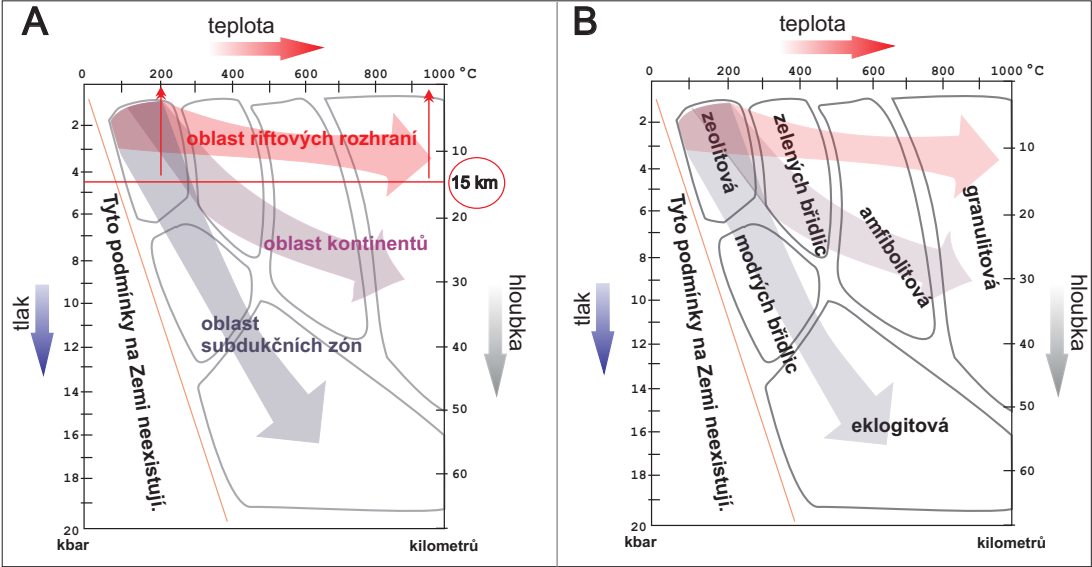
Obr. 31 Vybrané způsoby vzniku sedimentárních pánví. V levém sloupci je na průřezu zemskou kůrou znázorněno chování kůry v jednotlivých tektonických režimech. Šedé šipky naznačují základní směr vzájemného pohybu litosférických desek. V pravém sloupci se nacházejí blokdiagramy znázorňující typy sedimentárních pánví, které daným chováním kůry vzniknou. Zelené šipky ukazují směr pohybu jednotlivých bloků kůry, žluté šipky místo poklesu kůry. Oblasti dlouhodobého hromadění usazených hornin (pánve) jsou vybarveny žlutě.

PŘEMĚNĚNÉ HORNINY

CO JE PŘEMĚNA HORNIN, KDE A JAK K NÍ DOCHÁZÍ

Přeměněné horniny se tvoří z původní, matečné horniny (usazené, vyvřelé či již dříve přeměněné) za pevného stavu, tedy aniž by došlo k jejímu roztavení. K přeměně dochází v důsledku změn fyzikálních podmínek, v nichž se hornina nachází

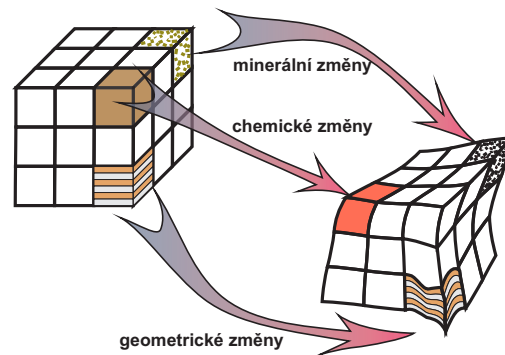
(především teploty a tlaku). Zatímco tlak se zvyšuje s rostoucí hloubkou na všech místech Země stejně, teplota se mění podle toho, o jaké tektonické prostředí se jedná. Například v oblasti oceánských riftů dosahuje teplota v hloubce 15 km přibližně 1000 °C, zatímco v subdukční zóně je v téže hloubce teplota jen zhruba 200 °C (obr. 32A). Změní-li hornina



Obr. 32 Grafy, na jejichž levé straně jsou uvedeny hodnoty tlaku a na pravé straně tomu odpovídající hloubky, mají na vodorovné ose vyneseny hodnoty teplot. Čím hlouběji pod zemským povrchem se hornina nachází, tím vyšší na ni působí tlak zapříčiněný vahou hornin nacházejících se nad ní. Podobně s rostoucí hloubkou roste i teplota pod zemským povrchem. Na rozdíl od tlaku, který na všech místech Země roste s hloubkou přibližně stejně, se teplota s rostoucí hloubkou zvyšuje na různých místech odlišně rychle. Silné šipky (červená, fialová, modrá) vyznačují, jak roste teplota se vzrůstajícím tlakem směrem do hloubky v různých geotektonických pozicích (oblastech Země vymezených deskovou tektonikou). Z levého grafu (A) si tak lze udělat představu, jaká teplota může být v určité hloubce v dané geotektonické oblasti. Například v oblasti podsouvající se (subdukující) desky (silná modrá šipka) se v hloubce 15 km může teplota pohybovat jen kolem 200 °C, zatímco v oblasti riftů (silná červená šipka) může v téže hloubce dosáhnout teplota až 1000 °C (naznačeno červenými úsečkami). Pro označení stupně přeměny hornin se používá termín metamorfní facie. Ty jsou určeny společenstvy minerálů, které se objevují v mafických horninách (konkrétně v čedičích) v určitém rozmezí teplot a tlaků. Metamorfní facie jsou v grafech znázorněny šedě orámovanými poli a jejich názvy jsou pak uvedeny v pravém grafu (B). Je patrné, že pro určité tektonické pozice jsou charakteristické určité metamorfní facie.

následkem působení tektonických procesů svoji pozici v zemské kůře či plášti, bude vystavena jiné teplotě a tlaku a začne se v důsledku toho přeměňovat.

Postihne-li přeměna hornin rozsáhlé oblasti zemské litosféry, jedná se o **přeměnu regionální**. K regionální přeměně dochází nejčastěji na rozhraní litosférických desek při subdukci či kolizi nebo při roztahování desky a také tam, kde se hromadí mocná souvrství usazených hornin. K přeměně omezené na malý prostor dochází například v okolí těles

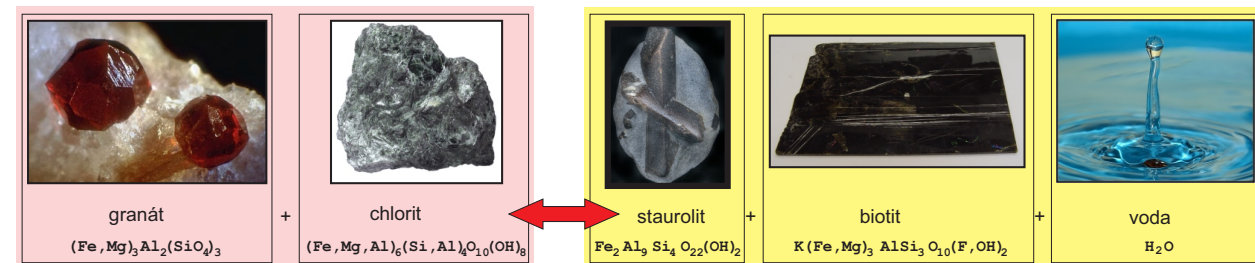


horkých vyvřelých hornin (**přeměna kontaktní**), při dopadu těles meteoritů (asteroidů) na zemský povrch (**šoková přeměna**) či následkem průchodu horkých roztoků horninou (**metasomatóza**).

Horniny se mohou přeměňovat několika způsoby – změnou svého minerálního složení, změnou vnitřní stavby a vnějšího tvaru nebo změnou chemického složení. Tyto změny se v přírodě často kombinují (**obr. 33**).

Změny minerálního složení (**obr. 34**) probíhají v důsledku teplotních a tlakových změn, které vedou k minerálním (chemickým) reakcím mezi minerály přítomnými v hornině. Ke změně chemického složení horniny v takovém případě nedochází. Příkladem je přeměna jílu, jemnozrnné usazené

Obr. 33 Kostka vlevo znázorňuje horninu před přeměnou, vpravo horninu po přeměně. Vybrané dílky uvnitř kostky ukazují tři základní typy změn, ke kterým dochází při přeměně – změny minerálního složení, změny vnitřní a vnější stavby horniny (geometrické) a změny celkového chemického složení.



Obr. 34 Příklad minerální změny výrazně závislé na teplotě. Změna minerálního složení horniny probíhá se zvyšující se teplotou zleva doprava a se snižující se teplotou zprava doleva. Chemické složení (vzorec) jednotlivých minerálů je uvedeno pod názvy minerálů. Během tohoto typu přeměny nedochází ke změně celkového chemického složení horniny.

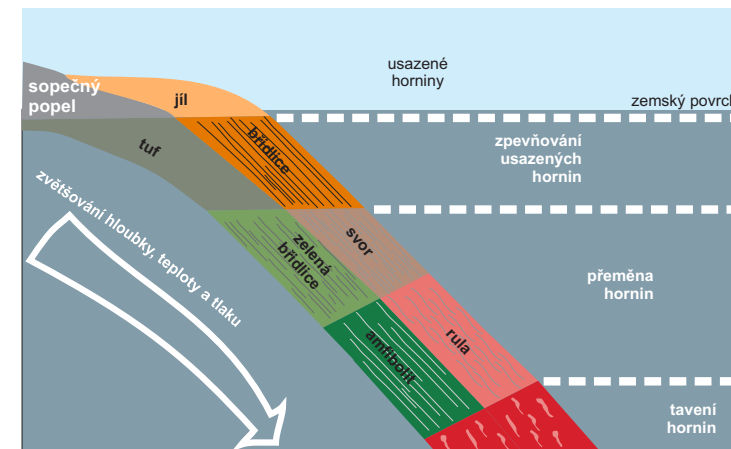
horniny – v malých hloubkách se z něj stává jílová břidlice, ve větších hloubkách za vyšších teplot a tlaků postupně svor a rula. Podobně usazením sopečného popela nejprve vznikne vulkanosedimentární hornina, tzv. tuf, jež se v podmínkách zvyšující se teploty a tlaku přemění na zelenou břidlici a dále na amfibolit (**obr. 35**).

Ke změně vnitřní stavby hornin dochází působením vnějších tlaků na horninu, kdy hornina mění svůj tvar a/nebo objem. Hornina se může deformovat buďto plasticky, nebo křehce. Běžným projevem **plastické deformace** v horninách je plošné uspořádání horninových součástí (např. plochých či protáhlých minerálů jako jsou slídy a živce – **obr. 36A**) a následné zprohýbání (zvrásnění) horniny (**obr. 36B**). Takové ohyby označujeme jako **vrásky**. Jestliže dojde k porušení soudržnosti horniny čili k jejímu

rozlomení, jedná se o **křehkou deformaci**, jejímž nejčastějším projevem jsou **zlomy** (**obr. 36C**).

Ke změnám chemického složení horniny dochází přínosem či odnosem chemických látek rozpustěných v horkých roztocích, které horninou pronikají. Tento druh přeměny nastává nejčastěji v blízkosti tuhnuvších těles vyvřelých hornin a v okolí oceánských riftů.

Přeměna hornin nepředstavuje děj statický – neodehrává se zpravidla na jednom místě ani za stálých fyzikálních podmínek. Horniny se přeměňují dynamicky – to znamená, že během svého vývoje mění místo a hloubku, v níž se nachází, a tím se mění i teplota a tlak, které na ně působí. Jednoduchým příkladem je hornina, jež se usadila na mořském dně a poté se následkem pohybu litosférických desek, například v důsledku subdukce, pomalu (po



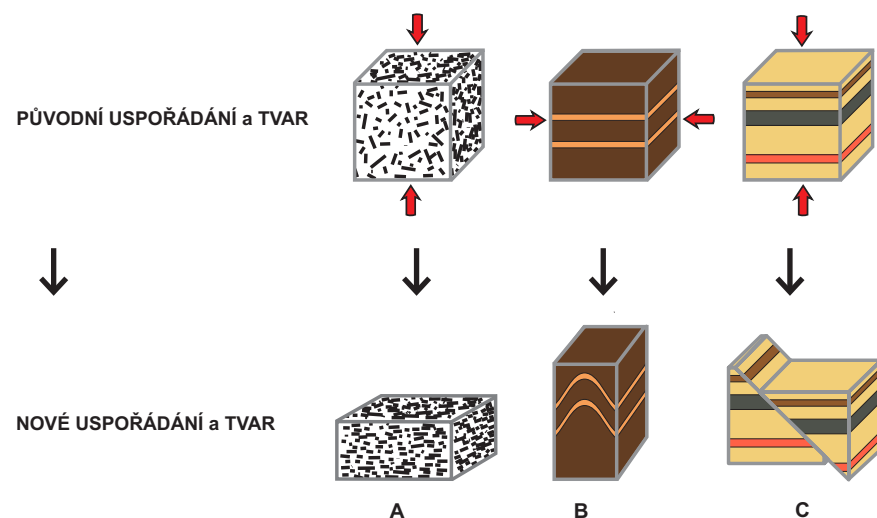
Obr. 35 Vznik různých typů přeměněných hornin v závislosti na hloubce jejich zanoření.

dobu několika miliónů let) zasouvala do hloubky několika desítek až stovek kilometrů. Během tohoto pohybu vznikaly pak v určitých hloubkách nové minerály, a tedy i nová přeměněná hornina (obr. 35). Podrobným studiem horniny, která se nyní nachází na zemském povrchu, se geologové snaží zrekonstruovat její vývoj v minulosti. To je možné díky tomu, že v hornině většinou zůstávají stopy po jednotlivých přeměnách, jako jsou zbytky minerálů, vznikajících jen za určitých teplot a tlaků. V některých případech je možné určit i stáří jednotlivých fází přeměny.

NÁZVY PŘEMĚNĚNÝCH HORNIN

Hlavními kritérii klasifikace přeměněných hornin jsou struktura horniny, povaha původního materiálu (např. zda přeměnu podstoupila usazená či vyvřelá hornina) a přítomnost důležitých minerálů. Pro některé přeměněné horniny se vžily specifické termíny vymykající se systematickému zařazení. Názvy přeměněných hornin podle jejich strukturních znaků, tj. rozložení horninových částic (minerálů, pásků):

Břidlice – hornina s velmi dobře vyvinutými plochami břidličnatosti, které jsou definované přednostním uspořádáním okem rozeznatelných plošných minerálů. Podle těchto ploch oslabené mechanické soudržnosti se hornina rozpadá na tenké destičky. Termín břidlice se používá pro horniny přeměněné za nízkých teplot a tlaků.



Obr. 36 Příklady geometrických (tvarových a objemových) změn. K tvarovým a objemovým změnám (tzv. deformaci) dochází v důsledku působení sil na horninu. Červené šipky naznačují jejich směr. Výslednými projevy deformace mohou být rovnoběžně uspořádané součásti horniny (A), zohýbané pásky, tzv. vrásy (B), popř. zlomy (C). Uvedené tvarové změny A-C jsou provázeny nejen přeskupením vnitřních součástí, ale i změnou tvaru a objemu, který hornina zaujímá.

Fylit – jemnozrnná hornina nízkého metamorfního stupně s velmi dobře vyvinutou břidličnatostí, tvořenou na rozdíl od břidlice plošným uspořádáním okem nerozeznatelných zrn minerálů.

Svor – středně přeměněná hornina s vysokým obsahem slíd, jež jsou plošně uspořádány a jsou rozeznatelné pouhým okem.

Rula – vysoce přeměněná hornina se slabě usměrněnou plošnou stavbou. Hlavními minerály rul jsou živce a křemen.

Pararula – rula vzniklá z usazené horniny (například z pískovce či droby).

Ortorula – rula vzniklá z horniny vyvřelé (například ze žuly).

Názvy přeměněných hornin odvozené od názvů původních hornin předponou meta: **metavulkanit**, **metasediment**, **metabazit**, **metagranit**, **metagabro**.

Speciální názvy přeměněných hornin:

Zelená břidlice – původně vyvřelá hornina; její zelená barva je dána přítomností minerálů chloritu, aktinolitu a epidotu.

Modrá břidlice – původně vyvřelá hornina, přeměněná za vysokých tlaků a nízkých teplot typických pro subduční zóny. Má černou barvu s namodralými odlesky způsobenými přítomností amfibolu obohaceného sodíkem.

Amfibolit – původně vyvřelá hornina, složená převážně z amfibolu a plagioklasu.

Eklogit – původně vyvřelá hornina, přeměněná za extrémně vysokých tlaků v subdukčních zónách. Je složena převážně z minerálů granátu a pyroxenu.

Granulit – obsahuje minerály, které nemají v krystalové mřížce přítomnou vodu (skupinu OH). Barva může být tmavá i světlá.

Mramor (krystalický vápenec) – původně usazená hornina (vápenec), tvořená převážně minerálem kalcitem (CaCO_3), vzniká přeměnou usazené horniny vápence.

Kvarcit – původně usazená hornina (pískovec), obsahuje více než 80% křemene (SiO_2).

Migmatit – vzniká za vysokých metamorfních podmínek, přičemž část horniny byla natavena. Vzniklá tavenina vytvořila pásky, které se skládají ze světlých minerálů. Zbýlé neroztavené části horniny (restity) tvoří pásky složené z minerálů tmavých. Migmatit je tedy výrazně páskovaná, často provrásněná hornina.

Pokud hornina obsahuje více než 5 % některého důležitého minerálu a jeho přítomnost není zmíněna přímo v názvu horniny, je v geologii zvykem vkládat označení pro tento minerál ještě před názvem dané horniny, aby se tak upozornilo na její významnou složku (např. granátický svor, muskovitická rula apod.).

Mnohé přeměněné horniny lze pojmenovat několika různými názvy podle toho, co z konkrétního úhlu pohledu zrovna považuje autor za důležité. Pokud například chce zdůraznit, že hornina přeměněná za teploty 650 °C a tlaku 12 kbar byla původně vyvřelá hornina gabro, označí ji coby metagabro a vzápětí dodá, za jakých podmínek byla přeměněna. Pokud však chce zdůraznit stupeň přeměny, kterým tato hornina prošla, nazve ji amfibolit, podobně jako v grafu na obr. 32B.

ČESKÝ MASÍV

Nejviditelnějším geologickým prvkem dnešní Evropy je řetěz pohoří, vzniklých v třetihorách při srážce západní části Eurasie s Afrikou a několika menšími deskami. Pyreneje, Alpy a Karpaty kontrastují s podstatně plošším terénem západní, střední i východní Evropy, kde je povrch tvořen hlavně druhohorními a třetihorními usazenými horninami. Na některých místech však zpod tohoto pokryvu vystupují tzv. masívy, jako Massif Central ve Francii či Český masív – rozsáhlé části starší kůry, převážně s přeměněnými a vyvřelými horninami, které vznikly při tzv. **variském** (též **hercynském**) vrásnění před 360–320 milióny let (na konci období zvaném prvohory). Tento horotvorný proces proběhl v důsledku srážky kontinentů, jež byla během období karbonu ukončena vznikem superkontinentu **Pangea**. Hory, jež v té době variským vrásněním vznikly, můžeme přirovnat k dnešnímu Himálaji či Alpám. V současnosti, po stovkách milionů let obrušování erozí, jsou v pahorkatinách evropských masívů odhalena spodní patra některých částí tohoto horstva, nacházející se původně desítky kilometrů pod zemským povrchem. Proto je Český masív nesmírně zajímavým oknem do historie horotvorných procesů, otevírání oceánů či moří a jejich opětovného zavírání při kolizi a vrásnění. Geolog pak tuto historii dokáže „číst“ z hornin a geologických struktur.

ČLENĚNÍ ČESKÉHO MASÍVU

Český masív sestává z pěti základních stavebních jednotek (**obr. 37**): saxothuringika a lugika, tepelsko-barrandienské jednotky, středočeského

plutonického komplexu, moldanubika a brunovistulika. Tektonickou jednotkou se rozumí soubor hornin různého typu a stáří, které společně prošly určitou deformací a metamorfózou. Každá tektonická jednotka má v geologické mapě na **obr. 37** vlastní barvu; odstíny této barvy charakterizují původ nebo stáří hornin.

Saxothuringikum a lugikum. V těchto jednotkách Českého masívu jsou přítomny horniny, které prošly přeměnou (metamorfózou) za vysokých tlaků a nízkých teplot, typických pro prostředí subdukční zóny.

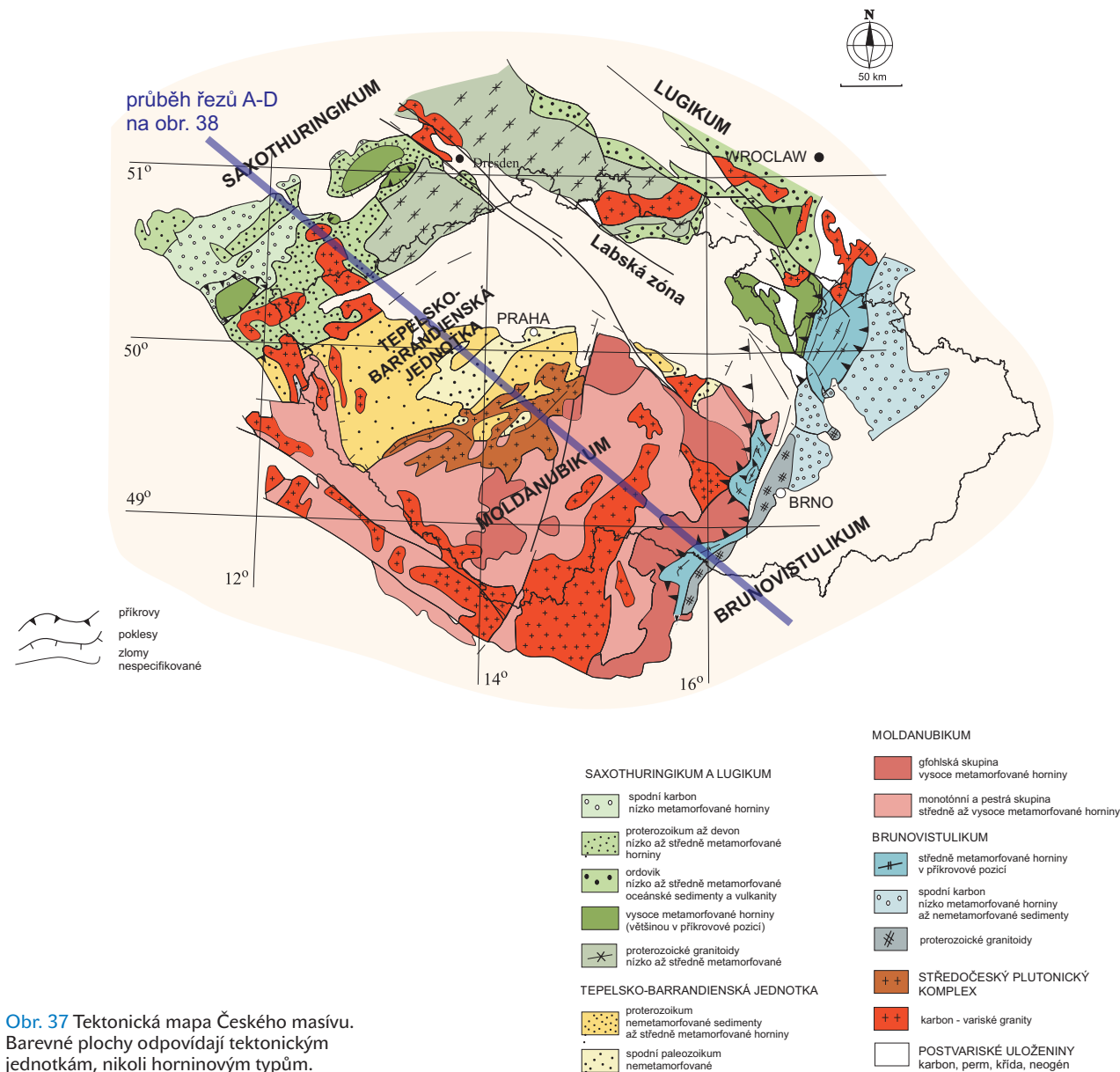
Tepelsko-barrandienská jednotka sestává především ze sedimentárních hornin – jednak nemetamorfovaných, jednak metamorfovaných za středně vysokých teplot a tlaků, tj. v nepříliš velké hloubce pod zemským povrchem.

Středočeský plutonický komplex je tvořen magmatickými horninami vápenato-alkalického typu, které vznikly na aktivním okraji kontinentu v nadloží subdukující saxothuringické oceánské desky během variského vrásnění.

Moldanubikum představuje soubor vysoce metamorfovaných a částečně natavených hornin s četnými tělesy vysokotlakých a vysokoteplotních granulitů, eklogitů a peridotitů, jež vznikla v hlubších partiích orogenního kořene.

Brunovistulikum obsahuje horniny, které nesou záznam střednětlaké a středněteplotní metamorfózy. Tato metamorfóza proběhla v závěrečném stadiu variské kolize.

ZJEDNODUŠENÁ TEKTONICKÁ MAPA ČESKÉHO MASÍVU



Obr. 37 Tektonická mapa Českého masívu. Barevné plochy odpovídají tektonickým jednotkám, nikoli horninovým typům.

VZNIK ČESKÉHO MASÍVU

Většina tektonických jednotek, které tvoří Český masív, vznikla v důsledku rozpadu prakontinentu **Gondwana** na několik menších litosférických desek (tzv. mikrodesek) po **kadomské (panafrické)** orogenezi (před 580–540 mil. let); jsou to dnešní saxothuringikum, tepelsko-barrandienská jednotka a brunovistulikum. Oddalováním těchto mikrodesek (tj. litosférických desek relativně malých rozměrů) od Gondwany (Afriky) během svrchního kambria až středního devonu (cca 500–400 mil. let) se vytvářel prostor pro vznik tzv. Rheického oceánu mezi saxothuringikem a tepelsko-barrandienskou jednotkou a také pro vznik rozsáhlých sedimentárních pánví, do nichž se ukládaly horniny tvořící základ budoucího moldanubika. Poté, ve středním devonu (stáří cca 400 mil. let), došlo k podstatné změně charakteru vzájemného pohybu litosférických desek, kdy původní oddalování (divergence) desek přešlo v jejich přibližování (konvergenci). V důsledku konvergence se začala saxothuringická oceánská deska podsouvat (subdukovat) pod dnešní tepelsko-barrandienskou jednotku (obr. 38A). V období svrchního devonu pak došlo nad subdukcí oceánské desky ke vzniku kontinentálního vulkanického oblouku a k rozpínání litosféry (obr. 38B). Když byla oceánská litosféra subdukčním procesem postupně pohlcena, počala kolize dvou kontinentálních litosfér, doprovázená výrazným ztluštěním kontinentální kůry a vmístěním (tzv. **intruzí**) magmat dnešního středočeského plutonického komplexu (365–345 mil. let). Kdy přesně přešla subdukce oceánské litosféry v kolizi kontinentálních litosfér, není známo.

Je však doloženo, že k maximálnímu ztluštění kontinentální kůry kolizní zóny (tzv. **orogénu**) došlo ve spodním karbonu (340 mil. let), kdy vznikl tzv. **orogenní kořen** (obr. 38C), který dnes reprezentují např. tělesa moldanubických granulitů.

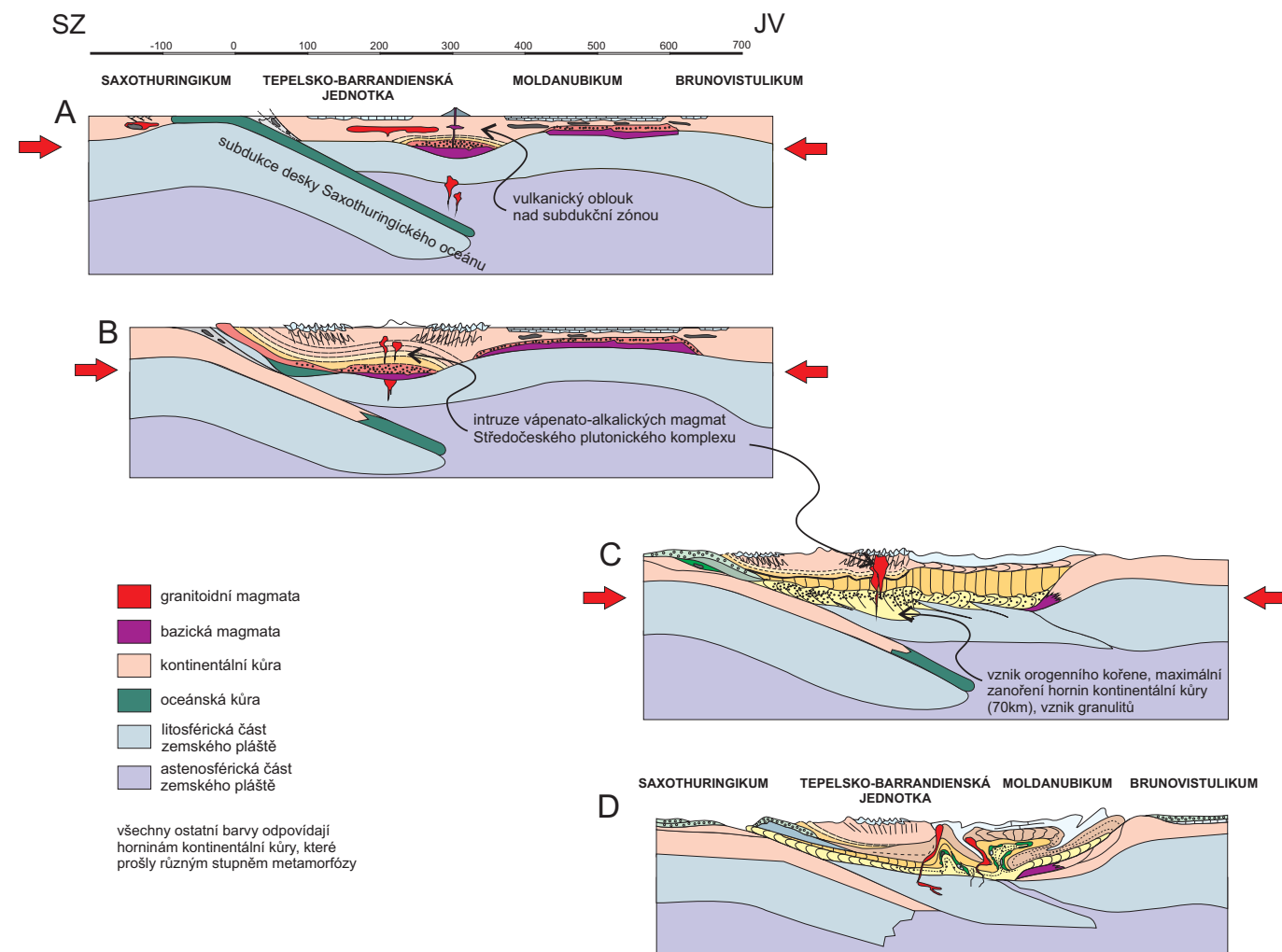
Pokračující zmenšování prostoru mezi saxothuringikem na západě a brunovistulikem na východě postupně vedlo k vytlačování orogenního kořene směrem vzhůru. Při výstupu hornin docházelo vlivem snižování tlaku k jejich tavení, které bylo příčinou hojného magmatismu v celém moldanubiku (obr. 38D).

SEDIMENTÁRNÍ PÁNVE

Způsob uložení hornin v sedimentárních pánvích odráží charakter tektonických procesů, k nimž v dané oblasti a jejím okolí docházelo. V uloženinách sedimentárních pánví zachycených na obr. 39 je zaznamenán vývoj Českého masívu od variské kolize.

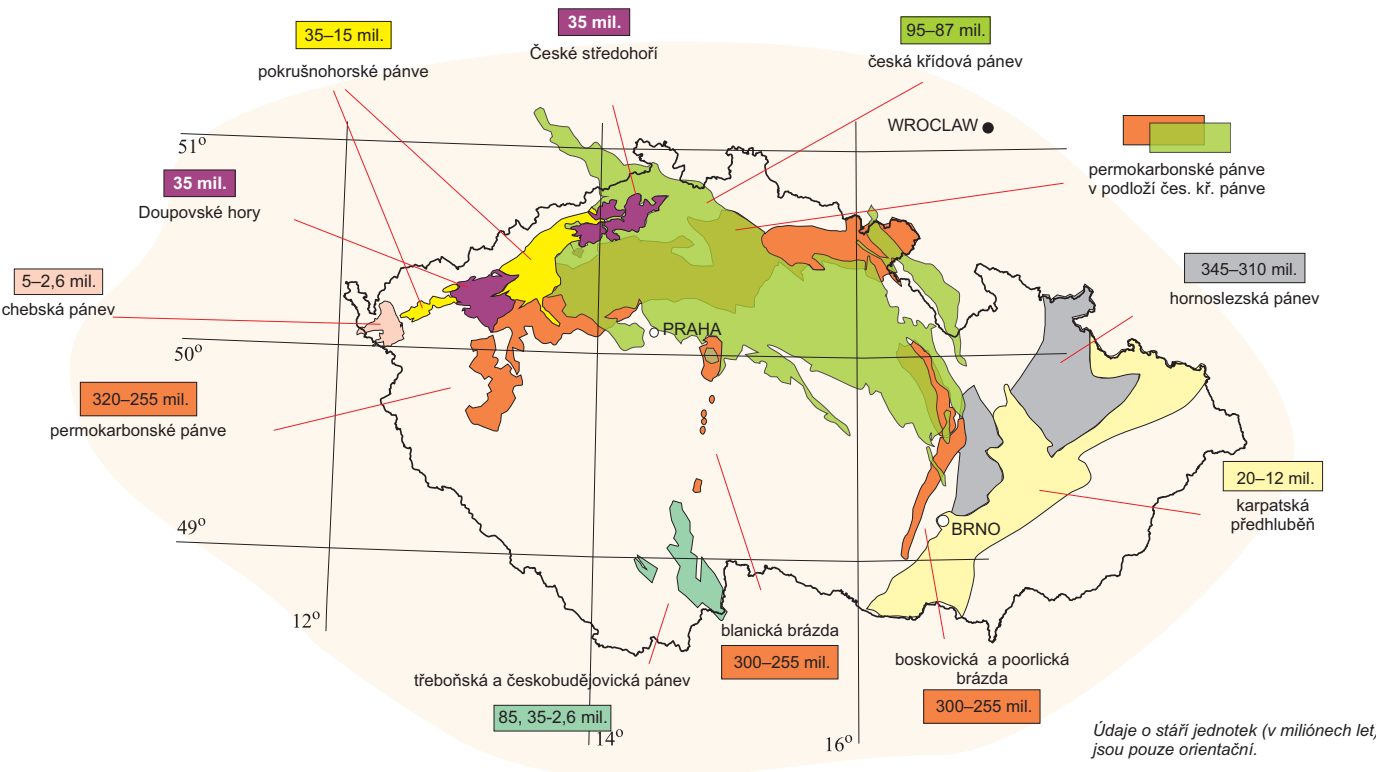
Současně s tektonickým výstupem hornin, který dal vzniknout velkému pohoří na počátku karbonu (tj. před 360 mil. let), došlo k poklesu zemské kůry v předpolí tohoto pohoří. Na severovýchodě dnešní České republiky tak vznikla **hornoslezská pánev** se sloji černého uhlí. Tento typ pánve se nazývá pánev **předpolní**; analogií hornoslezské pánve jsou např. pádská nížina v předpolí Apenin či mezopotámská nížina v předpolí pohoří Zagros.

Brzy po ukončení kolize, v mladším karbonu (320 mil. let), se uvnitř mohutného variského pohoří začaly vytvářet sedimentární pánve, a to nejen v Českém masívu, ale po celé Evropě. Obrovská hmota kolizí vyzdviženého pohoří se stala



Obr. 38 Geotektonický model vzniku Českého masívu. Průběh řezů je vyznačen na obrázku 37.

SEDIMENTÁRNÍ PÁNVE ČESKÉHO MASÍVU



Obr. 39 Sedimentární pánve Českého masívu.

gravitačně nestabilní a začala se roztahovat do stran. Vlivem roztahování (tzv. extenze) horninového prostředí se uvnitř pohoří vytvořily pánve, které se podle způsobu vzniku označují jako pánve **extenzní**. S ohledem na období vzniku je nazýváme **pánve permokarbonské**. U nás se takto vytvořil pás pánví od Plzeňska přes Kladensko a Rakovnicko až po Podkrkonoší a dále úzké příkopy, tzv. **brázdy**, mezi Českými Budějovicemi a Českým Brodem (**blanická brázda**) a mezi Moravským Krumlovem a Žamberkem (**boskovická a poorlická brázda**). V pánvích se nahromadily sedimenty snesené z okolních hor a také popel a láva sopek. V určitých obdobích zde existovaly močály, jež daly vzniknout černému uhlí např. na Kladensku. V jiných obdobích vedly změny klimatu ke vzniku polopouštních podmínek a tyto oblasti tak připomínaly mezihorské plošiny jako Údolí smrti na dnešním americkém jihozápadě.

V období druhohor pokračovala především eroze a zarovnávání zbytků variského pohoří. Až do počátku mladší křídvy, tj. do doby před 100 miliony let, se zachovalo jen několik drobných pozůstatků říčních a pouštních sedimentů z triasu (250 mil. let) v severovýchodních Čechách (Česká Skalice) a mělkomořských sedimentů stáří jury (200 mil. let) na Moravě a v severozápadních Čechách. Protože sedimenty z těchto období se téměř nedochovaly, není možné vývoj Českého masívu v této době detailně a spolehlivě rekonstruovat. Rekonstrukci nám umožňuje až záznam uložený v sedimentech české křídové pánve.

Česká křídová pánev měla charakter mělkého mořského průlivu a vznikla obnovením pohybů

na zlomech tzv. **labské zóny** v době před 95 mil. let. Tehdy stoupala hladina světového oceánu vlivem vrcholícího skleníkového efektu (skleníkový efekt je proces v atmosféře, který způsobuje ohřívání povrchu Země tím, že atmosféra zadržuje více slunečního záření a méně ho odráží zpět do okolního prostoru). Samotná pánev pravděpodobně vznikla horizontálním pohybem bloků kůry podél hlubokých zlomových zón, doprovázeným mírným roztahováním bloků. Takový pohyb podél zlomů se v geologii označuje jako **transtenzní**, stejně jako sedimentární pánve tímto způsobem vytvořené. Transtenzní pohyby podél zlomů daly vzniknout také **třeboňské a českobudějovické pánvi**, v nichž však k ukládání hornin docházelo jen po krátkou dobu v pozdní křídě (85 mil. let) a později s přestávkami v třetihorách (35–2,6 mil. let).

Vznik nového pohoří v Alpách a Karpatech ve starších třetihorách vedl k tomu, že na východní okraj Českého masívu byly nasunuty karpatské příkrovy; ty pak zatížily kůru východního okraje Českého masívu natolik, že se jejím ohybem vytvořila další předpolní pánev (20–12 mil. let), tzv. **karpatská předhlubeň**, s mělkomořskými i hlubokomořskými sedimenty.

Hlavní událostí třetihor uvnitř Českého masívu byl vznik tzv. oherského riftu (30 mil. let) a s ním souvisejících vulkánů a sedimentárních pánví v severozápadní části masívu. Podle převládajících názorů došlo během oligocénu až miocénu (35–15 mil. let) na několika místech Evropy k výstupu teplejších hmot v zemském plášti, nad nimiž se vytvořily oblasti s výzdvihem, následným roztaže-

ním a poklesem zemské kůry, jako například rýnský prolom nebo právě oherský rift. Pokles bloků podél zlomů vzniklých roztažením kůry vytvořil extenzní **podkrušnohorské pánve**, zejména **mosteckou** a **sokolovskou pánev**, a výstup plášťových hmot dal vzniknout vulkánům Doupovských hor a Českého středohoří.

Na konci třetihor v pliocénu (5,3–2,6 mil. let) vznikla v oblasti mezi Kynšperkem nad Ohří a Chebem na zlomech jdoucích napříč oherským riftem **chebská pánev**, jež je vyplněna převážně říčními sedimenty.

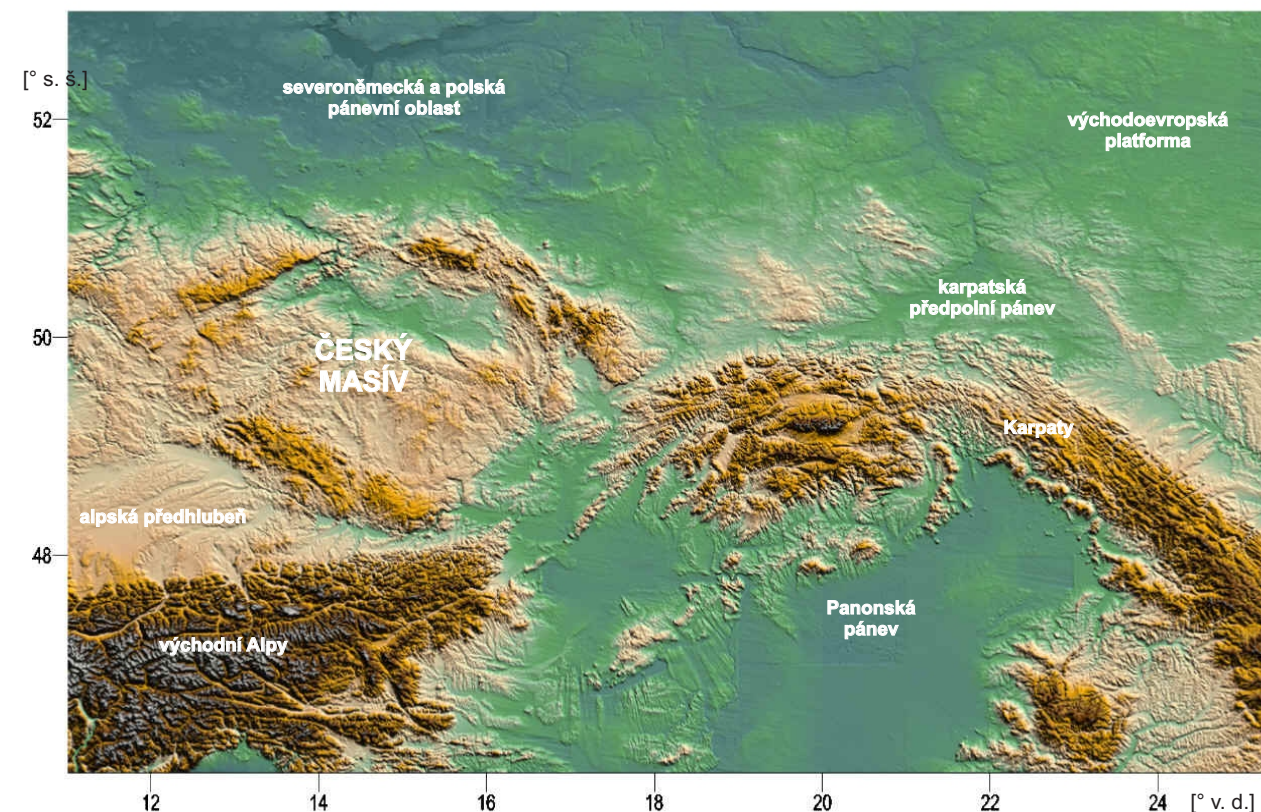
VÝVOJ ČESKÉHO MASÍVU VE ČTVRTOHORÁCH

Nejmladší vývoj Českého masívu, od konce třetihor (2,6 mil. let) po čtvrtohory, sice není poznamenán tektonickými událostmi jako orogeneze či vznik velkých pánví, přesto je ale plný pohybu, o čemž svědčí i jeho výrazný reliéf (obr. 40). V oblasti západně od Františkových Lázní soptily vulkány ještě před několika stovkami tisíc let, což je z hlediska geologického času téměř současnost. Trvající zemětřesná i další geologická aktivita v této oblasti je též monitorována, např. Geofyzikálním ústavem Akademie věd České republiky. Poměrně mladým jevem, který proběhl před pouhými několika miliony let, je výzdvih Krušných hor, jeho příčiny ovšem zůstávají neobjasněny. Podobně neprobádaný je pomalý výzdvih větší části celého Českého masívu, jehož následky jsou patrné např. na dramatickém reliéfu Prahy s hluboce zaříznutým korytem Vltavy. Střídání klimatických výkyvů, tedy dob ledových a meziledových, je pak zapsáno nejen v uložení mnoha řek a jezer, ale také v navátých píscích a tzv. spraších, prachovitých sedimentech uložených větrem v nehostinné tundře ležící před čelem skandinávského kontinentálního ledovce, který se zastavil na hřebenech Jizerských hor a Krkonoš.

SOUČASNOST A BUDOUCNOST ČESKÉHO MASÍVU

Z geologického hlediska se náš život odehrává v jedné z meziledových dob čtvrtohor, v období, které je ve srovnání s významnými událostmi v životě naší planety nesmírně krátké. Pohled do „dějin“ zemské kůry na našem území jasně ukazuje, že přes současnou zdánlivou geotektonickou nečinnost lze v geologickém časovém měřítku v budoucnosti s jistotou

očekávat další dramatické děje. V posledním století se významem dopadu své činnosti na životní prostředí Země dostal na úroveň geologických činitelů člověk. V současnosti se tak stále intenzivněji vrtá otázka, zda bude mít lidská činnost sebezničující charakter, či zda jakožto lidstvo nalezneme kýženou rovnováhu mezi svým pohodlím a zachováním obyvatelnosti naší planety.



Obr. 40 Současný reliéf Českého masívu a sousedních tektonických jednotek.

POUŽITÁ A DOPORUČENÁ LITERATURA

- Beazley, M., 1983: Anatomie Země. 121 stran. Albatros. Praha.
- Doucet, L.S. et al., 2020: Distinct formation history for deep-mantle domains reflected in geochemical differences. Nature Geosciences 13, 511–515. <https://doi.org/10.1038/s41561-020-0599-9>
- Hamblin, W.K, Howards, J.D., 1992: Exercises in physical geology. 224 stran. Macmillan Publishing Company, New York.
- Holub, F., 2002: Obecná magmatická petrologie. Skripta. Univerzita Karlova Praha. Karolinum.
- Jakeš, P., 1984: Planeta Země. 413 stran. Mladá fronta. Praha.
- Konopásek, J. et. al., 1998: Metamorfnní petrologie. Skripta. Univerzita Karlova Praha. Karolinum.
- Park, R.G., 1983: Foundations of structural geology. 130 stran. Blackie. Glasgow. UK.
- Pluijm, B.A., Marshak, S., 1997: Earth Structure. 495 stran. WCB/Mc Graw-Hill.
- Rubin, D.M., 2006: Cross-bedding, bedforms, and paleocurrents. 187 stran. SEPM, Tulsa, USA.
- Schulmann, K. et al., 2005: Chronological constraints on the pre-orogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan orogen, Bohemian Massif, Czech Republic. American Journal of Science, 305, 407–448.
- Svoboda, J. et al., 1983: Encyklopedický slovník geologických věd. 851 stran. Academia Praha.
- Torsvik, T.H. et al., 2014: Deep mantle structure as a reference frame for movements in and on the Earth. Proceedings of the National Academy of Sciences, 111 (24), 8735–8740; DOI: 10.1073/pnas.1318135111

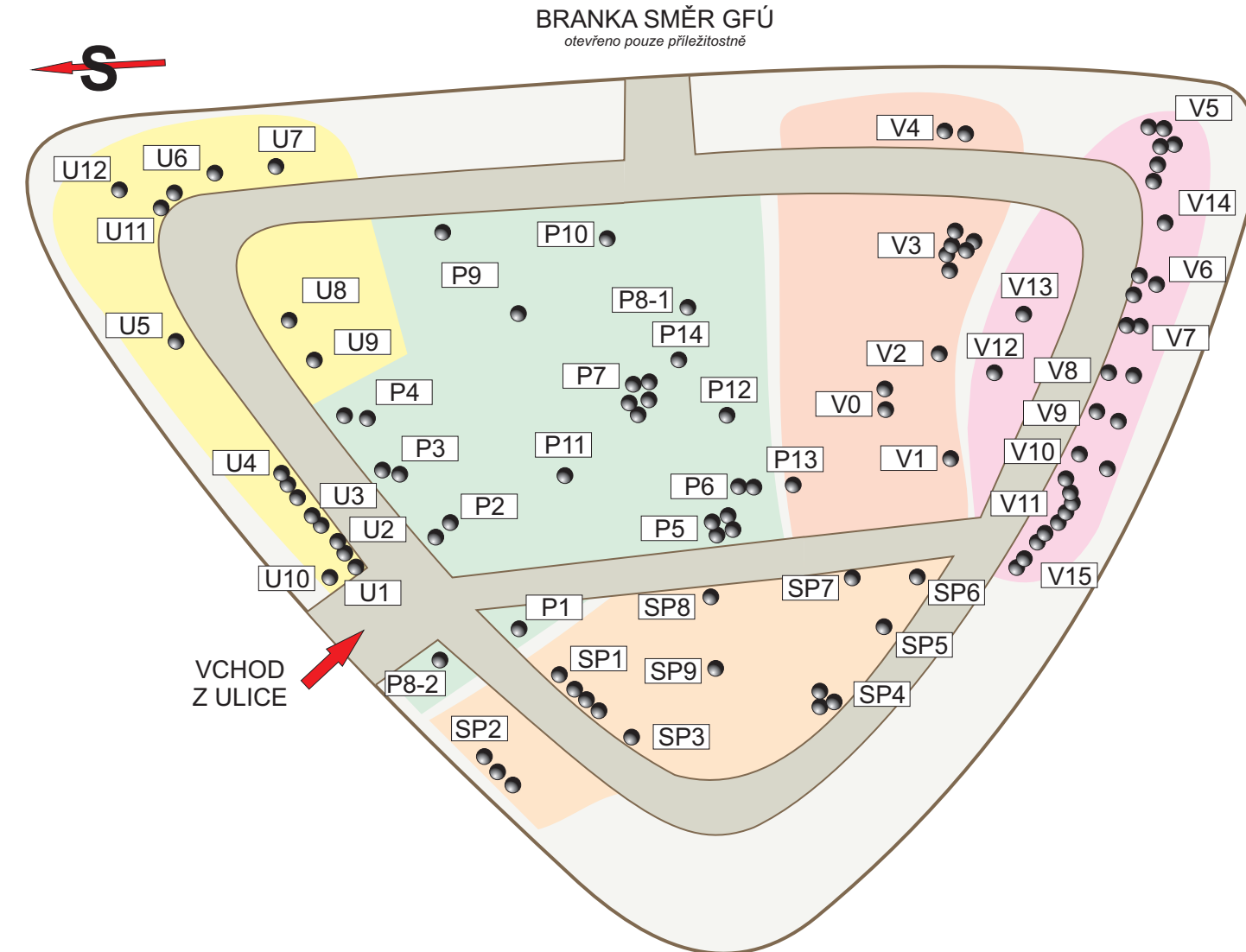
<http://walrus.wr.usgs.gov/seds/> <http://pubs.usgs.gov/publications/text/dynamic.html> <http://www.ig.cas.cz/>
<https://www.youtube.com/watch?v=WwiiOjyfvAU>
<https://www.youtube.com/watch?v=Nf8xvhb1eBE>
<https://pubs.usgs.gov/gip/dynamic/unanswered.html>
<https://www.youtube.com/watch?v=6wJBOK9xjto>
<https://speakingofgeoscience.org/2016/03/15/when-did-plate-tectonics-begin-on-earth/>
<https://www.cscs.ch/science/earth-env-science/2012/plate-tectonics-modelled-realistically/> (Tackley Research Group/ETH Zurich)
<https://www.ngdc.noaa.gov/mgg/>

Digitální model reliéfu (obr. 34) sestrogen z dat SRTM (Space Shuttle Radar Mission). Digitální model oceánského dna (obr. 16) sestrogen pomocí aplikace GeoMapApp, Lamont-Doherty Earth Observatory, Columbia University.

SLOVNÍČEK

- AKCESORICKÝ – vyskytující se v nepatrném množství
- ANOMÁLNÍ – odchylojící se od normy, obvyklého stavu, obvyklých vlastností
- ASOCIACE – společný výskyt různých minerálů
- BIOKLAST – úlomek, zrno tvořené částí schránky či kostry živočicha
- DEFORMOVAT – změnit tvar, porušení původní formy
- DIFERENCOVAT – odlišovat, rozrůžňovat
- EPIZODA – drobný vedlejší příběh
- EROZE – pomalé drolení hornin působením vody, vzduchu, mrazu, ledovce
- ETAPA – stupeň, úsek, období
- EXHUMACE – výzdvih na zemský povrch nebo do jeho blízkosti
- EXTENZE – roztahování
- FOSÍLIE – zkamenělina
- FRAGMENT – zlomek, část
- HYBRIDNÍ – vzniklý spojením, smíšením dvou různých složek
- HYDRATOVAT – slučovat látky s vodou
- INTENZIVNÍ – silný, mohutný, velký
- INTERAKCE – vzájemné působení dvou a více činitelů
- INTERPRETOVAT – vykládat, vysvětlit něco
- INTRUZE – průnik, pronikání
- KALDERA – sopečný jícen kotlovitého tvaru vznikající výbuchem sopky
- KOLIZE – srážka, střetnutí
- KOMPAKTNÍ – celistvý, soudržný, pevný
- KOMPLEX – celek složený z několika vzájemně propojených částí
- KONGLOMERÁT – pevná hornina vzniklá stmelením valounů
- KONTAMINOVANÝ – znečištěný, zamořený, změna chemického a minerálního složení vyvřelých hornin přimíšením cizorodého materiálu
- KORODOVAT – porušit, narušit
- KRYSTALIZACE – vylučování pevné látky z taveniny ve formě krystalů
- LAMINOVANÝ – tvořený z vrstviček různé barvy či složení mocných do 1 cm
- LITOSFÉRA – vnější horninová část Země o mocnosti zpravidla 100 km
- METAMORFÓZA – přeměna
- MIGRACE – přemísťování
- MIKRITICKÝ – kalový
- MINERALIZACE – vznik hlavně rudních minerálů v prázdných prostorách nebo nahrazení organické hmoty anorganickými látkami
- OROGENNÍ – horotvorný, vznik pohoří
- POLYGONÁLNÍ – uzavřený mnohoúhelník
- POLYMETALICKÉ – obsahující více druhů kovů
- PORFYRICKÉ – vyznačující se nestejnou zrnitou stavbou s velkými krystaly v jemnozrnné hmotě
- PSEUDO – (předpona) nepravý, klamný
- RELIKT – zbytek, ojedinělý druh z minulých dob
- RETROGRÁDNĚ – zpětně
- SEDIMENTACE – usazování, hromadění částic
- STRATIGRAFIE – obor, který studuje sledy sedimentárních vrstev, jejich stáří a vzájemné vztahy
- STRUKTURA – soubor charakteristických znaků, které popisují složení, velikost anebo tvar částic tvořících horninu (angl. „texture“)
- STYLOLIT – tlakový šev, laločnatá až zubovitá struktura na hranicích vrstev, kdy sloupečky jedné vrstvy zapadají do prohlubní druhé; vznikají působením tlaku
- SUBDUKCE – podsouvání (se)
- TEKTONIKA – se zabývá stavbou a pohybem geologických těles a zemské kůry, jejich poruchami
- TEXTURA – charakterizuje vzájemné uspořádání částic/částí tvořících horninu (angl. „structure“)
- TRANSGRESE – zaplavení pevniny mořem
- TRANSPORTOVAT – přepravovat, dopravovat, přemísťovat

GEPARK – ROZMÍSTĚNÍ HORNIN



VYVŘELÉ HLUBINNÉ HORNINY

- V0 Mísení magmat (Vanov)
- V1 Granodiorit (Dolní Hbity)
- V2 Gabrodiorit (Radětice)
- V3 Gabro (Peceraď)
- V4 Peridotit (Úhrov)

VYVŘELÉ VÝLEVNÉ HORNINY

- V5 Čedič/bazalt (Soutěsky)
- V6 Bazalt (Žiar nad Hronom, Slovensko)
- V7 Nefelinický bazanit (Nová Baňa, Slovensko)
- V8 Amfobolický andezit (Bzenica, Slovensko)
- V9 Pyroxenický andezit (Kamenec, Slovensko)
- V10 Ryolit (Hliník nad Hronom, Slovensko)
- V11 Ryolit (Žernoseky)
- V12 Fonolit (Ústí n. Labem)
- V13 Olivinický čedič (Smrčů)
- V14 Melafyr (Bezděčín)
- V15 Ryolitový ignimbrit (Mikulov)

HORNINY STŘEDOČESKÉHO PLUTONU

- SP1 Syenit (Rtišovice)
- SP2 Granodiority (Blatná, Kozárovice)
- SP3 Granodiorit (Smolotely)
- SP4 Durbachit (Vepice)
- SP5 Dioritový porfyr (Dolní Hbity)
- SP6 Granodiorit (Maková Hora)
- SP7 Granit/žula (Blatná-Slatina)
- SP8 Granodiorit (Smolotely)
- SP9 Granodiorit (Maková Hora)

PŘEMĚNĚNÉ HORNINY

- P1 Migmatit (Radětice)
- P2 Mramor (Skoupý)
- P3 Mramor (Smrčů)
- P4 Kvarcit (Smrčů)
- P5 Granulit (Klet)
- P6 Ortorula-amfibolit (Křoví)
- P7 Ortorula (Jezeří)
- P8-1 Metabazit (Miletníky)
- P8-2 Metabazit (Křišťanov)
- P9 Eklogit (Meluzína)
- P10 Eklogit (Borek)
- P11 Amfibolit (Svojanov)
- P12 Svor (Svojanov)
- P13 Migmatit (Vanov)
- P14 Ortorula (Kadaň)

USAZENÉ HORNINY

- U1 Ortocerový vápenec (Lochkov)
- U2 Vápenec (Lochkov)
- U3 Vápenec (Lochkov)
- U4 Vápenec (Barrandovské terasy)
- U5 Pískovec (Lány)
- U6 Pískovec a slepenec (Vyhnanov)
- U7 Slepenec (Sokolovská pánev)
- U8 Pískovec (Krákorka)
- U9 Pískovec (Krákorka)
- U10 Zkamenělé kmeny (Sokolovská pánev)
- U11 Slepenec/pískovec (Luleč)
- U12 Prachovec/pískovec (Hrabůvka)

