
11 Vývoj Země a jejích geosfér

Studiem vývoje Země se zabývá **geologie**. Původně zkoumala pouze složení, stavbu a vývoj svrchní části zemské kůry. Dnes je geologie vědou globální, neboť studuje celou Zemi jako planetu, analyzuje procesy, které na ni působily po celou dobu jejího vývoje. To znamená, že se zabývá fyzikálními silami působícími uvnitř i vně zemského tělesa, chemickým složením jeho součástí a organickými zbytky v horninách sedimentárního původu. Rozsah geologie je rozšiřován i na studium jiných nebeských těles, v jejichž vývoji a složení je možno vidět analogie se Zemí. Všechny poznatky geologie jsou využívány k zajišťování nerostných surovin pro průmysl, k výběru oblastí vhodných k osídlení, ke zmenšení rizika přírodních katastrof atd.

Geologie, stejně jako ostatní přírodovědné disciplíny, prochází v posledních desetiletích bouřlivým vývojem. Geologové po dvě století pečlivě shromažďovali veškeré poznatky o geologické stavbě kontinentů. Jejich výzkumy však měly převážně popisný charakter a byly zaměřeny na geologické objekty nalézající se na zemském povrchu. Pro současnou geologii je typická mimořádná šíře výzkumů, úzká návaznost na chemii, fyziku a matematiku. Rozvoj moderní přístrojové techniky laboratorní i terénní umožnil nahromadění značného množství podkladů, zejména geochemických a geofyzikálních. Kolem Země krouží družice – fyzikální laboratoře, nepřetržitě registrující fyzikální pole Země a snímající její povrch. Fyzikálními metodami byla zkoumána stavba Měsíce, s jeho povrchu byly odebrány horninové vzorky, byly vyslány sondy k dalším nebeským tělesům.

V posledních desetiletích geologové a geografové zahájili intenzivní výzkum dna oceánů, tvořících dvě třetiny zemského povrchu. Získané poznatky byly překvapující a byly shrnuty do hypotézy o rozšiřování a zanikání mořského dna. Bylo zjištěno, že mořské dno, ještě nedávno považované za nejstarší a nejzkonzolidovanější část zemské kůry, je velmi „mladé“, neboť neobsahuje horniny starší než 200 mil. let. Ve světle nových geologických výzkumů se planeta Země jeví jako unikátní objekt, se složitým vývojem probíhajícím v období více než 4,5 miliardy let, pokračujícím i v současné době.

11.1 Měření geologického času

Až do 17. století byly horniny a v nich obsažené zkameněliny interpretovány jako výsledek biblické potopy. Počátek racionálního přístupu k datování hornin lze položit do r. 1669, kdy N. STENO formuloval **zákon superpozice**. Tento zákon předpokládá, že ve vrstevním sledu, složeném z řady neporušených, na sobě spočívajících vrstev, je každá vrstva spodnější (nižší) vždy starší než následující vrstva svrchnější (vyšší). Tak bylo možné stanovit relativní sled geologických událostí v libovolné oblasti. Na počátku 19. století formuloval W. SMITH **zákon stejných zkamenělin**, umožňující považovat za stejně staré vrstvy, obsahující podobný soubor zkamenělin. Zákon stejných zkamenělin je použitelný pouze při studiu posledních 600 mil. let historie Země.

Výsledkem studií, založených na zákonech superpozice a stejných zkamenělin, může být pouze **relativní časová stupnice**. V 19. a 20. století byly činěny pokusy o kvantifikaci geochronologické stupnice. Stáří Země bylo počítáno např. z rychlosti sedimentace a množství sedimentů nebo z akumulace solí rozpuštěných v oceánech. Dosažené hodnoty se pohybovaly kolem 100 mil. let.

V r. 1897 se určením stáří Země zabýval W. KELVIN. Vycházel z předpokladu, že Země byla při svém vzniku ve žhavo-tekutém stavu. Jako dobu nutnou k ochlazení Země na současnou teplotu vypočítal hodnotu 20–40 mil. let. Kelvin ovšem nevěděl, že teplotní režim Země je určen množstvím tepelné energie uvolňované při radioaktivním rozpadu nestabilních prvků.

Na počátku 20. století E. RUTHERFORD, J. HOLMES a B. B. BOLTWOOD objevili, že rozpad nestabilních prvků, jehož výsledkem jsou radiogenní izotopy, může být využit k datování minerálů a hornin. V té době však ještě nebylo možné určit obsahy radiogenních prvků v horninách s dostatečnou přesností. Teprve od padesátých let, kdy byl vyvinut hmotnostní spektrometr, našlo **absolutní datování hornin** v geologických vědách pevné místo.

Podle **zákona radioaktivního rozpadu** platí, že za jednotku času se rozpadne počet atomů $-dN/dt$ úměrný celkovému počtu atomů N . Můžeme psát $-dN/dt = \lambda N$, kde konstanta úměrnosti λ je **rozpadová konstanta**, neboli pro každý radionuklid charakteristickou hodnotou. Integrací dostaneme $N_M = N_o e^{-\lambda t}$, nebo $N_o = N_M e^{\lambda t}$, kde N_o odpovídá počtu radioaktivních atomů v počátečním čase t , N_M je současný počet mateřských atomů. Tato rovnice je výchozím vztahem pro výpočet geologického stáří z analytických údajů. Počet radiogenních dceřinných atomů N_D , vzniklých v časovém úseku t je dán vztahem

$$N_D = N_o - N_M = N_M e^{\lambda t} - N_M = N_M [e^{\lambda t} - 1]. \quad (11.1)$$

Pro t ze vztahu (11.1) dostaneme

$$t = \frac{1}{\lambda} \ln \left[1 + \frac{N_D}{N_M} \right]. \quad (11.2)$$

Různé modifikace tohoto základního vztahu jsou široce používány při výpočtech geologického stáří. Pro rozpadovou konstantu platí $\lambda = 0,693/T$, kde T je tzv. **poločas rozpadu**, tj. čas nutný k poklesu počtu atomů radionuklidu na jednu polovinu.

Výpočet geologického stáří podle vztahu (11.2) se vyvinul v samostatnou geochemickou disciplínu – **absolutní geochronologii**. K absolutnímu datování jsou nejčastěji používány tyto izotopy: ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{87}Rb a ^{40}K . Krystalizací minerálů nebo hornin, které obsahují některý z uvedených prvků, vzniká uzavřená soustava, v níž se v průběhu času postupně hromadí dceřinné produkty rozpadu, zatímco obsah mateřského izotopu postupně klesá. Ze znalosti poměru obsahů izotopů příslušného dceřinného a mateřského prvku je možno určit stáří systému, pokud ovšem nedošlo k narušení tohoto systému v důsledku migrace. Proto je absolutní stáří určováno nejméně dvěma nezávislými metodami (např. $^{40}\text{K} \rightarrow ^{40}\text{Ar}$, $^{87}\text{Rb} \rightarrow ^{87}\text{Sr}$). Kromě výše uvedených radioaktivních izotopů, jejichž poločasy rozpadu T jsou řádově shodné se stářím Země, se používají i izotopy s podstatně kratšími poločasy rozpadu, např. ^{14}C (radiouhlík) a ^3H (tritium). U těchto prvků se nestuduje produkt radioaktivního rozpadu, ale pokles relativního obsahu mateřského prvku.

Absolutní geochronologie zahrnuje velmi široký okruh problémů, od obecných, jako je stáří Země, Měsíce, meteoritů, kontinentální a oceánické kůry, až po konkrétní úkoly regionální a ložiskové geologie (např. diferenciacie intruzivních komplexů, datování metalogenetických procesů). Podle stáří meteoritů (nejstarší – 4,65 miliardy let) je nepřímo určováno stáří Země, absolutní datování kontinentální a oceánické kůry (v kombinaci s paleomagnetismem) potvrdilo hypotézu kontinentálního driftu (viz část 11.2.2). Absolutní geochronologie umožnila studium i velmi starých geologických útvarů, které neobsahují zkameněliny. V oblastech štítů, nejstarších geologických útvarů, bylo spolehlivě určeno stáří hornin na 3,4 miliardy let.

Tabulka 11.1

Časové členění geologické minulosti Země (in I. KRÝSTEK, 1976, stáří epoch podle A. S. MONINA, J. A. ŠÍŠKOVA, 1979)

Eon	Erathem/Éra	Útvar/Perioda	Oddělení/Epocha	Stáří (mil. let)	
F a n e r o z o i k u m	Kenozoikum (Kz)	Holocén		0,01	
		Kvartér (Q)	Pleistocén	mladý	1,5 ± 0,5
				starý	
		Terciér	Neogén (N)	svrchní (Pliocén)	9 ± 3
				spodní (Miocén)	25 ± 2
		Paleogén (P)		svrchní (Oligocén)	37 ± 2
				střední (Eocén)	58 ± 4
				spodní (Paleogén)	67 ± 3
		Mezozoikum (Mz)	Křída (Cr)	svrchní	137 ± 5
				spodní	
	Jura (J)		svrchní (Malm)	195 ± 5	
			střední (Dogger)		
			spodní (Lias)		
	Trias (T)		svrchní	230 ± 10	
			střední		
			spodní		
	Perm (P)	svrchní	285 ± 10		
		spodní			
	Karbon (C)	svrchní (Siles)	350 ± 10		
spodní (Dinant, Kulm)					
Paleozoikum (Pz)	Devon (D)	svrchní	405 ± 10		
		střední			
		spodní			
	Silur (S)	svrchní	440 ± 10		
		spodní			
	Ordovik (O)	svrchní	500 ± 15		
spodní					
Kambrium (Cm)	svrchní	570 ± 15			
	střední				
	spodní				
Proterozoikum (Pt)	svrchní	vend	675 ± 25		
		rifej	1700 ± 50		
	střední	} algonkium	2600 ± 100		
	spodní				
Kryptozoikum					
Archeozoikum		Archaikum (A)			
Azoikum					
Předgeologická vývojová etapa (raně geologické a astrální období)				4000 ± 150 4650	

Celé období existence naší Země můžeme rozdělit na **předgeologickou vývojovou etapu** a na **geologické období**, vnitřně členěné na různě dlouhé časové úseky (tab. 11.1). V předgeologické etapě se vymezuje tzv. **astrální období**, do něhož lze zahrnout **období počátečního zformování Země jako planety**, a **rané geologické období**, v němž se již utvářela prvotní atmosféra a hydrosféra, tj. podmínky pro vznik života. Historie Země je podrobně popsána v řadě prací v naší a světové literatuře (např. J. DVOŘÁK, B. RUŽICKA, 1972; R. F. FLINT, 1973; O. G. SOROCHTIN, 1974; H. H. READ, J. WATSON, 1975; A. S. MONIN, 1977; A. S. MONIN, J. A. ŠIŠKOV, 1979).

11.2 Geotektonické hypotézy, tektonika litosférických desek

Geotektonické hypotézy se snaží vysvětlit příčiny látkového složení a stavby Země a dále objasnit procesy probíhající v geosférách. Při objasňování zvláštností geologické stavby a příčin tektonických pohybů vycházejí geotektonické hypotézy z odlišných geodynamických modelů, často založených na protichůdných představách o vývoji zemského tělesa jako celku a o procesech v hlubších zónách Země. V uplynulých 150 letech byla formulována řada geotektonických hypotéz, z nichž některé mají několik variant. Nedostatkem většiny je, že byly schopny logicky vysvětlit pouze některé jevy v zemské kůře, ale selhávaly ve vysvětlení jevů jiných. Ani současným geotektonickým hypotézám se nedaří plně objasnit všechny známé skutečnosti. Je to způsobeno jednak tím, že vývoj zemské kůry je velice složitý a pestrý proces, a dále pak skutečností, že výzkum hlubších částí zemského tělesa vychází především z nepřímých geofyzikálních údajů.

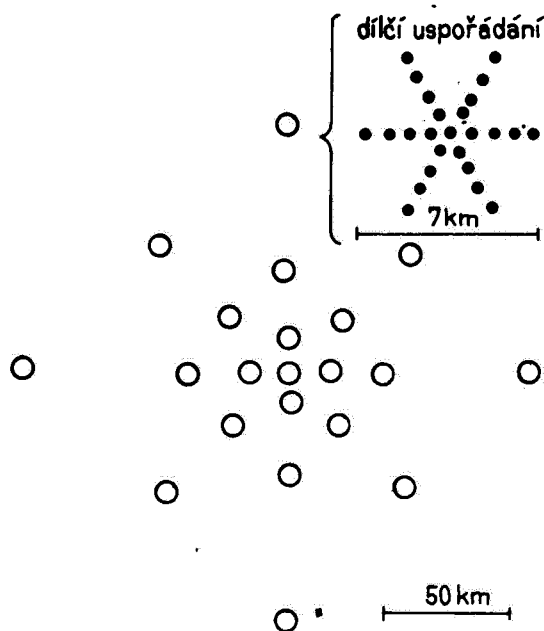
Geotektonické hypotézy se dělí do dvou hlavních skupin: na **fixistické** a **mobilitické** (fixismus a mobilismus v geotektonice). **Fixistické hypotézy** vycházejí z předpokladu, že kry zemské kůry, posuzovány v globálním měřítku, zůstávají při deformacích na místě, jsou fixní. Mezi tyto hypotézy patří **hypotéza vulkanických elevací, kontrakční, expanzní, pulsační, oscilační, undační, radiomigrační** aj. **Mobilitické geotektonické hypotézy** vycházejí z představy o pohybuujících se (mobilních) krách zemské kůry. Mezi ně patří **hypotézy podkorových proudů, konvektivního proudění, různé varianty kontinentálního driftu**, na počátku 20. století wegeneriánský drift, v současné době kontinentální drift v modelu tektoniky litosférických desek.

Mobilitické a v poslední době i fixistické geotektonické hypotézy hledají příčiny tektogeneze především v procesech probíhajících uvnitř zemského tělesa. Na rozdíl od nich **rotační hypotéza** vychází z představy, že hlavní příčinou deformací zemské kůry jsou mimozemské faktory, zejména slapové účinky Měsíce a Slunce (viz část 14), způsobující změny v rotaci zemského tělesa (např. T. T. KIVELJUK, K. F. TIAPIKIN, 1982).

11.2.1 GLOBÁLNÍ GEOFYZIKÁLNÍ VÝZKUMY

V období po druhé světové válce se široce rozvinula plodná **mezinárodní spolupráce v oblasti geofyziky**. Byla rozšířena výměnná služba materiálů z geofyzikálních observatoří, byly dohodnuty mezinárodní projekty, na nichž se podílely desítky vyspělých států, mezi nimi i ČSSR. Na počátku padesátých let to byl „**Mezinárodní geofyzikální rok**“, v šedesátých letech „**Projekt svrchního pláště**“ a v sedmdesátých letech „**Geodynamický projekt**“. Výsledky mezinárodních výzkumů ukázaly, že anomální projevy registrované v různých fyzikálních polích vzájemně korelují a jsou komplexním projevem dynamických procesů probíhajících v současné době v zemském tělese a jeho okolí. Pokrok v geofyzikálních výzkumech byl pronikavě ovlivněn vyvinutím moderní přístrojové a výpočetní techniky.

Výrazný pokrok byl zaznamenán v **seismologii**, která stále zůstává tou geofyzikální metodou, s jejíž pomocí získáváme nejdůležitější a nejpřesnější údaje o strukturním a fyzikálním stavu



11.1 Uspořádání seismometrů LASA (Large Aperture Seismic Array) v Montaně, USA – bliže viz text

Země. Možnosti seismologie nepřetržitě rostou, neboť je standardizována a modernizována seismologická aparatura. Byla vybudována **mezinárodní globální síť seismologických stanic** (zapojeno více než 600 observatoří), které každoročně vyhodnocují 5000–10 000 případů zemětřesení. Na obr. 11.1 je znázorněno uspořádání seismometrů na seismologickém polygonu LASA v Montaně v USA. Celkem 525 přístrojů je ve skupinách po 25 rozmístěno ve 21 dílkích uspořádání. Podobné polygony byly na počátku šedesátých let budovány na území SSSR, Norska, v Austrálii a jinde. Jejich hlavním úkolem bylo rozlišovat podzemní jaderné výbuchy od přirozených zemětřesení.

Jednotné zpracování seismologických dat zaregistrovaných globální seismologickou sítí umožňuje lokalizaci epicenter silných a středně silných zemětřesení, k nimž došlo kdekoliv na Zemi, s přesností vyšší než 10 km. Analýzou seismologických podkladů lze spolehlivě odlišit mělká a hlubinná zemětřesení, v některých případech lze poměrně přesně určit i polohu hypocentra. Současná seismologie je tedy schopna s vysokou přesností sestavit **globální obraz rozmístění zemětřesení**, totožný s obrazem tektonicky aktivních oblastí (část 7, obr. 7.16). Seismologie nám tak umožňuje přesné sledování současných tektonických procesů včetně kvalitativního ocenění jejich intenzity v jednotlivých oblastech. Byl upřesněn průběh již dříve známých tektonicky aktivních zón – tichooceánské, ostrovních oblouků, alpsko-himálájské, které jsou provázány i hlubokými zemětřeseními.

Příklady rozmístění hypocenter ve vertikálním řezu kolmém k ostrovnímu oblouku jsou na obr. 7.13 a 10.5. Zpracování současných seismologických podkladů umožňuje detailní studium tektonických poměrů konvergentních okrajů (část 11.2.2) litosférických desek. Je možné podrobně studovat nejen průběh **Wadati-Benioffovy zóny**, která je projevem zasouvání rigidní oceánické litosféry, ale i průběh tektonických zón vznikajících v důsledku subdukce. Některé z nich jsou vyvinuty jak ve svrchní, tak i v podsouvané litosférické desce a zasahují až do astenosféry, jiné jsou vyvinuty pouze ve svrchní desce. Tektonické zóny zasahující do astenosféry mají úzké spojení s metalogenezí.

V ose středooceánských hřbetů, v jejich riftu, byly v posledních desetiletích lokalizovány úzké pruhy seismické aktivity s hypocentry v malých hloubkách (prvé desítky km). Při podrobné analýze seismické aktivity podél středooceánských hřbetů bylo také zjištěno, že kolmo k nim probíhají velmi úzké tektonicky aktivní zóny s mělkými hypocentry.

Vedle geografického rozdělení ohnisek zemětřesení poskytuje seismologie i relativně přesnou představu o rychlostech elastických vln v rozsahu celého zemského tělesa (zprostředkovaně o fyzikálně-mechanickém stavu). Seismologické výzkumy posledních let upřesnily **rozhraní geosféry** (část 7). Ukázalo se, že tato rozhraní nemají kulový tvar, např. na hranici jádro-plášť jsou předpokládány nerovnosti s vertikální amplitudou několik desítek kilometrů. Jsou vysvětlovány jako důsledek hydrostatického-diapirového zvedání relativně lehčích hmot derivovaných z jádra.

Seismologie a **hlubinné seismické sondování** poskytly mnoho významných údajů o zemské kůře a nejsvrchnější části pláště. Významné bylo zejména zjištění, že při zemském povrchu se nalézají dvě fyzikálně zcela odlišné vrstvy – rigidní litosféra, která je uložena na plastické astenosféře (část 7.2.2).

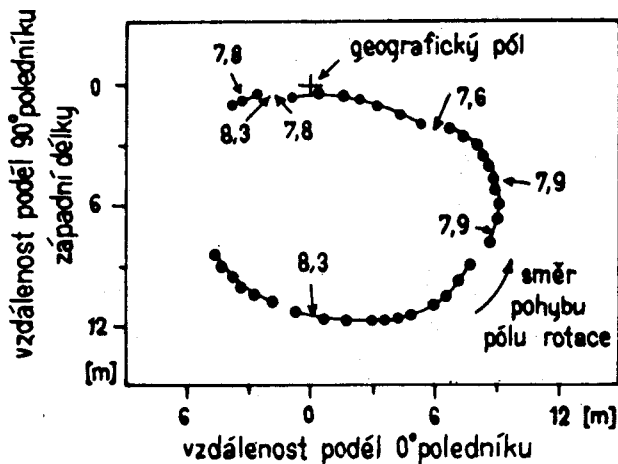
Další významné údaje nejen o fyzikálním stavu, ale i o tvaru Země, poskytuje gravimetrie. Již samo změření tíhového zrychlení (část 8) umožnilo určit průměrnou hustotu Země. **Hustotní model Země**, který je výsledkem syntézy seismologických a gravimetrických podkladů, předpokládá růst hustoty s hloubkou ze $2,67 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$ až na $15-17 \cdot 10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. Ke změně hustoty skokem dochází na hranici plášť-jádro a vnější jádro-vnitřní jádro.

Tíhové pole je dostatečně přesně známo na celém zemském povrchu. Z jeho analýzy vyplývá, že hustotní nehomogenity existují nejen v zemské kůře, ale i v plášti. Gravimetrie nám také umožňuje rozdělení zemské kůry na kontinentální a oceánickou. První se projevuje záporným tíhovým polem, druhá kladným.

Z gravimetrických měření v blízkosti tektonicky aktivních zón vyplynulo, že **teorie izostáze** platí v podstatně menším rozsahu, než se původně předpokládalo. Tak např. VENING-MEINESZ při svých klasických tíhových měřeních v okolí ostrovních oblouků prokázal, že hlubokomořské příkopy jsou provázány intenzivními zápornými anomáliemi, což je v naprostém rozporu s teorií izostáze. Je také známo, že pod horstvy obvykle dochází ke zvětšení mocnosti zemské kůry. Při porovnání s hodnotami tíhového pole však zjišťujeme, že i zde izostáze platí pouze částečně. Podle výsledků hlubinné seismické sondáže místy dokonce dochází ke zvednutí Moho-diskontinuity. Teorie izostáze tedy platí pro kontinenty a pro oceány jako celek, v blízkosti tektonicky aktivních zón se však vyskytují jiné dynamické faktory působící proti izostázi.

Zemská tíže působí na povrchu i uvnitř zemského tělesa. Je jedním z hlavních zdrojů exogenních sil. Uvnitř zemského tělesa způsobuje **hydrostatické vyrovnávání a přemísťování hmot s odlišnou hustotou**. K přemísťování hmot může docházet v jádru i v plášti, např. v důsledku nerovnoměrného rozmístění radioaktivních prvků, jejichž rozpad je hlavním zdrojem tepelné energie. Uvolnění tepelné energie vede ke zvětšení objemu, snížení hustoty a změně elastických vlastností (např. pod středooceánskými hřbety). Eventuální asymetrie v rozložení hmot vzhledem k ose rotace může ovlivnit její precesní pohyb a způsobit změnu její polohy vůči zemskému tělesu (viz část 13.3).

Astronomická měření nám umožňují velmi přesné sledování **změn polohy skutečné osy rotace Země**. Výsledky těchto měření provedených v různých místech zemského povrchu můžeme zobrazit např. jako změnu polohy skutečné osy rotace vzhledem ke geografickému pólu (obr. 11.2). Každý bod na obr. 11.2 odpovídá průměrné poloze z měření realizovaných během 10 dnů. Výsledná trajektorie se skládá z kruhových oblouků o různé křivosti. Vždy poté, co došlo ke změně ve tvaru a průběhu trajektorie, byla v krátkém časovém odstupu zaregistrována a v různých místech zemského povrchu lokalizována intenzivní zemětřesení. Tato zemětřesení jsou důsledkem toho, že pevná litosféra, nalézající se na plastické astenosféře, se snaží zaujmout tvar co nejlépe odpovídající nové poloze osy rotace. K pohybům litosféry pak dochází především v jejich oslabených zónách, tj. na styku litosférických desek.



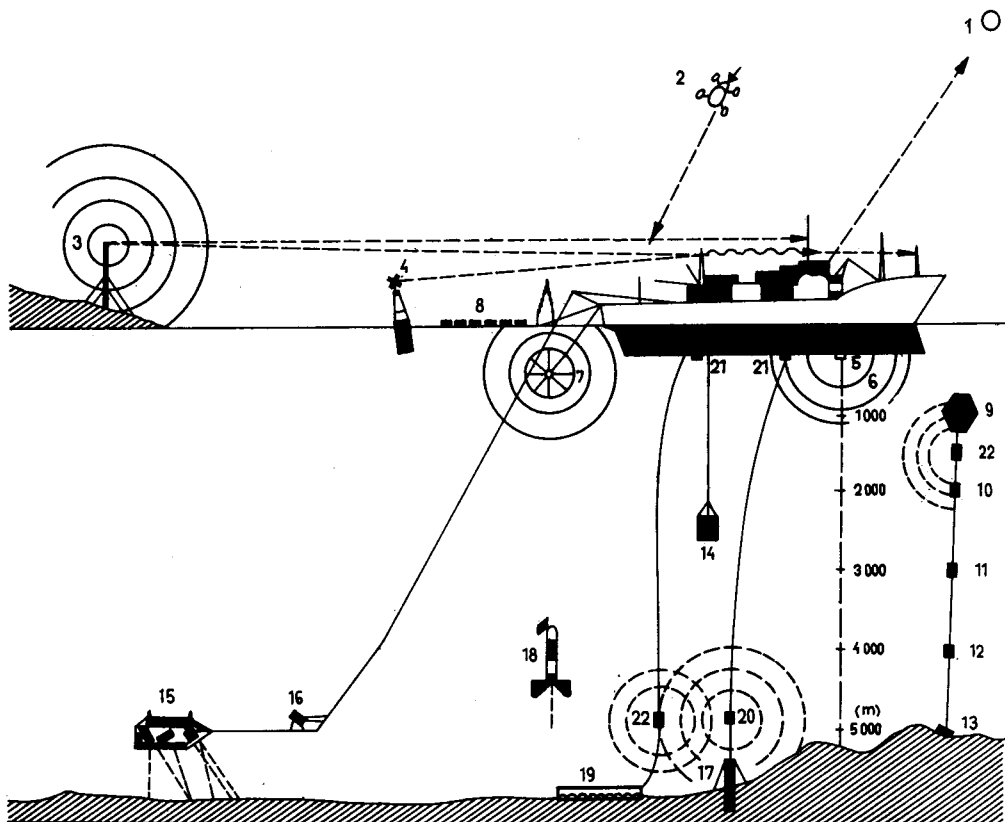
11.2 Změny polohy pólů rotace, vztažené ke geografickému pólu, každý bod značí průměrnou polohu během deseti dnů (z astronomických měření v r. 1957); šipkou a číselným údajem je vyznačeno zemětřesení a jeho magnitudo (P. M. MELCHIOR, 1957)

Zmíněné změny v poloze skutečné osy zemské rotace korelují v globálním rozsahu nejen s výskyty zemětřesení, ale i s variacemi magnetického pole a se změnami hydrogeologického režimu na významných tektonických zónách (I. G. KISSIN, 1982).

Na tvar zemského tělesa má bezprostřední vliv rychlost rotace Země. Bylo prokázáno, že v důsledku slapového působení Slunce a Měsíce rychlost rotace neustále nepatrně klesá (viz část 13.1.3 a 14.5). Změna zploštění Země také vede ke vzniku sil napětí v litosféře, které jsou uvolňovány v oslabených zónách litosféry. Podle teoretických výpočtů a podle četnosti zemětřesení v závislosti na zeměpisné šířce dochází k největšímu prnutí a uvolňování energie (formou zemětřesení) v páslech podél 35. rovnoběžek.

Bohaté údaje o vnitřní i přípovrchové stavbě Země poskytuje **studium magnetického pole Země** (část 9). Navíc nám dává cenné informace o paleotektonickém vývoji zemské kůry. Magnetické pole Země je velmi složité a v čase proměnné. Jeho hlavní část odpovídá dipólu s osou pootočenou vůči ose rotace. Tato část pole nemůže být způsobena remanentní či indukovanou magnetizací, neboť teplota uvnitř Země je daleko vyšší než Curieův bod. Dipólová složka zemského magnetického pole je proto interpretována jako pole dynamického původu s vlastním buzením, u něhož je předpokládán uspořádaný pohyb vodivých hmot uvnitř jádra. Nedipólová část pole projevující se maximy a minimy kontinentálního rozsahu má své zdroje ve vnitřním plášti. **Drift magnetického pole** je znám několik století v souvislosti s mořeplavbou, jeho velikost se v čase mění a koreluje s nepravidelnými změnami rotace zemského tělesa a s četností zemětřesení. Magnetické pole Země tedy odráží dynamické procesy probíhající v zemském nitru a je nepřímým dokladem o přemísťování hmot v zemském jádru a spodním plášti.

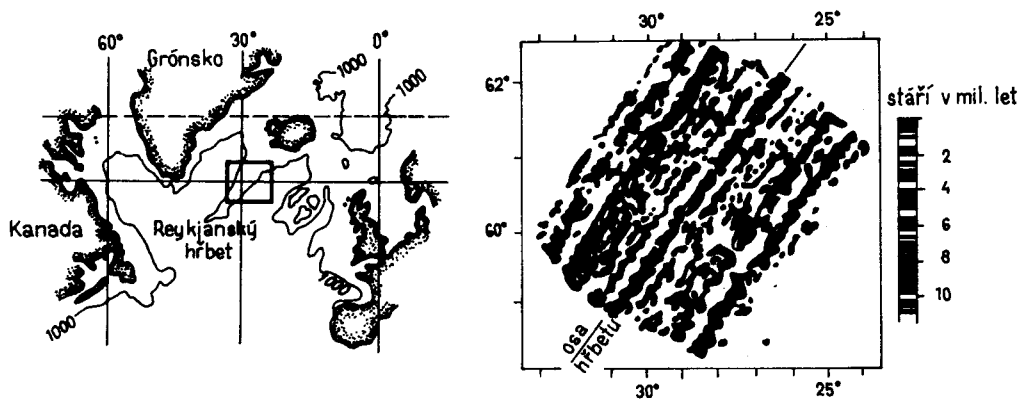
Studiem směru remanentní magnetizace vyvřelých i sedimentárních hornin bylo zjištěno, že magnetické pole Země často měnilo svůj směr i znaménko (inverze magnetického pole). Nový vědní obor **paleomagnetismus** nesporně prokázal relativní pohyby kontinentů a je jedním z hlavních zdrojů informací o kontinentálním driftu (část 9). Význam magnetických výzkumů však ještě vzrostl při geologickém a geofyzikálním výzkumu oceánů. (Schematické zobrazení plavidla pro geologický a geofyzikální výzkum oceánů je na obr. 11.3.) Dno oceánů bylo ještě nedávno považováno za nejstarší a nejzkonsolidovanější část zemského povrchu. Přibližně po roce 1960 však byla tato představa opuštěna, neboť byla v naprostém rozporu s výsledky



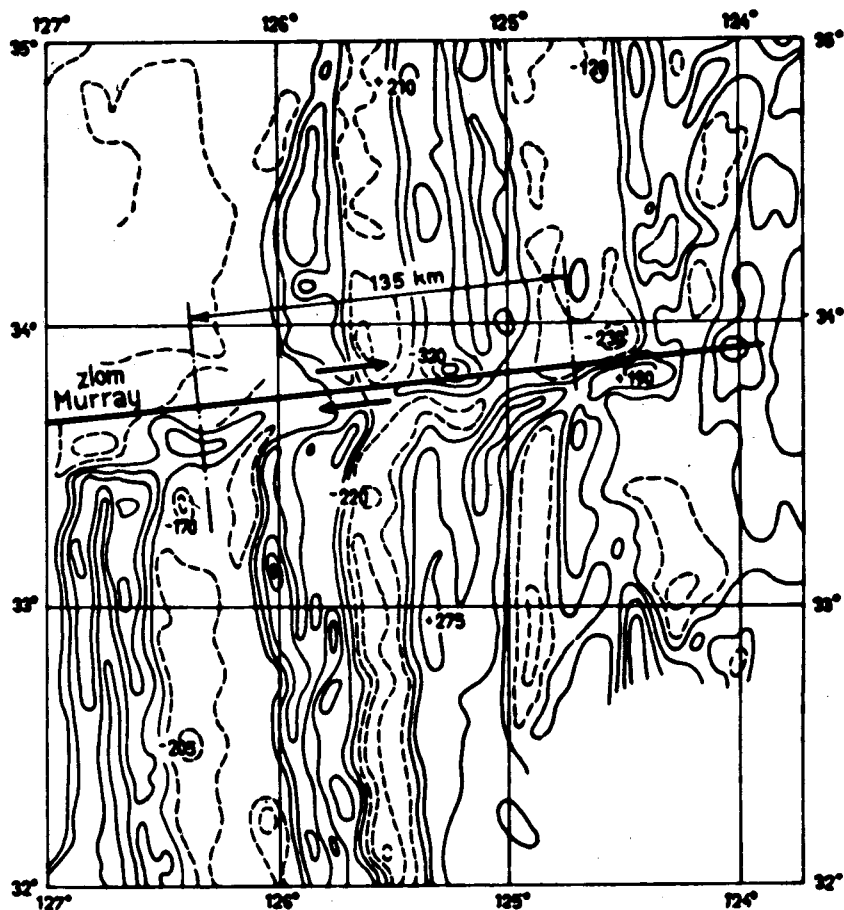
11.3 Mnohúčelová loď pro výzkum oceánu. Navigace: 1 – pomocí hvězd, 2 – družic, 3 – radaru, 4 – navigačních bójí; určení hloubek: 5 – úzkopaprsková seismoakustická sonda, 6 – seismoakustické skanování; reflexní seismika: 7 – zdroj seismických vln, 8 – hydrofony, analogový a digitální záznam; oceánologická služba: 9 – podmorský měřicí řetězec s lokalizovanou bójí, 10 – měřič rychlosti proudění, 11 – teploměr, 12 – tlakoměr, 13 – odpojitelná kotva, 14 – hloubková sonda (průběžná registrace teploty, salinity, rychlosti zvuku, tlaku); vyhledávání rudních ložisek: 15 – hlubinná sonda s TV kamerou, osvětlením, protonovým magnetometrem, 16 – naváděcí platforma, 17 – jádrovnice pro odběr vzorků, 18 – odběr vzorků volným pádem, 19 – odběr velkoobjemových vzorků k technologickým zkouškám; lokalizace zapuštěných aparatur: 20 – signalizační zařízení, 21 – hydrofon, 22 – vysílač (podle Mining Engineering, duben 1975)

nejnovějších výzkumů mořského dna. Přesnými lokačními metodami bylo zjištěno, že dno oceánů je morfologicky velmi členité, byla vymapována mohutná pásemná pohoří, nikoliv jako izolovaný jev, ale jako souvislé pásy globálního charakteru o celkové délce 80 000 km.

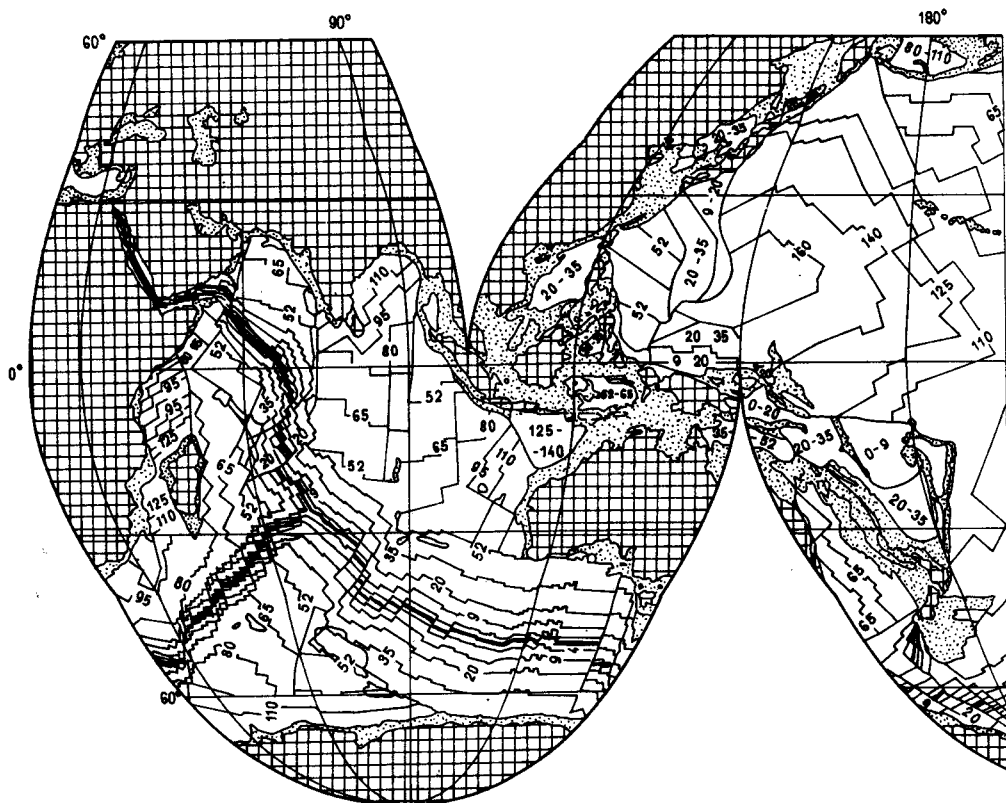
Oceánologické výzkumy měly komplexní charakter, do souboru použitých metod byla zařazena i protonová magnetometrie. Byly naměřeny intenzivní anomálie lineárního charakteru o směrné délce stovky až tisíce km, s pravidelně se střídající polaritou. Významným rysem těchto anomálií je osová symetrie vzhledem k riftu, nalézajícímu se v ose středooceánského hřbetu. Na obr. 11.4 je příklad z prostoru středooceánského hřbetu.



11.4 Struktura magnetického pole nad středooatlantským hřbetem, plně vyznačeny kladné anomálie (E. BULLARD, H. W. MENARD, 1969)



11.5 Výsek z mapy izoliníí ΔT_z východní části Tichého oceánu (US Coast and Geodetic Survey)

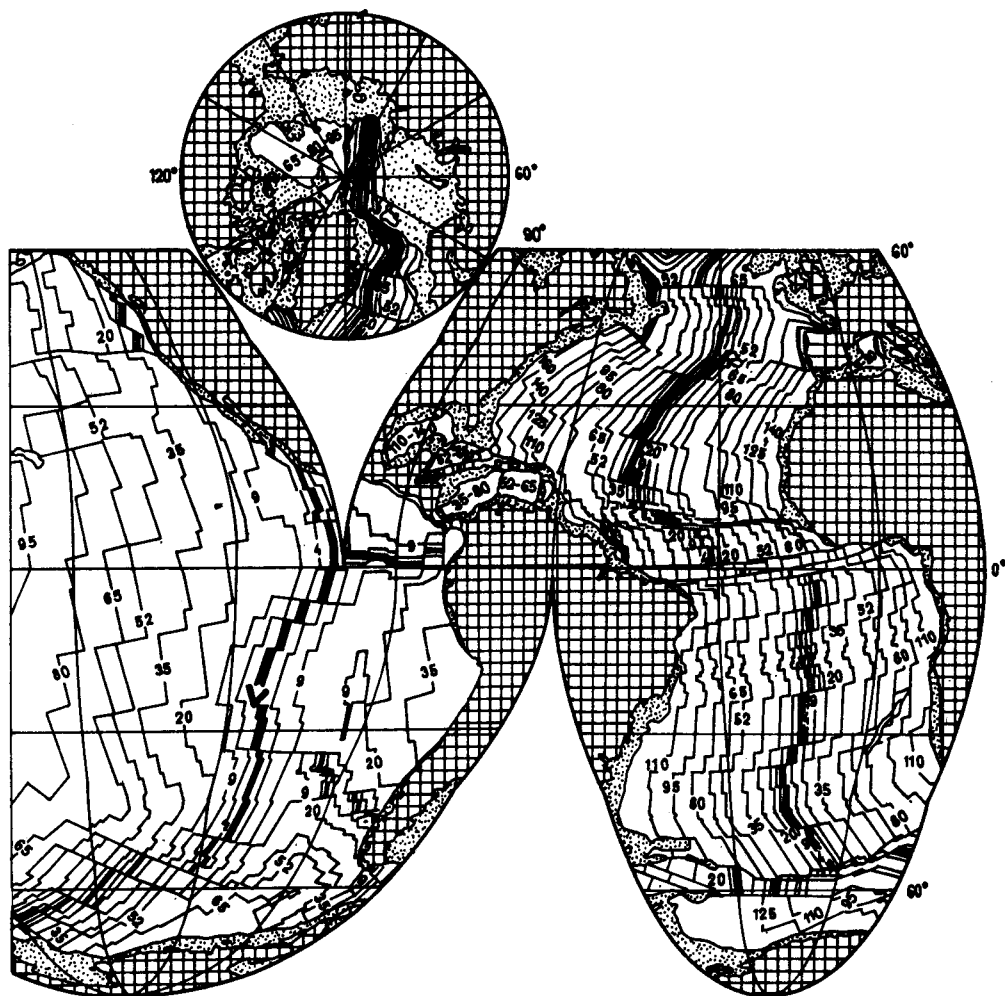


11.6 Izochrony oceánského dna (v Ma). Jsou určeny z interpretací lineárních magnetických anomálií a z informací hlubokomořských vrtů. Goodova projekce, která nezkrsluje plochu

Podrobné studium magnetického pole dna oceánů umožňuje sestavení přesného strukturně tektonického schématu. Výsek z magnetické mapy z východní části Tichého oceánu je na obr. 11.5. Z průběhu izolinií je patrné příčné posunutí, jehož velikost (135 km) byla stanovena korelační metodou z konfigurace magnetického pole po obou stranách předpokládané tektonické linie. Byly zjištěny případy, kdy příčné posunutí přesáhlo hodnotu 1000 km (např. transformní zlom¹⁾ Mendosino v severovýchodní části Tichého oceánu).

Význam lineárních magnetických anomálií ještě stoupl, když se podařilo nezávislými metodami určit stáří hornin, které je vyvolávají (draslík-argonovou metodou, paleontologicky a paleomagneticky). Navíc porovnání magnetických anomálií v profilech kolmých ke středooatlantskému, severopacifickému a jihopacifickému hřbetu ukázalo, že mají podobný průběh. Současně bylo zjištěno, že **po stranách středoatlantského hřbetu oceánské dno narůstá** s rychlostí 1–2 cm za rok, severopacifického 2 cm za rok a jihopacifického 4–6 cm za rok. Bez nadsázky lze konstatovat, že dno oceánů je globálním magnetickým záznamem svého vlastního vzniku

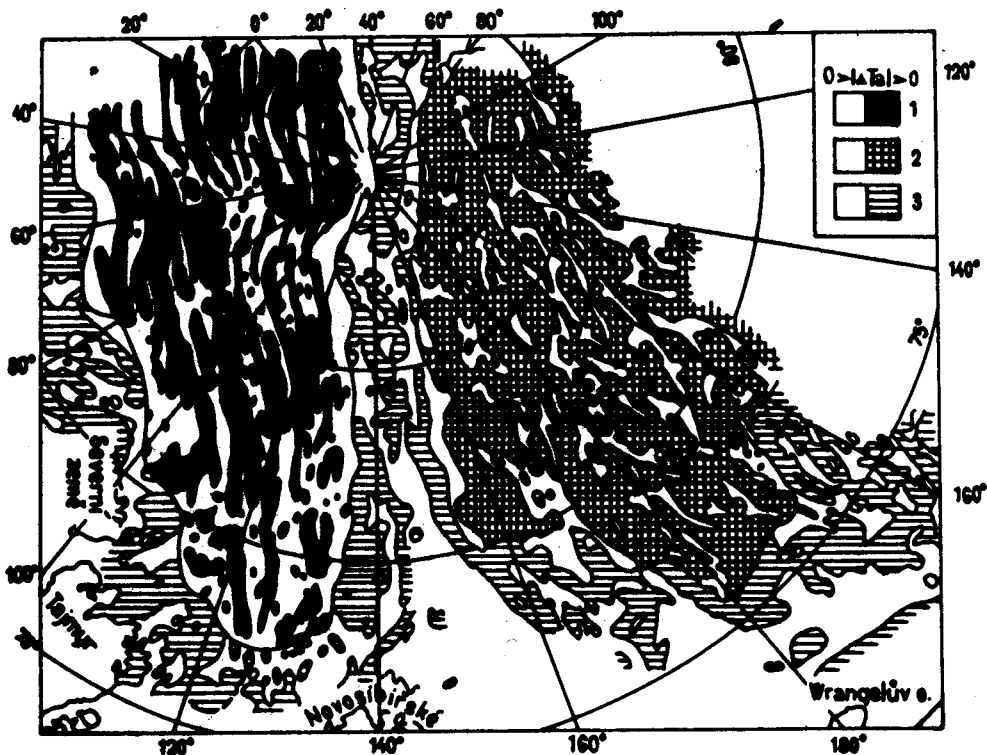
¹⁾ Názvem **transformní zlomy** se označují poruchy, podél nichž se dějí především horizontální posuny. Jsou součástí systému riftových a subdukčních zón a často tvoří hranice mezi litosférickými deskami (Z. KUKAL, 1982).



a vývoje. Na obr. 11.6 jsou **izochrony dna světových oceánů** odvozené z magnetického pole. Mapa byla získána (J. G. SCLATER et al., 1981) interpretací lineárních magnetických anomálií, ze zpracování výsledků hlubokomořských vrtů, z absolutního datování, paleontologie, paleomagnetismu a dalších podkladů.

Pásovou strukturu má magnetické pole nejen v oblasti hlavních oceánů, ale i na menších plochách s oceánickou kůrou, např. v Severním ledovém oceánu (obr. 11.7). Magnetické anomálie zde sice nemají přesně lineární průběh, jejich detailní analýzou však lze získat strukturální schéma mořského dna (obr. 11.8). Stáří jednotlivých pásů bylo určeno datováním vzorků odebraných z mořského dna.

Z hlediska života na Zemi je významná i otázka **inverzí magnetického pole**. Magnetické pole totiž brání pronikání tvrdého slunečního záření, škodlivého živým organismům, na zemský povrch. Je možné, že při změně směru magnetického pole se jeho intenzita blíží nule, tvrdé sluneční záření pak může pronikat na zemský povrch a negativně působit na živé organismy.



11.7 Struktura magnetického pole v Severním ledovém oceánu:

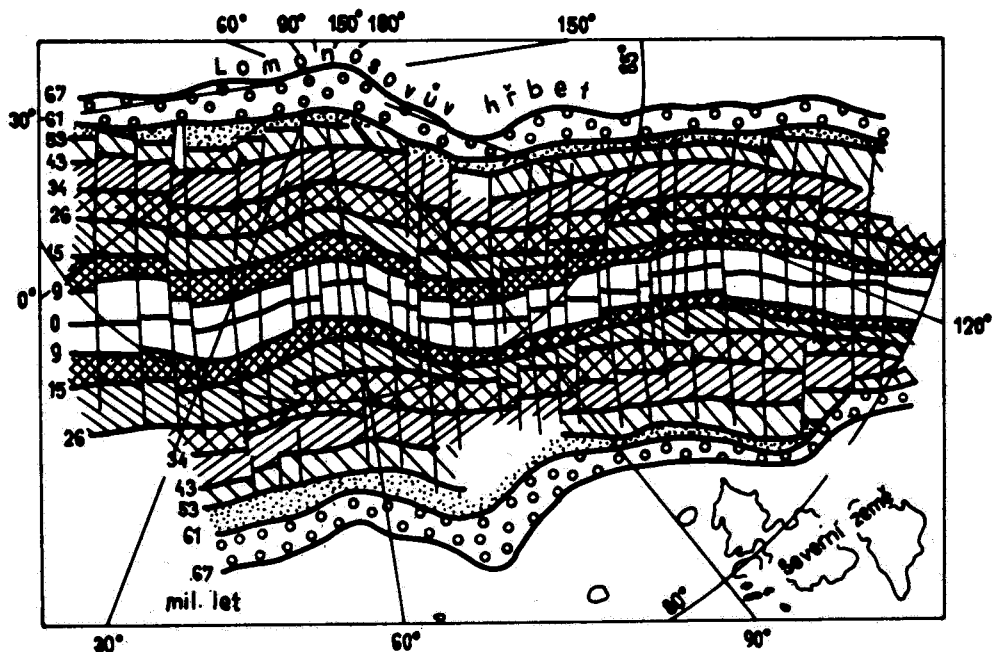
1 – Amundsenova pánev, 2 – Mendělejevův hřbet; 3 – Makarovova pánev

Magnetické pole Země má také svou střídavou složku se širokým spektrem frekvencí. Toto **přirozené střídavé magnetické pole** (část 9) je vyvoláno sluneční činností, procesy v ionosféře, bouřkovými výboji v rovníkových oblastech a dalšími faktory. Čím nižší je frekvence, tím větší je hloubka, do níž pronikají elektrické proudy indukované přirozeným střídavým magnetickým polem. Tzv. magnetotelurickou metodou můžeme získat údaje o elektrických vlastnostech prostředí ve značných hloubkách. Tak byla lokalizována zóna se zvýšenou vodivostí, prakticky totožná s vrstvou snížených rychlostí – astenosférou.

Vnitřní teplotní pole Země je jeden z nejvýznamnějších faktorů ovlivňujících procesy probíhající v zemském tělese.

Teplná energie mění **fyzikální stav hmot uvnitř zemského tělesa**, jejich elastické vlastnosti, objem a hustotu, podmiňuje i chemické procesy. Různý stupeň nahřátí způsobuje rozdíly v hustotách (ty vznikají i při látkové diferenciaci vyvolané nahřátím jednotlivých složek nad bod tání), přičemž natavené hmoty jsou přemísťovány podle zákonů hydrostatiky.

Všeobecně je přijata teorie, že hlavním zdrojem zemského tepla je **rozpad radioaktivních prvků**. Systematické geotermické výzkumy byly zahájeny až ve druhé polovině našeho století, kdy byla vyvinuta nezbytná aparatura. Ukázalo se, že rozložení teplot na zemském povrchu je ovlivněno řadou různých faktorů a že povrchová teplota je nevhodná ke studiu teplotního režimu uvnitř zemského tělesa. Jako nejvhodnější charakteristika vnitřního tepla Země se ukázala hustota tepelného toku (část 10.1).



11.8 Mapa izochron Amundsenovy pánve v Severním ledovém oceánu

Prekvapující bylo zjištění, že průměrná **hustota tepelného toku** je prakticky stejná na kontinentech i na oceánech, neboť vzhledem k rozdílné stavbě kontinentální a oceánické kůry (nepřítomnost granitické vrstvy) byla očekávána podstatně vyšší hodnota v oblasti kontinentů. Při stejné hodnotě tepelného toku pro kontinenty i oceány je nutno předpokládat značné rozdíly v existujících teplotách v zemské kůře a svrchním pláští, i rozdílný stupeň diferenciace hmot (zejména v rozdělení radioaktivních prvků) až do hloubek několika set km. Rozložení hustoty tepelného toku (část 10.3) v oblastech oceánů (maxima nad středooceánskými hřbety, minima nad hlubokomořskými příkopy) lze logicky vysvětlit existencí konvekčního proudění v pláští. Vedle těchto lineárních anomálií existují i **anomálie izometrické**, zvané **horké skvrny** (celkový počet asi 20). Předpokládá se (např. W. J. MORGAN, 1972), že se pod horkými skvrnami nacházejí úzké termální sloupce, vystupující z hloubky 2900 km od hranice jádro – plášť.

V posledních letech jsou přímo sledovány změny ve vzájemné poloze bodů nalézajících se v různých místech zemského povrchu, v nichž jsou instalovány antény navigačních družic.

11.2.2 WEGENEROVA HYPOTÉZA KONTINENTÁLNÍHO DRIFTU

Hypotéza kontinentálního driftu byla nedávno doložena výsledky moderních globálních výzkumů a akceptována většinou geologů. V 17. a 18. století, kdy již byly dostatečně známy kontury jednotlivých kontinentů, poukázali někteří vědci, mezi nimi i F. BACON (r. 1620), na podobnost pobřežních tvarů na obou stranách Atlantského oceánu. Později však G. L. L. BUFFON (r. 1749) odmítl podobnost pobřeží Afriky a Jižní Ameriky a vznik Atlantského oceánu vysvětloval jako důsledek poklesu mytické Atlantidy a pozdější eroze kontinentů mořskými proudy. V té době byl katastrofický výklad mnoha geologických jevů v oblibě, neboť byl v souladu s přetrvávajícím vlivem náboženských dogmat.

Koncem 19. století byla geologovi E. SUSSOVI dobře známa geologie kontinentů jižní polokoule. Mohl proto vyslovit hypotézu, že Afrika, Jižní Amerika, Austrálie a Indie kdysi byly součástí prakontinentu, který nazval **Gondwana** (podle oblasti Gondwana v Indii).

V r. 1910 vyslovil meteorolog A. WEGENER hypotézu, že na počátku mezozoika byla Gondwana spojena s Eurasií, Grónskem a Severní Amerikou (**Laurasia**) do jediného kontinentu, který nazval **Pangaea**. Předpokládal, že k rozdělení tohoto rozsáhlého kontinentu došlo během mezozoika v důsledku **laterálních (bočních) pohybů zemské kůry**. Na podporu své hypotézy pečlivě shromáždil tehdy dostupné geologické důkazy, zejména návaznost podobných geologických struktur na nyní oddělených částech prakontinentu, existenci analogických horizontálních typů a fosilií, podobnost klimatických poměrů, zejména průběh zalednění, zvláštní pozornost věnoval konturám pobřeží na obou stranách Atlantského oceánu. V té době však geologické důkazy nebyly jednoznačné, navíc podle tehdejších představ o vlastnostech zemské kůry byly vyloučeny tak rozsáhlé laterální pohyby kontinentů. Proto **Wegenerova hypotéza kontinentálního driftu** nebyla obecně přijata a k její renesanci dochází až v šedesátých letech našeho století, především zásluhou převratných výsledků geofyzikálních a geologických výzkumů dna oceánů i moderních seismologických a paleomagnetických výzkumů.

Pravděpodobnost **identičnosti kontur pobřeží** kdysi spojených kontinentů byla určena na počítačích metodou nejmenších čtverců (A. G. SMITH, 1976). Vzhledem k existenci šelfů byla početně nalezena hloubka, v níž se kontury pobřeží nejlépe shodují. Ukázalo se, že optimální hloubka je 1000 m – ve svrchní části kontinentálního svahu. Např. pro soulad pobřežních tvarů Jižní Ameriky a Afriky byla zjištěna chyba 1,5 %, tj. byla prokázána jejich shoda.

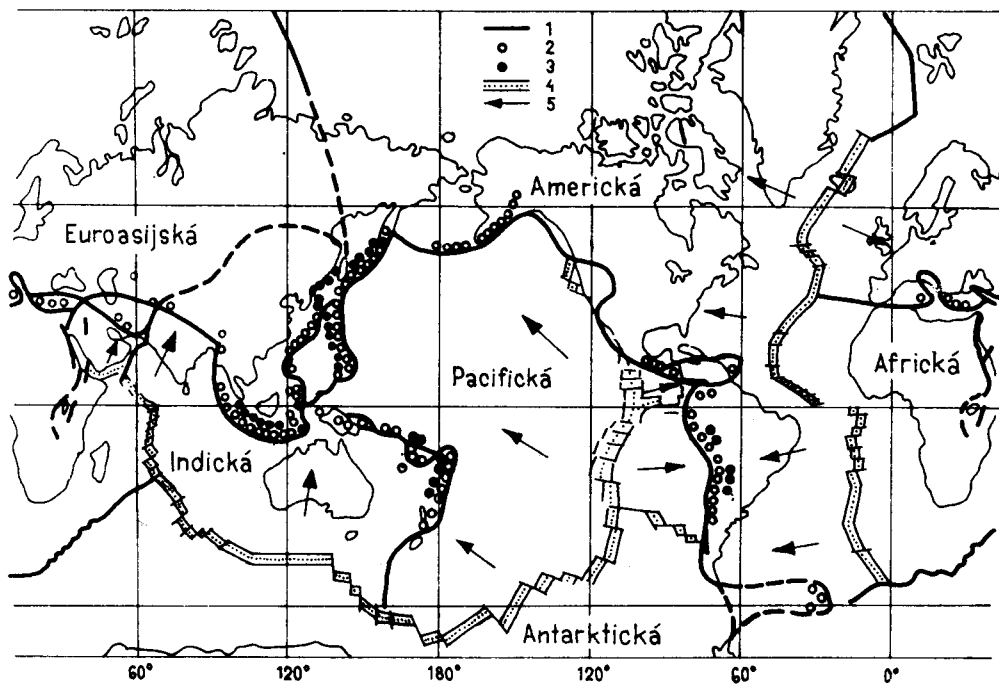
Zcela přesvědčivým důkazem kontinentálního driftu je mapa izochron dna oceánů (obr. 11.6).

Současné komplexní globální geofyzikální, geochemické a geologické výzkumy umožňují sestavit dynamický model vývoje a současného stavu zemského tělesa.

11.2.3 TEKTONIKA LITOSFÉRICKÝCH DESEK

Základem **hypotézy tektoniky litosférických desek** je poznatek, že se při zemském povrchu nalézají dvě fyzikálně zcela odlišné vrstvy: litosféra a astenosféra. **Litosféra** zahrnuje zemskou kůru a část svrchního pláště, dosahuje mocnosti 100–250 km, je rigidní, má vysoký měrný odpor a je seismicky (tektonicky) aktivními zónami rozdělena na jednotlivé desky (obr. 11.9). **Astenosféra** je plastická a má vysokou elektrickou vodivost. Obě tyto vlastnosti astenosféry jsou způsobeny zvýšením teploty a částečným natavením. Je zákonité, že k uvolňování energie nahromaděné v zemském tělese (např. v důsledku změny polohy osy rotace) musí docházet právě na styku těchto dvou fyzikálně odlišných souvrství, a to podél tektonicky oslabených aktivních zón tvořících hranice mezi litosférickými deskami.

Mechanismus tektoniky litosférických desek je jev velmi složitý, jehož výklad vyžaduje komplexní přístup. Zde se pokusíme o přehledné shrnutí a interpretaci některých fyzikálních jevů, které s ním souvisí. Nejčastějším typem rozhraní mezi litosférickými deskami jsou **středoocéánské hřbety s centrálním rífem (divergentní rozhraní)**, jejichž celková délka dosahuje 80 000 km. Jsou provázány mělkými zemětřeseními – hloubka do 30 km (astenosféra je blízko zemského povrchu), rozsáhlým deficitem hmoty (snížení hustoty v důsledku natavení), zvýšeným tepelným tokem a po obou stranách charakteristickými lineárními magnetickými anomáliemi se střídající se polaritou. Podle radiometrického, paleontologického a paleomagnetického datování vzorků z mořského dna je prokázáno, že v oblasti středoocéánských hřbetů dochází k **narůstání (spreadingu) mořského dna** s rychlostí několika cm za rok (v Atlantském oceánu 2 cm · rok⁻¹, v jihovýchodní části Tichého oceánu až 10 cm · rok⁻¹). Není však zcela jasné, jaké síly posunují litosférické desky od středoocéánského hřbetu. Vzhledem k tomu, že rozhraní litosféra – astenosféra směrem od středoocéánského hřbetu klesá, mohou se na pohybu desek významně podílet gravitační síly (obr. 11.10a). Další varianty předpokládají konvekční proudění, při němž

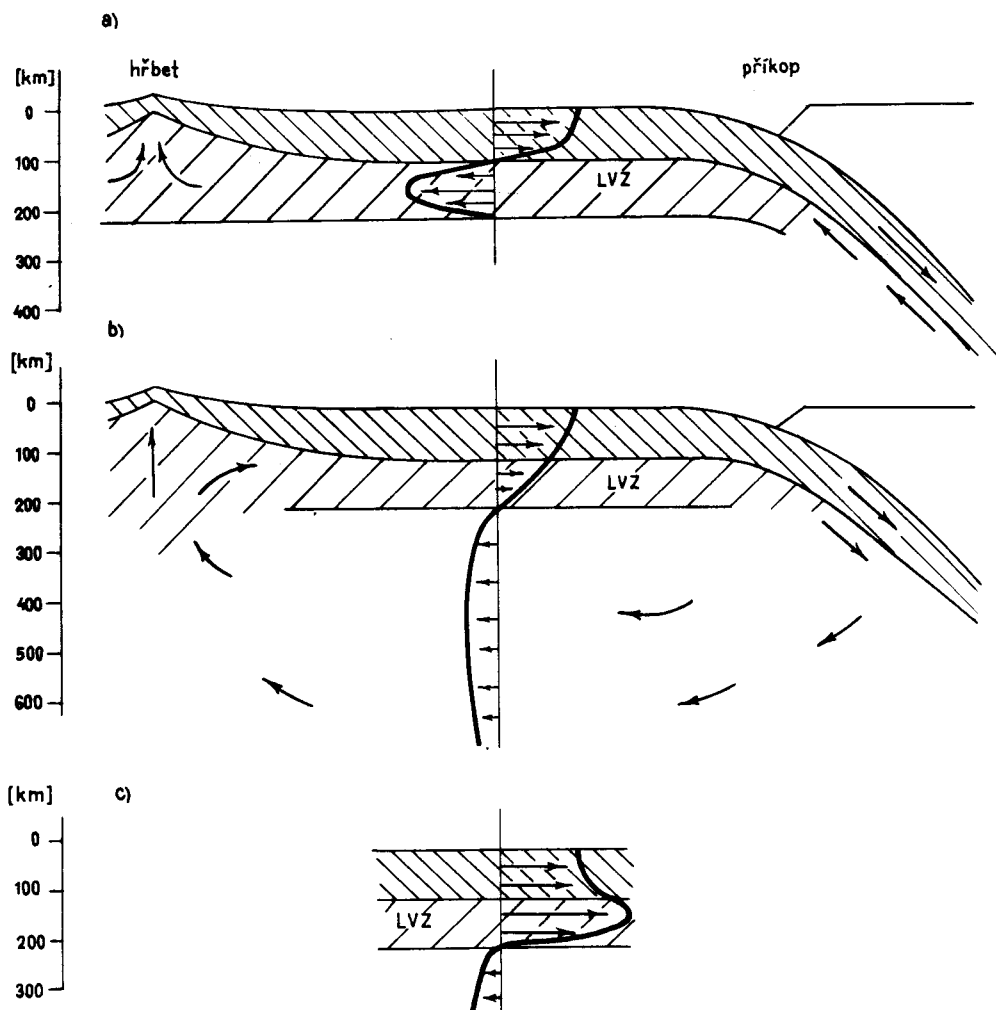


11.9 Shrnutí seismické aktivity Země s odpovídajícím rozdělením litosféry na desky: 1 – mělká, 2 – středně hluboká, 3 – hlubinná zemětřesení, 4 – aktivní rifty, 5 – generalizovaný směr pohybu (B. L. ISACKS et al., 1968)

pohyb litosférické desky mohou způsobovat gravitační síly pouze částečně (obr. 11.10b), nebo je deska pasivně unášena konvekčním prouděním (obr. 11.10c).

Dalším významným typem rozhraní litosférických desek jsou **subdukční zóny (konvergentní rozhraní)** vyskytující se podél ostrovních oblouků a aktivních okrajů kontinentů (např. západního pobřeží Jižní Ameriky). Jejich celková délka dosahuje 50 000 km. V subdukčních zónách dochází k **zasouvání litosféry do astenosféry**, tj. rigidní desky do plastického prostředí. Důkazem rigidity je přítomnost zemětřesení s hypocentry uspořádanými do Wadati-Benioffovy zóny dosahující až do hloubek 700 km. Hlubokooceánský příkop, typický pro subdukční zóny, je provázen sníženým tepelným tokem a intenzivními zápornými izostatickými anomáliemi, což svědčí o přítomnosti sil působících proti izostázi. Pro subdukční zóny je také charakteristická vulkanická činnost projevující se nad zasouvanou litosférickou deskou. **Podél subdukčních zón dochází k zániku oceánické kůry a k mírnému narůstání kontinentální kůry.**

Vzhledem k rozdílné celkové délce středooceánských hřbetů a subdukčních zón musí být rychlost zániku oceánické kůry v subdukčních zónách větší než rychlost jejího narůstání podél středooceánských hřbetů. S tím souvisí rychlost migrace těchto zón po zemském povrchu. Subdukční zóny se pohybují rychleji, takže nutně dochází k jejich kolizi se středooceánským hřbetem. K takové kolizi došlo při západním okraji Severní Ameriky (obr. 11.9), kde se pacifický rift setkal se subdukční zónou. Je pravděpodobné, že zde došlo k rozáhlé obdukci, zlom San Andreas lze interpretovat jako výsledný projev spreadingu a řady transformních posunutí. Pro tuto téži hovoří i oceánický charakter kůry na jihozápad od zlomu San Andreas a přiléhající dno Tichého oceánu (lineární kladné a záporné anomálie ΔT , transformní posuny, stáří prvé desítky

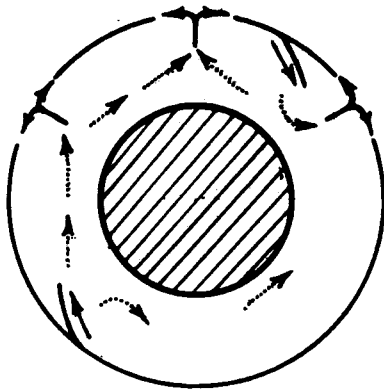


11.10 Různé modely zóny snížených rychlostí (LVZ): a – žádný pohyb pod zónou snížených rychlostí; b, c – v obou případech pohyb LVZ shodný s pohybem litosférické desky (E. R. OXBURGH, 1971)

milionů let). Je zajímavé, že v prostoru zlomu San Andreas, tj. tam, kde nedochází k subdukcí, vymizel recentní vulkanismus, vyskytující se severněji (Sv. Helena) i jižněji (středoamerická oblast).

Z rozložení zón spreadingu a subdukcí (obr. 11.11) vyplývá, že pohyb hmot podílejících se na vzniku a zániku mořského dna nemůže v zemském nitru vytvářet jednoduché konvekční buňky, ale musí být daleko složitější.

Velice významné je zjištění, že na dně oceánů se vesměs vyskytují horniny mladší než 200 mil. let. Toto **stárí oceánického dna** je v plném souladu s celkovou délkou středooceánských hřbetů, s rychlostí spreadingu a celkovou plochou oceánů. Při extrapolaci současného vývoje mořského dna do minulosti můžeme během geologického vývoje Země předpokládat několikanásobný



11.11 Pohyb hmot podléjících se na vzniku a zániku dna oceánů

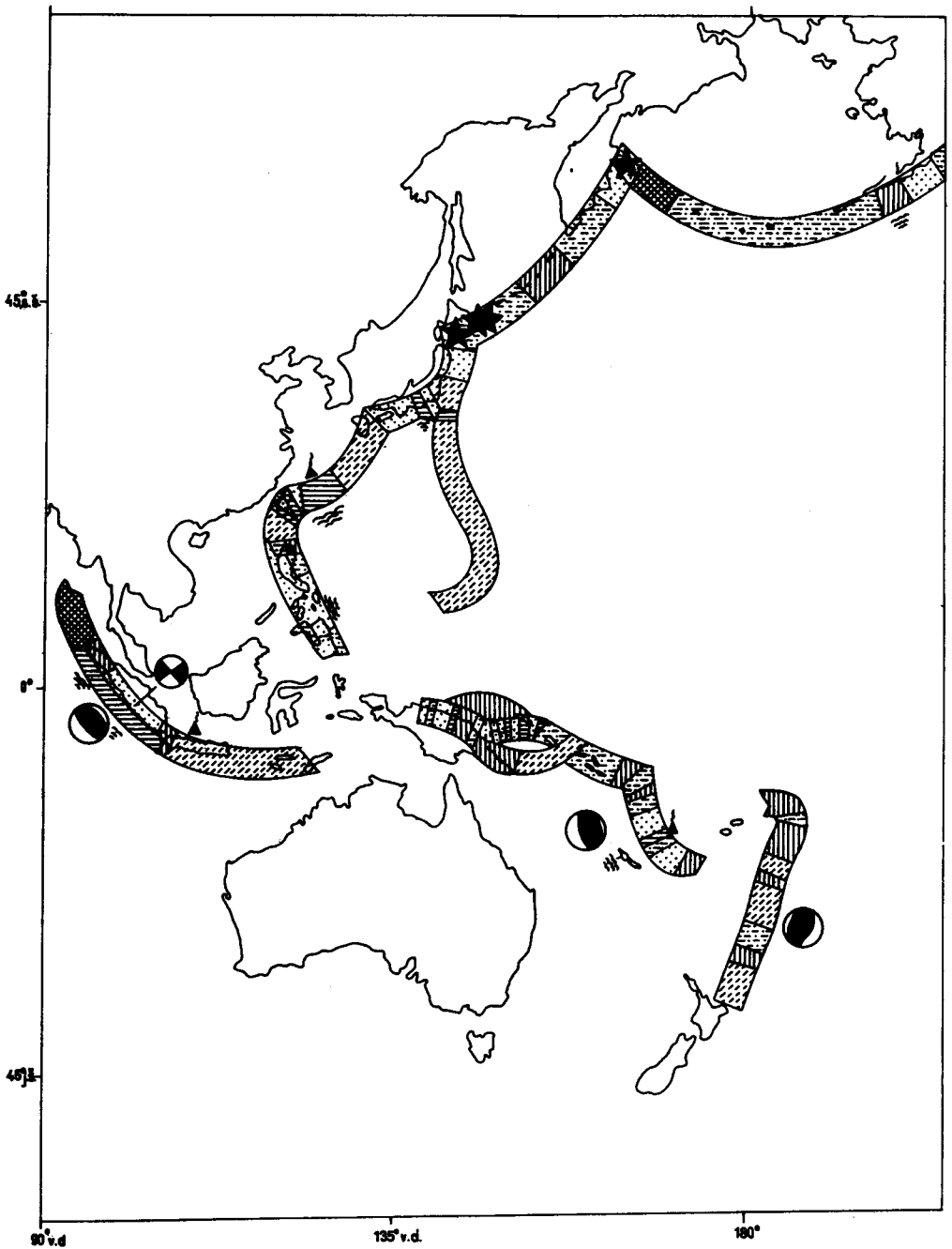
vznik a zánik dna oceánů. Astenosféra soustavně dodává materiál pro novou oceánickou litosféru – v centrálním riftu středooceánských hřbetů, starou pohlcuje a asimiluje v subdukčních zónách.

Fyzikálně i geologicky nejjednodušším rozhraním mezi litosférickými deskami jsou **transformní zlomy**. V seismologii se projevují zemětřeseními a malou hloubkou hypocenter (první desítky km), v magnetometrii posunem lineárních anomálií (stovky až tisíce km), často příčně posouvají středooceánské hřbety. Transformní zlomy tvoří jednotný, geometricky přesně definovaný systém. **Podél transformních zlomů dochází pouze k relativnímu pohybu litosférických desek, zemská kůra zde ani nevzniká, ani nezaniká.**

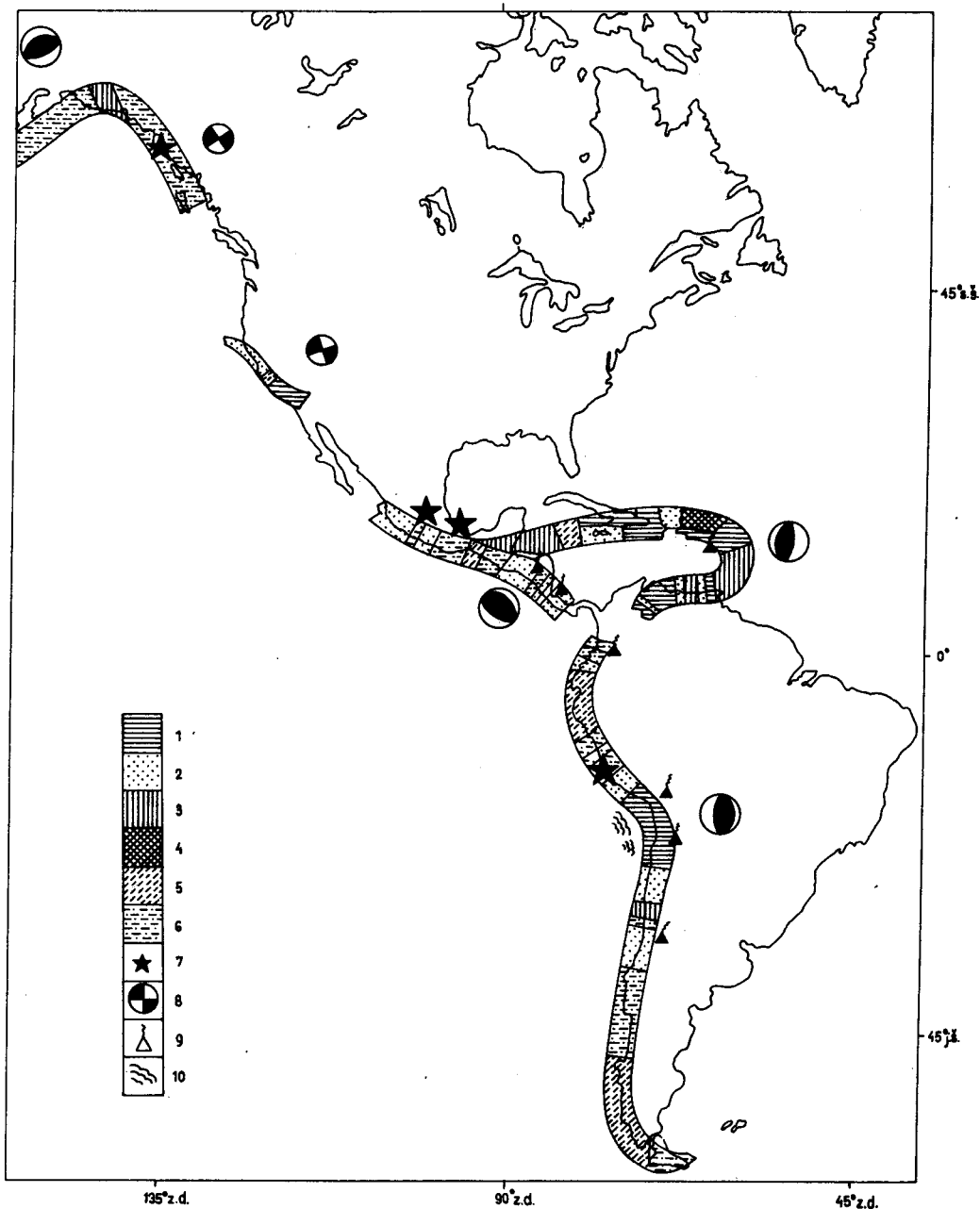
V **prostoru kontinentů** mají tektonicky aktivní pásma zcela odlišný charakter. Je to mj. způsobeno tím, že kontinenty jsou ve srovnání s oceánickou kůrou starší a zkonsolidovanější, kontinentální kůra i litosféra má podstatně větší mocnost. **Pásemná pohoří alpsko-himálajského typu** jsou charakterizována středně hlubokými rozptýlenými zemětřeseními (hloubky do 400 km), intenzivními zápornými anomáliemi tíže a značnou mocností (až 70–80 km) zemské kůry. Vzhledem k malé hustotě kontinentální kůry je v oblasti kontinentů prakticky vyloučena subdukce. Protože se konvergence uvnitř kontinentu nemůže projevit subdukcí, dochází k mohutnému **vrásnění** kombinovanému s přesmyky, kůra je značně redukována v horizontálním směru a nabývá na mocnosti.

Při bližším porovnání kontinentů a oceánů zjistíme, že v řadě případů mají oceánické tektonicky aktivní zóny své pokračování v aktivních zónách kontinentů. Tak např. indonéský oblouk přechází směrem k severu do himálajského systému, hřbet uprostřed Severního ledového oceánu pokračuje ve Verchojanskému hřbetu na Sibiři, jihopacifický středooceánský hřbet má své pokračování v pásemných pohořích při západním okraji Severní Ameriky, Andy se rozkládají paralelně se subdukční zónou, z Atlantiku pokračuje do aktivní oblasti Středozevního moře významný transformní zlom atd.

Hypotéza globální tektoniky litosférických desek byla formulována nedávno, řada dílčích otázek dosud nebyla uspokojivě vyjasněna a nutně vyžaduje další výzkumy. **Tektonika litosférických desek** má tři hlavní zvláštnosti. Za **prvé** je skutečně **globální**, neboť zkoumá jevy probíhající současně v celém zemském tělese (zemětřesení, drift magnetického pole, změny v rotaci atd.), tj. jevy vzájemně související. Za **druhé** je **všeobecná**, protože nezbytně vyžaduje syntézu výsledků různých věd, jako je tektonika, geofyzika, paleontologie, petrologie, geochemie a další. Za **třetí** předpokládá **aktualizující přístup ke studiu geologické minulosti Země**, tj. vyhledávání paleotektonických analogií se současnými tektonickými a geodynamickými situacemi. Je pochopitelné, že nová globální tektonika jako každá významná vědecká koncepce slouží



11.12 Seismický potenciál zemětřesení (M 7) u subdukčních rozhraní pro několik příštích desetiletí. Největší seismický potenciál mají úseky kategorie 1, kde velké zemětřesení nebylo už více než 100 let a kde je vysoká pravděpodobnost velkého zemětřesení v příštích desetiletích. Nejnižší seismický potenciál mají úseky kategorie 6, kde velké zemětřesení proběhlo v minulých 30 letech. U kategorie 4 jde o pohyb



rovnoběžný s obloukem. Kategorie 3 a 5 postrádají dostatek informací. Přitom u kategorie 3 je velké zemětřesení v blízké budoucnosti pravděpodobné, u kategorie 5 nikoliv. Hvězdičky ukazují místa již úspěšných předpovědí (7). Fokální mechanismy (8), symboly pro sopky (9) a tsunami (10) jsou reprezentativní pro dané úseky (podle W. R. McCANNA et al., 1979)

praktickým cílům. Globální seismologické výzkumy umožnily stanovit ve vybraných oblastech **seismický potenciál zemětřesení** (obr. 11.12) pro několik příštích desetiletí (W. R. McCANN et al., 1979). Nová globální tektonika se stala základem metalogenetických analýz, což skýtá nové možnosti při prognózování rudních ložisek.

11.3 Vývoj geosféry

11.3.1 VÝVOJ ZEMSKÉHO JÁDRA A PLÁŠTĚ

Jak již bylo konstatováno při shrnutí globálních geofyzikálních výzkumů (část 11.2.1), za nejvýznamnější primární zdroj vnitřní energie Země je považován **radioaktivní rozpad nestabilních prvků**, při němž je uvolňována tepelná energie v množství řádově 10^{21} J za rok. Radiogenní teplo uvolněné za celou dobu existence Země je odhadováno na $2,5 \cdot 10^{31}$ J (A. S. MONIN, J. A. ŠIŠKOV, 1979). Tepelná energie mění elastické vlastnosti, objem a hustotu hmot uvnitř zemského tělesa, podmiňuje i chemické procesy. Hustotní diferenciace, k níž dochází v důsledku částečného natavení, látkové diferenciace a chemických procesů, spolu s působením zemské tíže vede ke **gravitační diferenciaci**, tj. k pohybu lehčích hmot směrem k zemskému povrchu a k poklesu těžších směrem k těžišti Země. Gravitační diferenciace je hlavním procesem formujícím nitro Země po celou dobu její existence.

Problémem **gravitační diferenciace hmot v zemském tělese** se zabýval V. P. KEONDŽIAN a A. S. MONIN (1975). Vycházeli ze zjednodušeného modelu Země, složené jednak z lehčích hmot (silikáty) a jednak z těžších hmot jádra (železo). Zjistili, že koncentrace „jaderné hmoty“ v plášti současně Země je 7,52 %. Protože jádro Země tvoří 32,18 % hmotnosti Země a koncentrace „jaderné hmoty“ pro celou Zemi je 37,3 %, je množství „jaderné hmoty“ x , které přešlo gravitační diferenciací do jádra rovno 86,3 %, tj. proces gravitační diferenciace se uskutečnil na 86,3 %. Další výpočty ukázaly, že poloměr jádra roste rychleji než $\sqrt[3]{x}$ (roste v něm i hustota a tlak), přičemž **poloměr Země se zmenšuje** (za dobu její existence o 25 km – tab. 11.2). V důsledku gravitační diferenciace hmot se **zmenšuje potenciální energie Země** (protože roste koncentrace hmot směrem k těžišti). Přitom dochází k uvolnění značného množství energie – tab. 11.2.

Důležitým mechanismem gravitační diferenciace a přenosu tepla v pevné Zemi může být **konvekce hmot**. Konvekční pohyby hmot v dané vrstvě vytváří nejčastěji **uzavřené oběhy – buňky** (obr. 11.13). V uzavřeném oběhu dochází v centrální části k výstupu hmot, které se ve svrchní vrstvě pohybují směrem k okrajům, kde sestupují a vracejí se ve spodní části vrstvy od okraje do středu. Při konvekčním pohybu musí hmoty překonávat sílu vnitřního tření, přičemž se část kinetické energie mění na tepelnou. Při **jednobuněčné konvekci** se toto teplo uvolňuje převážně v astenosféře a převyšuje ztráty tepla do litosféry, takže plášť se rozehřívá. Přehřátá hmota je konvekci přenášena do spodního pláště a jednobuněčná konvekce přechází ve **dvoubuněčnou**, kdy se teplo vyděluje především ve spodním plášti, tj. ztráty tepla do litosféry jsou vyšší a plášť se ochlazuje. Tím se opět vytváří podmínky k přechodu na původní jednobuněčnou konvekci. Toto **střídání konvekčních cyklů** může být podle O. G. SOROCHTINA (1974) příčinou rytmičnosti tektonicko-magmatických procesů v historii Země. Současná Země má odpovídat schématu konvekce dvou buněk (póly výstupu hmot v oblasti pobřeží Etiopie v Africe a u ostrova Pascua v Tichém oceánu, odpovídající poklesová oblast zahrnuje geosynklinální části tichooceánské periferie).

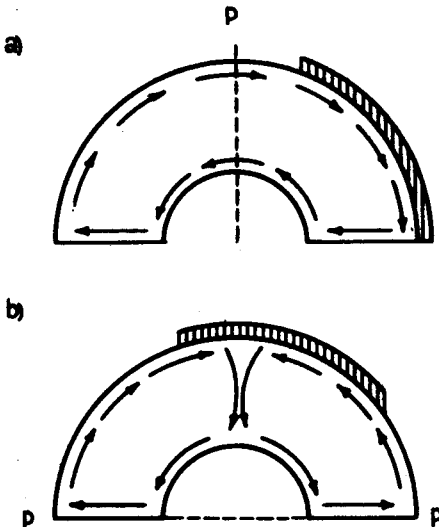
V samotném **vývoji zemského pláště** je nejvýznamnějším procesem postupné **obohacování oxidem křemičitým** SiO_2 , zůstávajícím po rozpadu fayalitu (Fe_2SiO_4) na hranici jádra, a **ztráta „jaderné hmoty“**, tj. přechod železa do jádra. Předpokládá se, že původně se železo nacházelo

Vývoj nitra Země podle modelu gravitační diferenciace V. P. KEONDŽJANA a A. S. MONINA (1975)

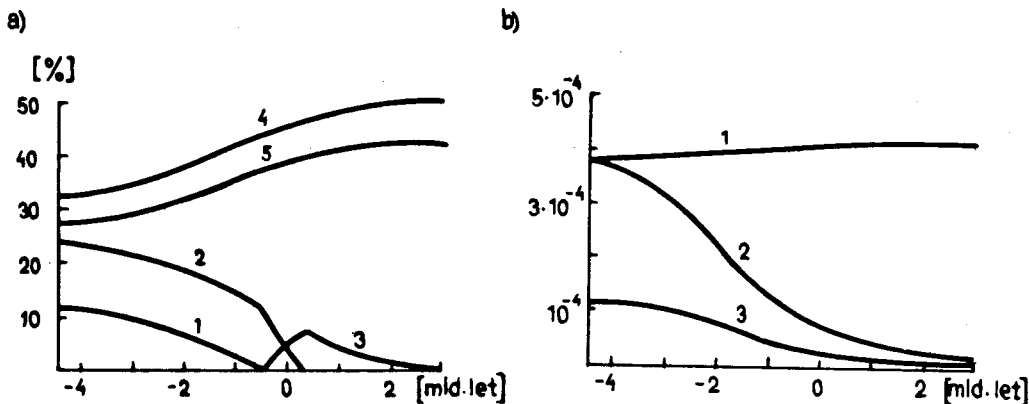
Označení: x — množství „jaderné hmoty“, která přešla gravitační diferenciací do jádra, r — poloměr jádra, r_z — poloměr Země, ρ_s — hustota ve středu Země, p_s — tlak ve středu Země, E_p — uvolňovaná potenciální energie při gravitační diferenciaci

x [%]	r [km]	r_z [km]	ρ_s [$10^3 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$]	p_s [10^{11} Pa]	E_p [10^{31} J]
0	0	6 393	11,34	2,25	0
20	2 091	6 386	12,38	2,83	0,32
40	2 652	6 381	12,93	3,16	0,73
60	3 043	6 376	13,38	3,44	1,11
80	3 361	6 372	13,75	3,68	1,49
86,3	3 451	6 371	13,86	3,74	1,61
100	3 635	6 368	14,08	3,89	1,86

v zemském plášti jednak volně a jednak v podobě oxidu železnatého FeO s koncentracemi 14 resp. 22 %. Prakticky neexistoval oxid železitý Fe₂O₃. Kyslík, uvolňovaný při přechodu železa do jádra, nejdříve oxidoval volné železo na FeO a později, když se již volné železo nevyskytovalo, FeO na Fe₂O₃. To nastalo koncem proterozoika a tento proces by měl ještě trvat asi 0,4 miliardy let, kdy železo v plášti zůstane pouze v podobě Fe₂O₃ a uvolněný kyslík bude oxidovat jiné látky pláště. Změny hlavních chemických sloučenin v plášti během jeho dosavadního vývoje a do budoucna jsou patrné z obr. 11.14.



11.13 Schéma konvekce v zemském plášti (podle A. S. MONINA a J. A. ŠIŠKOVA, 1979): a) jedna buňka, b) dvě buňky, P – rovnovážná poloha pólů otáčení



11.14 Změna koncentrací hlavních chemických složek zemského pláště od vzniku Země a do budoucnosti (podle O. G. SOROCHTINA, 1974): a) 1 – Fe, 2 – FeO, 3 – Fe₂O₃, 4 – SiO₂, 5 – MgO; b) 1 – Na₂O, 2 – H₂O, 3 – K₂O

11.3.2 VÝVOJ ZEMSKÉ KÚRY

Zemská kůra je utvářena sedimentárními, vyvřelými a metamorfovanými horninami. Na základě studia rychlosti sedimentace v oceánských oblastech nebo na základě odnosu zvětralého materiálu ze souše dostaneme rychlost růstu **sedimentární vrstvy** několik desítek mm za 1000 let. Např. při rychlosti sedimentace 30 mm za 1000 let by se za 4 miliardy let na Zemi vytvořila vrstva sedimentů o mocnosti 120 km a o hmotnosti dvojnásobně větší než je současná hmotnost zemské kůry. Z toho plyne, že musí existovat efektivní **mechanismus přeměny usazených hornin** na vyvřelé a metamorfované horniny kontinentální kůry a zároveň **mechanismus odvádění sedimentárních hornin** do zemského pláště. V souladu s hypotézou tektoniky litosférických desek dochází k ponořování hmot zemské kůry do pláště na konvergentním styku desek. Pokud se stýkají dvě oceánské desky, dojde k subdukcii a vznikne **ostrovitá oblouk**. Při styku oceánské desky s kontinentální dojde také k subdukcii oceánské desky, při okraji kontinentu vznikne **pohoří andského typu**. V obou případech lze až do hloubek 700 km sledovat rigidní zasouvanou desku (podle průběhu Wadati – Benioffovy zóny). Je-li oceánská část desky pohlcena subdukcí, dojde ke kolizi kontinentálních desek. Vzhledem k malé hustotě kontinentální kůry subdukcce nemůže pokračovat (zemětřesení jsou rozptýlena v pásu širokém několik set km). Kontinentální kůra je v horizontálním směru redukována a nabývá značně na mocnosti v důsledku vrásnění a přesmyků, vznikají **pásemná pohoří alpsko-himálajského typu** s hluboko ponořenými kořeny.

Vedle těchto oblastí zániku oceánické kůry a horizontální redukce kontinentální kůry, existují **oblasti vzniku a rozšiřování nové oceánické kůry**. Těmi jsou divergentní okraje litosférických desek, tj. **riftové zóny v osách středooceánských hřbetů**. Např. při podrobném průzkumu části dna riftového údolí Středoatlantského hřbetu v hloubce kolem 4 km francouzsko-americkou expedicí v r. 1975 bylo přímo pozorováno rozšiřování oceánské dna podél výrazných puklin a narůstání nové oceánické kůry při výlevech čedičových láv z malých vulkánů (výšky desítek až stovek m) podél pásů 1–3 km od osy riftového údolí (A. S. MONN, 1977). Na základě uvedeného schématu je tedy stáří dané části oceánské kůry dáno podílem vzdálenosti od riftové zóny a rychlosti pohybu desek, tj. s rostoucí vzdáleností od riftu stáří hornin roste. Např. při poloměru oceánu 5000 km a rychlosti pohybu desek 2–5 cm . rok⁻¹ by bylo stáří oceánické kůry

v periferních částech oceánů kolem 100–250 miliónů let. Prostým výpočtem zjistíme, že současná plocha oceánů (71 % povrchu Země) je v souladu s délkou středooceánských hřbetů (80 000 km), průměrnou rychlostí rozšiřování dna ($1,5$ až $2 \text{ cm} \cdot \text{rok}^{-1}$) a maximálním stářím hornin na dně oceánů (250 mil. let). Pro uvedené hodnoty dostaneme 300 až $400 \cdot 10^6 \text{ km}^2$, což je 59 až 78 % povrchu Země.

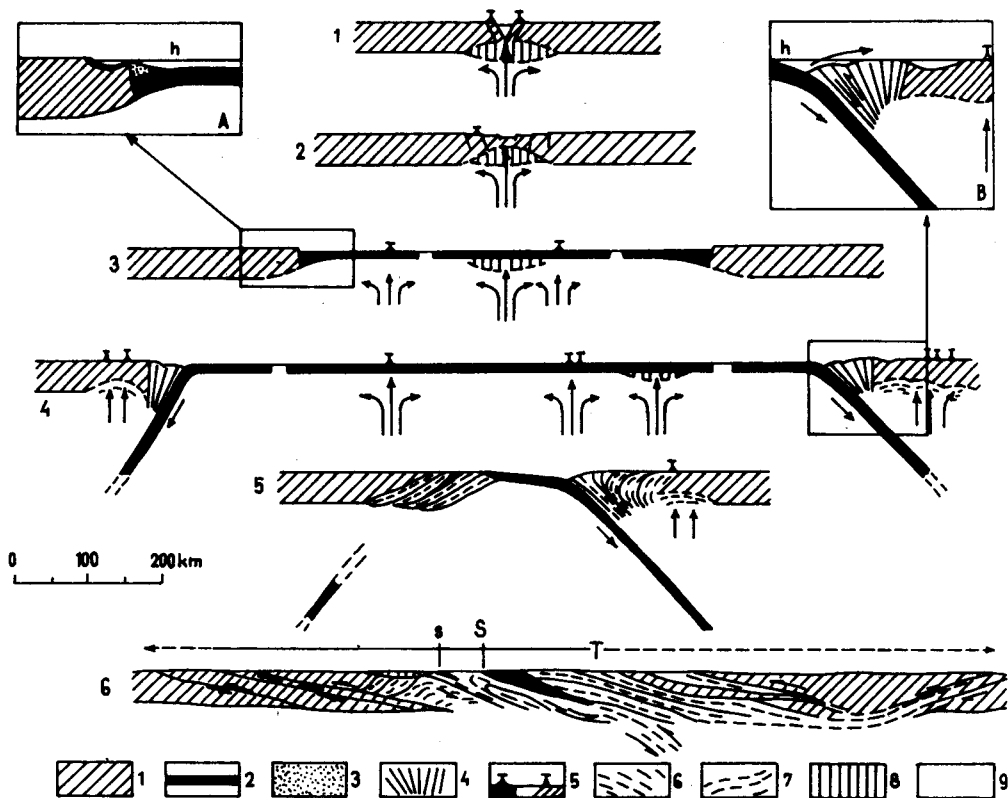
Subdukce litosférických desek vyrovnává vysoké tempo růstu mořských sedimentů. Na pevnině ovšem existují sedimenty staré přes 3 miliardy let, tvořící v geosynklinálních oblastech vrstvy mocné 10–30 km. Protože v současných oceánech se tak mocné vrstvy sedimentů vyskytují pouze v okrajových a vnitřních mořích, je pravděpodobné, že mohutné vrstvy sedimentů geosynklinálních oblastí kontinentů vznikly v dřívě tam existujících okrajových a vnitřních mořích.

Vyvěřelé horniny, dostávající se na povrch zemské kůry vulkanickou činností, mají svůj původ buď v plášti (riftové středooceánské hřbety, příčné transformní zlomy), kdy se vylévají čediče, nebo v zónách subdukce, kde je magma tvořeno roztavenými hmotami podsouvající se oceánické kůry (podíl čedičů klesá asi na $1/5$). Vydělování prchavých a lehce tavitelných komponent oceánické kůry v subdukčních zónách je považováno za dostatečně efektivní mechanismus vytváření kontinentální kůry.

Metamorfované horniny se tvoří ze sedimentárních a vyvěřelých hornin v důsledku změny jejich minerálního složení působením vysokých teplot a tlaků v zemské kůře. Metamorfismus hornin je nejrozšířenější v zónách subdukce – na podsouvajících se oceánských deskách a v okrajových mořích při klesání vrstev sedimentů díky jejich velké hmotnosti. Přeměna sedimentů v subdukčních zónách tak završuje **cyklus zvětvávání – odnos – sedimentace – klesání (ponožování) – metamorfismus – magmatismus – zvětvávání**, kterým několikrát prošla značná část hmoty kontinentální kůry.

Současné názory na vývoj zemské kůry vesměs vycházejí z hypotézy tektoniky litosférických desek (např. S. UYEDA, 1978; J. CHÁB et al., 1985). Zjednodušeně můžeme vývoj zemské kůry popsat na základě tzv. **Wilsnova cyklu vývoje oceánů** (J. T. WILSON, 1963), schematicky znázorněného na obr. 11.15. **Počáteční období** (např. východoafrické rifty) zahrnuje vznik a vývoj kontinentálního riftového systému. Je to období vysoké vulkanické aktivity, spjaté s hromaděním velkého množství vulkanického, vulkanicko-sedimentárního a sedimentárního materiálu v riftových depresích. **Mladé období** (např. Rudé moře) nastává, když se uprostřed původně kontinentálního riftu vytváří deprese s kůrou oceánického typu. Riftová deprese se rozšiřuje poklesy ker podél centrálního prolomu. Charakter vulkanismu se mění z alkalického na tholeitický. Kontinentální sedimentace předchozího období je nahrazena sedimentací hlavně marinní. **Zralé období** (Atlantský oceán) představuje rozšiřující se oceánskou pánev. Oceánický hřbet s centrálním riftem, v němž je soustředěna seismická a vulkanická aktivita, probíhá přibližně jejím středem. Okraje kontinentů, původně okraje riftu, jsou pasivní, tj. jsou součástí téže desky jako přilehlá část oceánu. Na kontinentálním šelfu a svalu jsou zachována souvrství z předchozích etap vývoje, jsou překrývána mnohatisícimetrovými soubory mělkovodních a hlubokovodních sedimentů.

Úpadkové období (Tichý oceán) začíná přeměnou pasivních okrajů kontinentů v okraje aktivní, tj. rozdělením desek. Aktivační tektonika podél nových rozhraní modeluje okraje zmenšující se oceánské pánve a sousedních kontinentů. Oceánský rift se stává excentrickým, nově vzniklá konvergentní rozhraní mění své postavení. Podél aktivních okrajů kontinentů se vytvářejí pohoří andského typu, vznikají složité systémy ostrovních oblouků a s nimi menších sedimentačních pánví s kůrou oceánického nebo přechodného typu. Podél větší části obvodu oceánské pánve dochází k subdukci, tj. k rychlému zanikání oceánické kůry. Subdukce je vždy provázena intenzivním vulkanismem a mírným narůstáním kontinentální kůry. Na vzniku kontinentální kůry se významně podílí biosféra. Hromadění sedimentů probíhá v rozdílných prostorech, tj. v hlubokomořských příkopech, okrajových mořích atp. **Období uzavírání** (Středozevní moře?) zahrnuje postupný zánik oceánské pánve provázený tektogenezí typu



11.15 Schéma Wilsonova cyklu: 1 – počáteční období (kontinentální rift ve stadiu centrálního prolomu); 2 – mladé období (centrální riftový prolom s oceánickou kůrou); 3 – zralé období (rozšiřující se oceánská pánev s centrálním hřbetem a intradeskovými vulkány na horkých skvrnách); A – detail pasivního okraje kontinentu (h – hladina oceánu); 4 – úpadkové období; B – detail aktivního okraje kontinentu; 5 – „krátce“ před počátkem kolizního období (jeden z okrajů změněn v aktivační, resp. subdukční tektogen s relikty zaniklých subdukčních zón); 6 – vytvoření geosutury za kolize typu kontinent – kontinent (S – hlavní geosutura, s – dílčí geosutura předchozího aktivačního-subdukčního tektogenu). Šipky ukazují hlavní směr tektonického transportu, rozsah tektogenu (T), pod hřbety (rifty) a intradeskovými vulkány transportu mobilních (plynných a kapalných) fází a tepla. Vysvětlivky pod obrázkem: 1 – starší kontinentální kůra; 2 – oceánická kůra; 3 – sedimenty pasivního okraje kontinentu; 4 – deformované horniny v nadloží subdukční zóny (subdukční komplex); 5 – vulkány v oceánu a na kontinentu; 6 – deformované, případně metamorfované horniny tektogenu, převážně sedimenty a vulkanity odpovídajícího vývojového cyklu; 7 – neurčitá rozhraní mezi kůrou, lehkým pláštěm a pláštěm; 8 – lehký plášť; 9 – plášť

kontinent – kontinent. Podél kolizní hranice se vytvářejí systémy zbytkových mořských pánví, které se zvolna mění ve sladkovodní a postupně se vytrácejí. Vulkanismus, spjatý s relikty subdukce, postupně zaniká. Vytvoření geosutury (megaligneamentu) představuje definitivní zánik zbytků oceánů mezi sblížujícími se kontinenty. Geosutury se považují za zbytkové švy kdysi protilehlých kontinentů a indikace zmizelých oceánů (K. C. A. BURKE et al., 1977). Je pro ně

typická výrazná horizontální redukce kontinentální kůry a znásobení její mocnosti (do 100 km). V dalším vývoji je geosutura, obsahující pásemná pohoří himálajského typu, erodována na zemském povrchu, může být „tepelně erodována“ v hloubkách. Je izostaticky vyrovnávána.

Wilsonův cyklus je zobecňujícím a generalizujícím schématem, skutečnost je však mnohem pestřejší a složitější. Ne každý kontinentální rift se mění v oceánský, oceánský rift může ztratit aktivitu (např. rift mezi Grónskem a Severní Amerikou), subdukce se zpomalí, zanikne a vytvoří se nová subdukční zóna (např. oblast Tonga – Kermadek), dojde ke zdvojení subdukčních zón (Filipínské moře) apod. Rozšiřování mořského dna, pohlcování oceánské kůry v subdukčních zónách a vznik megalineamentů je výsledkem především endogenních dynamických procesů nepřetržitě probíhajících v zemském jádru a plášti.

11.3.3 VÝVOJ ATMOSFÉRY A HYDROSFÉRY

V současné době většina vědců předpokládá, že Země při svém vzniku byla chladným tělesem, které nebylo nikdy úplně roztaveno. V souladu s těmito představami **atmosféra a hydrosféra vznikly v důsledku odplyňování láv** (zejména čedičových), uvolňovaných ze svrchní části pláště, které vytvořily zemskou kůru. **Množství produktů vulkanismu** za dobu existence Země dosáhlo asi $2,8-4,2 \cdot 10^{22}$ kg, což řádově odpovídá hmotnosti zemské kůry ($4,7 \cdot 10^{22}$ kg – A. S. MONIN, 1977; K. K. MARKOV et al., 1978). Podle experimentálních údajů může být v lávě při teplotě $1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ a tlaku $4,9-9,8 \cdot 10^8$ Pa v hloubce 17–35 km obsaženo 7–8 % vodní páry, přičemž stejné množství by se z ní mělo při vylévání na povrch uvolňovat. Současná hydrosféra svojí hmotností představuje asi 3,1 % hmotnosti zemské kůry. Lávy však vedle vodní páry obsahují ještě asi 1 % jiných plynů. Při vzniku veškeré zemské kůry v důsledku vulkanismu by to znamenalo asi $2,85 \cdot 10^{20}$ kg plynů, což je asi 54násobek hmotnosti současné atmosféry. Lze předpokládat, že přebytek plynů byl pohlcen hmotami zemské kůry, rozpustil se v hydrosféře nebo byl uvolněn do meziplanetárního prostoru (tento proces se výrazně uplatnil zejména při vzniku prvotní atmosféry).

Studium **chemického složení vulkanických plynů** ukazuje, že ze 70–80 % jsou tvořeny vodní parou, ve větší míře také oxidem uhličitým CO_2 , dále obsahují oxid siřičitý SO_2 , chlór Cl_2 , metan CH_4 , čpavek NH_3 , sirovodík H_2S , vodík H_2 atd. Měření ukazují, že při teplotách $800-1000\text{ }^{\circ}\text{C}$ se z láv vedle vodní páry uvolňují kyselé páry kyseliny chlorovodíkové HCl a kyseliny fluorovodíkové HF , při teplotě kolem $500\text{ }^{\circ}\text{C}$ síra S a její sloučeniny (H_2SO_4 , SO_2 aj.) a při nízkých teplotách kyselina boritá H_3BO_3 .

Lze tedy předpokládat, že při odplyňování láv se uvolňovaly hlavně vodní pára, CO_2 , CO , CH_4 , NH_3 , S , H_2S , SO_2 , HBr (kyselina bromovodíková), HI (kyselina jodovodíková), H_2 , HCl , HF , H_3BO_3 , Ar a jiné plyny.

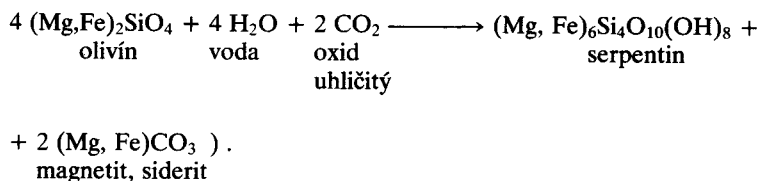
Prvotní atmosféra byla velmi tenká a proto její teplota při zemském povrchu odpovídala **stavu zářivé rovnováhy** (množství pohlceného slunečního tepla odpovídá jeho výdeji v podobě dlouhovlnného vyzařování povrchu). Při současném albedu Země $\alpha = 0,28$ by průměrná teplota na Zemi činila $\bar{t} \approx -15\text{ }^{\circ}\text{C}$, přijmeme-li pro archaikum albedo $\alpha = 0,07$ (shodné s albedem povrchu Měsíce), dostaneme $\bar{t} \approx 5\text{ }^{\circ}\text{C}$. Při těchto teplotách lze předpokládat, že značná část vodní páry z vulkanických plynů kondenzovala a postupně vytvořila **prvotní hydrosféru**.

Kyselé páry HCl , HF , HBr , dále NH_3 , S a její sloučeniny, značná část CO_2 se rozpouštěly v kapkách vody a vypadávaly v podobě **kyselého deště** z atmosféry na povrch. Zde kyselá voda stékala do sníženin prvotního zemského povrchu, přičemž docházelo k reakci se zásaditými horninami povrchu, takže již tato voda obsahovala řadu různých kyselých a zásaditých příměsí.

V prvotní atmosféře tak zůstávalo jen nevelké množství **špatně rozpustných plynů** (CH_4 , CO , N_2 , CO_2 , velmi málo H_2S , NH_3 , kyselých par a netečných plynů). Hlavní část prvotní atmosféry tvořila **vodní pára**.

K nejintenzivnějšímu **uvolňování vodní páry** ze zemského pláště došlo v proterozoiku, kdy tektonicko-magmatická aktivita Země dosáhla maxima. Ovšem ne všechna uvolněná vodní pára

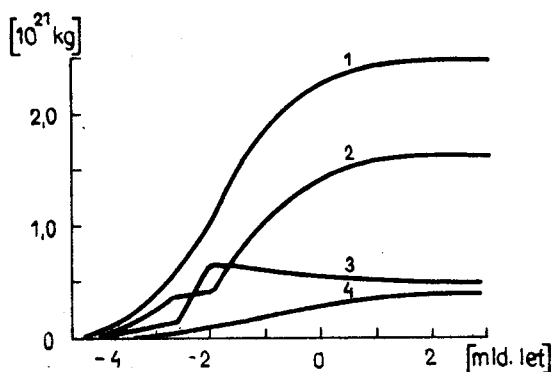
vytvořila hydrosféru. Část vody se vážala v kontinentální a především v oceánické kůře Země – např. procesy serpentinizace (serpentinizace může např. probíhat reakcí typu



V archaiku zřejmě již existovaly středooceánské hřbety, ale úroveň prvotního oceánu ještě nedosahovala do jejich výšky a oceánická kůra nemohla vázat větší množství vody. Proto **hmotnost hydrosféry** zpočátku rostla relativně rychle (obr. 11.16). Množství vody vázané v oceánické kůře výrazně vzrostlo po zaplavení středooceánských hřbetů (před 2,6 miliardami let), kdy hmotnost vody v hydrosféře asi po dobu 0,6 miliardy let se prakticky nezvyšovala. Poté, kdy procesy serpentinizace dosáhly rovnováhy a oceánická kůra nabyla současného charakteru, začala hmotnost hydrosféry opět rychle vzrůstat.

Podstatně obtížnější je postihnout růst **hmotnosti atmosféry**, v níž vedle vymývání plynů srážkovou vodou docházelo i k jejich úletu do meziplanetárního prostoru. Předpokládáme-li, že se plyny vydělovaly z pláště stejně rychle jako vodní pára, pak by růst hmotnosti atmosféry mohl být analogický růstu hmotnosti hydrosféry na obr. 11.16.

Postupně také docházelo ke změně **chemického složení atmosféry**. Prvotní atmosféra Země byla prakticky bez volného kyslíku. Jen menší část se ho uvolňovala při **fotodisociaci vodní páry** (působením fotonů vysoké energie). Uvolňovaný kyslík (lehčí než vodní pára) unikal do vyšších vrstev, kde pohlcoval záření odpovídající části slunečního spektra a vytvářel přirozenou ochranu vodní páry před pokračující disociací. Část unikajícího kyslíku se přímo spotřebovávala při **oxidaci** CH₄, CO, NH₃ a H₂S. Lze předpokládat, že celkové množství kyslíku bylo menší než 0,001 současného stavu. Nepřítomnost kyslíku v prvotní atmosféře byla důležitá pro **vznik organických sloučenin z neorganických molekul**. Nejstarší hodnověrné zbytky životní činnosti organismů (mikroorganismy *Eobacterium isolatum*) o stáří 3,1–3,4 miliardy let byly nalezeny v Transvaalu. Jedněmi z prvních organismů byly mikroskopické jednobuněčné řasy, které mohly uskutečňovat fotosyntézu (viz část 15.2), při níž se uvolňoval kyslík. Při fotosyntéze uvolňovaný



11.16 Změny hmotnosti vody v hydrosféře a v zemské kůře od vzniku Země a do budoucnosti podle O. G. SOROCHTINA (1974): 1 – celková hmotnost vody, uvolněná z pláště; 2 – hmotnost hydrosféry; 3 – hmotnost vody vázané v oceánické kůře; 4 – hmotnost vody vázané v kontinentální kůře

kyslík byl již od počátku archeozoika spotřebováván na oxidaci plynů atmosféry (např. oxidací NH_3 se uvolňoval N_2). Oxidace plynů měla vliv na **složení oceánských vod**, které se měnily z chloridových na chlorido-karbonátové (pohlcování CO_2) a na chlorido-karbonáto-sulfátové (iont SO_4^{2-}).

Podle L. V. BERKNERA a L. C. MARSHALLA (1965, 1966) bylo asi před 1,2 miliardami let dosaženo 0,001 současné **koncentrace kyslíku**. Zvýšení koncentrace volného kyslíku bylo příznivé pro vznik organismů bezprostředně potřebujících kyslík. Nejstarší stopy živočichů byly nalezeny v horninách středního proterozoika (schránky červů *Udokania problematica*). Ve vendu podle uvedených autorů dosáhl obsah kyslíku 0,01 současné hodnoty (**Pasteurův bod** – přechod od fermentace k dýchání volného kyslíku) a došlo ke zvýšení efektivity ochranného působení atmosféry vzhledem k ultrafialovému záření. To v oceánech pronikalo jen asi do 1 m, což rozšířilo možnosti pro **vývoj života v oceánech**. Postupně začínají pronikat na pevninu rostliny (zpočátku v nejprimitivnějších formách a velmi pomalu). Mezi silurem a devonem (asi před 400 milióny let) dosáhl obsah kyslíku 0,1 současné hodnoty, což přispělo ke vzniku ochranné ozonové vrstvy. Ultrafialové záření již nedopadalo bezprostředně na zemský povrch, což umožnilo **rozšíření života na souši**. Současná koncentrace kyslíku byla pak dosažena velmi brzy, díky velké fotosyntéze v rozsáhlých lesních porostech následujícího období. V karbonu byla současná koncentrace O_2 překročena (velký rozvoj rostlinstva). Zmenšení obsahu CO_2 vedlo k odumření značné části rostlinstva, takže v permu obsah O_2 vzhledem k současnosti poklesl. Od té doby dochází ke kolísání obsahu O_2 kolem současné hodnoty.

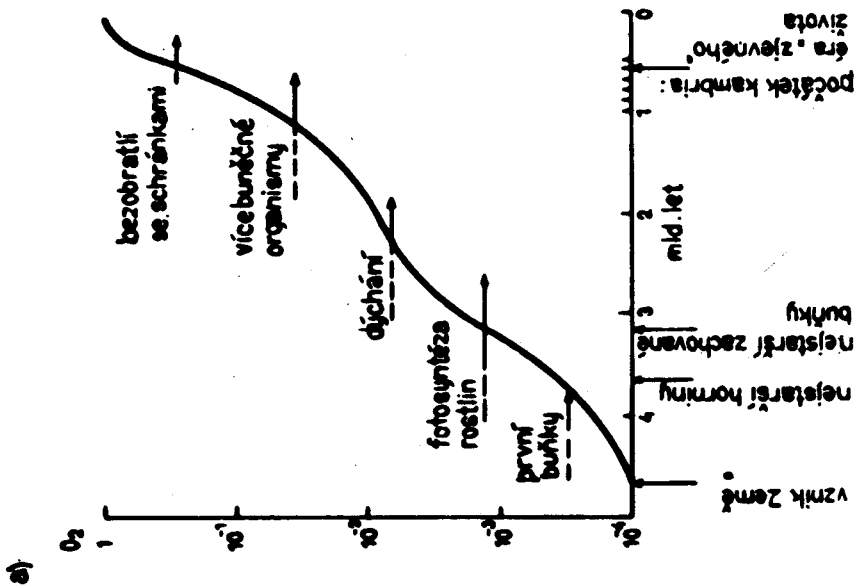
Poněkud odlišné názory na růst obsahu kyslíku v atmosféře a jeho změny podává obr. 11.17.

Značný **klimatický význam** je v atmosféře přisuzován **oxidu uhličitému** CO_2 . Do atmosféry a hydrosféry se dostával zejména při odplyňování láv jako výsledek vysokoteplotních katalytických reakcí grafitu ($3\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CH}_4 + 2\text{CO}$; $\text{C} + \text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CO} + \text{H}_2$; $\text{C} + 2\text{H}_2\text{O} \longrightarrow \text{CO}_2 + 2\text{H}_2$), rozkladem karbidů (např. karbidu železa $\text{Fe}_3\text{C} + 2\text{FeO} \longrightarrow 5\text{Fe} + \text{CO}_2$), tepelnou disociací prvotních karbonátů (např. $\text{CaCO}_3 \longrightarrow \text{CaO} + \text{CO}_2$), oxidací CH_4 a CO . Ve vulkanických plynech, kde tvoří po vodní páře nejvýznamnější složku, na něho připadá 40–50 % celkové váhy plynu. Z atmosféry a hydrosféry je uvolňován při vzniku karbonátů a je spotřebováván při fotosyntéze. Obsah CO_2 v atmosféře vzrostl oproti nízkým hodnotám předchozího období ve spodním proterozoiku v souvislosti s růstem obsahu O_2 . Ve vendu obsah CO_2 poklesl v důsledku růstu jeho spotřeby při fotosyntéze. Další významnější pokles souvisí s rozvojem fotosyntézy rostlin (v době asi před 300 milióny let) — obr. 11.17b. Po zvýšení v permu začalo prakticky postupné zmenšování koncentrace CO_2 , která dosahuje v současnosti nejnižší hodnoty za celé fanerozoikum. Ve větší části fanerozoika koncentrace CO_2 dosahovala 0,1–0,4 %.

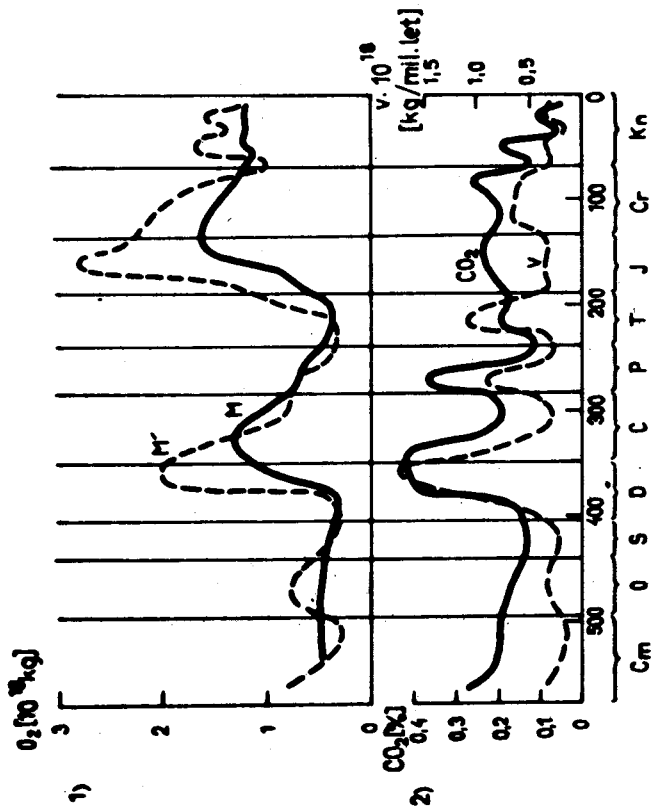
11.4 Současná struktura a hlavní rysy geosfér

V části 7 byla podrobně popsána struktura a vlastnosti zemského jádra, pláště a kůry. Pro další studium jevů a procesů ve fyzickogeografické sféře Země je však třeba vyjít i ze znalosti současného stavu dalších **geosfér** – tj. litosféry, hydrosféry a atmosféry.¹⁾

¹⁾ Termín **geosféra** má v geografii a v geologii odlišný význam. Geografické chápání geosfér bylo popsáno v části 1.1. V geologii je termín **geosféra** používán jednak jako synonymum pro litosféru, jednak pro jakoukoliv vrstvu v zemském tělese, přibližně omezenou kulovými plochami (např. litosféra, astenosféra, svrchní plášť, vnitřní plášť atd.).



b)



11.17 a) Zjednodušené schéma vývoje atmosférického kyslíku (podle F. Presse a P. SIEVERA (1974)). Na svislé ose jsou udány koncentrace O_2 v násobcích současného množství (1 odpovídá současnému stavu).

b) Vývoj koncentrace O_2 a CO_2 v atmosféře ve fanerozoiku (podle M. I. BUDYKA, 1984): 1) změny množství O_2 v atmosféře stanovené dvěma různými metodami, 2) změny koncentrace CO_2 v atmosféře (plně) a změny množství vulkanických hornin v, které vyjadřují vulkanickou aktivitu (zkratky period na vodorovné ose – viz tab. 11.1.)

11.4.1 LITOSFÉRA

V souvislosti s častými změnami v názorech na stavbu a složení zemského nitra byl vnější pevný obal Země různě označován a také termín **litosféra** měnil svou náplň. Jak již bylo uvedeno, je dnes termín litosféra definován fyzikálně (seismologicky) a zahrnuje zemskou kůru a rigidní část nejsvrchnějšího pláště, uloženou na astenosféře. Termín **astenosféra** (řecky asthenes = slabý) podle původního pojetí (J. BARRELL, r. 1914) označoval tenkou vrstvu pod litosférou s oslabenou pevností při dlouhotrvajících napětích, představující homogenní „kompenzační úroveň“ v teorii izostázie. Spodní hranice astenosféry není definována, konvekční proudění (s měnící se rychlostí s hloubkou) je předpokládáno v rozsahu celého svrchního pláště.

Litosféra je rozdělena na **litosférické desky** (obr. 11.9), přičemž šest základních má tyto názvy: eurasijská, africká, indická, tichomořská, americká a antarktická. Je zřejmé, že jednotlivé desky obsahují jak kontinentální, tak oceánickou kůru. Litosféra má větší mocnost pod kontinenty než oceány. Těsná závislost geomorfologie na vývoji a současném stavu litosféry přesvědčivě vyplývá z pozorování průběhu rozhraní litosférických desek s geomorfologickou mapou. Na souši se nížiny, tabule a plošiny vesměs nalézají uvnitř litosférických desek, podobně i kerná a zmlazená stará zarovnaná pohoří. Naproti tomu mladá pásemná pohoří se vyskytují výhradně podél konvergentních styků litosférických desek.

Ještě těsnější závislost na rozhraních litosférických desek zjišťujeme u **podmořského reliéfu**. Pevninský práh (šelf) a pevninský svah jsou plně vyvinuty pouze podél pasívních okrajů kontinentů, nepatrně jsou vyvinuty podél aktivních okrajů. Hlubokomořské příkopy sledují všechny subdukční zóny, lemující aktivní okraje kontinentů a ostrovní oblouky. Hlubokomořské pánve se překrývají s tektonicky neaktivními oceánskými částmi litosférických desek. Podmořské pánve a hřbety se přesně shodují s divergentními rozhraními uprostřed oceánů. Významné sopečné kužely jsou vázány především na subdukční zóny, vyskytují se i podél středooceánských hřbetů, kontinentálních riftů a ojedinele nad horkými skvrnami.

Při modelování reliéfu souše i dna oceánů se významně uplatňují transformní zlomy. V části 7.3.2 zmíněný zlom San Andreas při západním pobřeží Severní Ameriky má délku 1300 km a je již 15 až 20 mil. let tektonicky aktivní. Podle geologických dokladů došlo během tohoto období podél zlomu k posunu nejméně o 560 km, ke změnám v hydrografické síti a stále se zde opakují intenzivní zemětřesení.

Nejrozšířenějšími prvky litosféry z hlediska váhového složení jsou kyslík O 47,2 %, křemík Si 27,7 %, hliník Al 8,8 %, železo Fe 5,1 %, vápník Ca 3,6 %, sodík Na 2,6 %, draslík K 2,6 % a hořčík Mg 2,1 %. Podíl ostatních prvků je menší než 1 %. Uvedené prvky jsou samozřejmě nejčastější i v samotné zemské kůře a jejich procentuální váhové podíly se jen málo liší (např. kyslík 49,13 %, křemík 26,0 %, hliník 7,45 % atd.). Nejrozšířenější prvek kyslík se nevyskytuje volně, nýbrž je vázán v oxidech (v zemské kůře v průměru z 58 % SiO₂, 15 % Al₂O₃, 8 % FeO a Fe₂O₃, 6 % CaO atd.).

11.4.2 HYDROSFÉRA

Hydrosféru lze definovat jako vodní obal Země vyplňující sníženiny zemského povrchu. Její hmotnost činí asi 1,46 · 10²¹ kg.

Voda se ve fyzickogeografické sféře může vyskytovat ve skupenství tuhém (např. ledovce, sněhová pokrývka), kapalném (např. oceány, řeky) a plynném (vodní pára v atmosféře).

Z **celkových zásob vody na Zemi** (1 385,984 61 · 10⁶ km³) představují 96,54 % vody světového oceánu, 1,69 % připadá na podzemní vody a 1,74 % na vodu soustředěnou v ledovcích a ve stálé sněhové pokrývce (tab. 11.3).

Z celkových zásob vody na Zemi tvoří **sladké vody** pouze 2,53 % (35,029 21 · 10⁶ km³), přičemž ze 68,7 % je to voda v ledovcích a sněhové pokrývce. Ve vodách oceánů je rozpuštěno asi 3,472 % různých solí. V roztoku se rozpadají na **kladné a záporné ionty** (kationty resp.

Světové zásoby vody (podle Mírový vodný balans i vodnyje resursy Zemli, 1974)
 Podzemní vody jsou uvedeny bez podzemních vod v Antarktidě (asi $2 \cdot 10^6 \text{ km}^3$). Pojem biologická voda se rozumí voda obsažená v živých organismech a rostlinách

Druh vod	Objem [km^3]	Podíl na svět. zásobách [%]	
		celkových	sladké vody
světový oceán	1 338 000 000	96,54	—
podzemní voda:	23 400 000	1,69	—
sladká	10 530 000	0,76	30,06
půdní vláh	16 500	0,0012	0,0471
ledovce a stálá sněhová pokrývka:	24 064 100	1,74	68,70
Antarktida	21 600 000	1,56	61,66
Grónsko	2 340 000	0,17	6,68
voda v permafrostu	300 000	0,0216	0,86
jezera:	176 400	0,0127	—
sladká	91 000	0,0066	0,26
bažiny	11 470	0,0008	0,0327
koryta řek	2 120	0,0002	0,0061
biologická voda	1 120	0,0001	0,0032
voda v atmosféře	12 900	0,0009	0,0368
celkové zásoby vody:	1 385 984 610	100,00	—
sladká	35 029 210	2,53	100,00

anionty). Nejvyšší obsah mají v mořské vodě ionty chloru Cl^- 1,9353 % a ionty sodíku Na^+ 1,076 %. Z celkového množství solí v mořské vodě připadá 77,7 % na chlorid sodný NaCl , 10,9 % na chlorid hořečnatý MgCl_2 , 4,7 % na síran hořečnatý MgSO_4 , 3,6 % na síran vápenatý CaSO_4 , 2,5 % na síran draselný K_2SO_4 atd. Obsah solí v mořské vodě se charakterizuje její **salinitou** (např. průměrná salinita světového oceánu je 35 ‰, což znamená, že v mořské vodě je obsaženo 96,5 % vody a 3,5 % solí). Mořská voda má zásaditý charakter, neboť její *pH* kolísá od 7,8 do 8,3 [$\text{pH} = -\log(\text{H}^+)$], pro neutrální roztok je $\text{pH} = 7$, kyselé roztoky mají $\text{pH} < 7$].

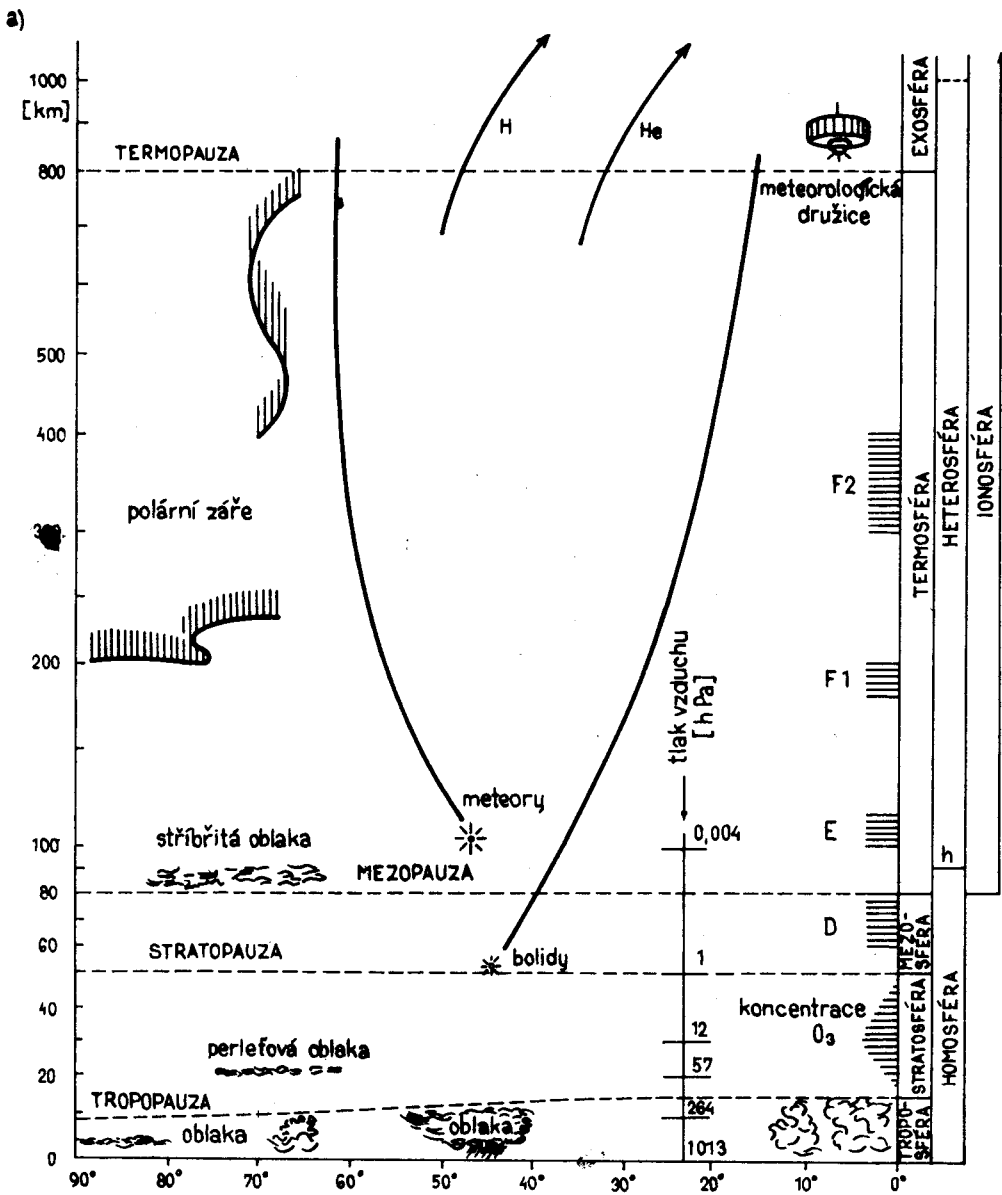
V mořské vodě je rozpuštěna také řada **plynů**. Např. ve svrchní vrstvě oceánu při rovnováze s atmosférou je v 1 l mořské vody obsaženo 50 ml CO_2 , 13 ml N_2 , 2–8 ml O_2 , 0,32 ml Ar atd. Vcelku je v oceánech rozpuštěno asi 60krát více CO_2 než je jeho obsah v atmosféře.

Část vod hydrosféry se účastní **oběhu vody** ve fyzickogeografické sféře Země (část 15.3.2) a významně se tak podílí na řadě procesů a jevů, které zde probíhají. Vody oceánů jsou v neustálém pohybu v důsledku vlnění, mořských slapů a mořských proudů.

Z celkových zásob vody na Zemi je kolem 2 % vody v tuhém stavu (např. ledovce, voda v permafrostu) a je tak součástí **kryosféry**.

11.4.3 ATMOSFÉRA

Atmosféra je plynný obal Země, tvořený zvláštní směsí plynů – **vzduchem**. Její hmotnost činí $5,3 \cdot 10^{18} \text{ kg}$. Průměrný tlak vzduchu na hladině moře dosahuje 1013 hPa, teplota 15°C a hustota $1,225 \text{ kg} \cdot \text{m}^{-3}$. **S výškou hustota vzduchu klesá**, takže do výšky 5–6 km nad zemským povrchem je soustředěno 50 %, do 16 km 90 % a do výšky 30 km 99 % celkové hmotnosti atmosféry. Ve značné výšce nad zemským povrchem se atmosféra postupně rozrušuje a ve vzdálenosti asi 20–40 tisíc km bez ostré hranice přechází do meziplanetárního prostoru.



11.18 a) Vertikální členění atmosféry (upraveno a doplněno podle J. van EIMERNA, 1971). Označení: h – homopauza, D, E, F₁, F₂ – ionsféricke vrstvy

Hlavní plyny suchého čistého vzduchu a jejich objemový podíl (upravené údaje A. CH. CHRGDJANA, 1978) a hmotnostní podíl (podle K. K. MARKOVA et al., 1978; x — hodnoty neuvedeny)

Plyn	Molekula	Objemový podíl (%)	Hmotnostní podíl (%)
dusík	N ₂	78,084	75,51
kyslík	O ₂	20,946	23,01
argon	Ar	0,934	1,286
oxid uhličitý	CO ₂	0,035	x
neon	Ne	1,818 · 10 ⁻³	1,2 · 10 ⁻³
hélium	He	5,24 · 10 ⁻⁴	1,2 · 10 ⁻³
metan	CH ₄	1,2—1,5 · 10 ⁻⁴	x
krypton	Kr	1,14 · 10 ⁻⁴	3 · 10 ⁻⁴
vodík	H ₂	5 · 10 ⁻⁵	3 · 10 ⁻²
oxid dusný	N ₂ O	3,5 · 10 ⁻⁵	x
ozon	O ₃	4 · 10 ⁻⁵	x
xenon	Xe	8,7 · 10 ⁻⁶	x

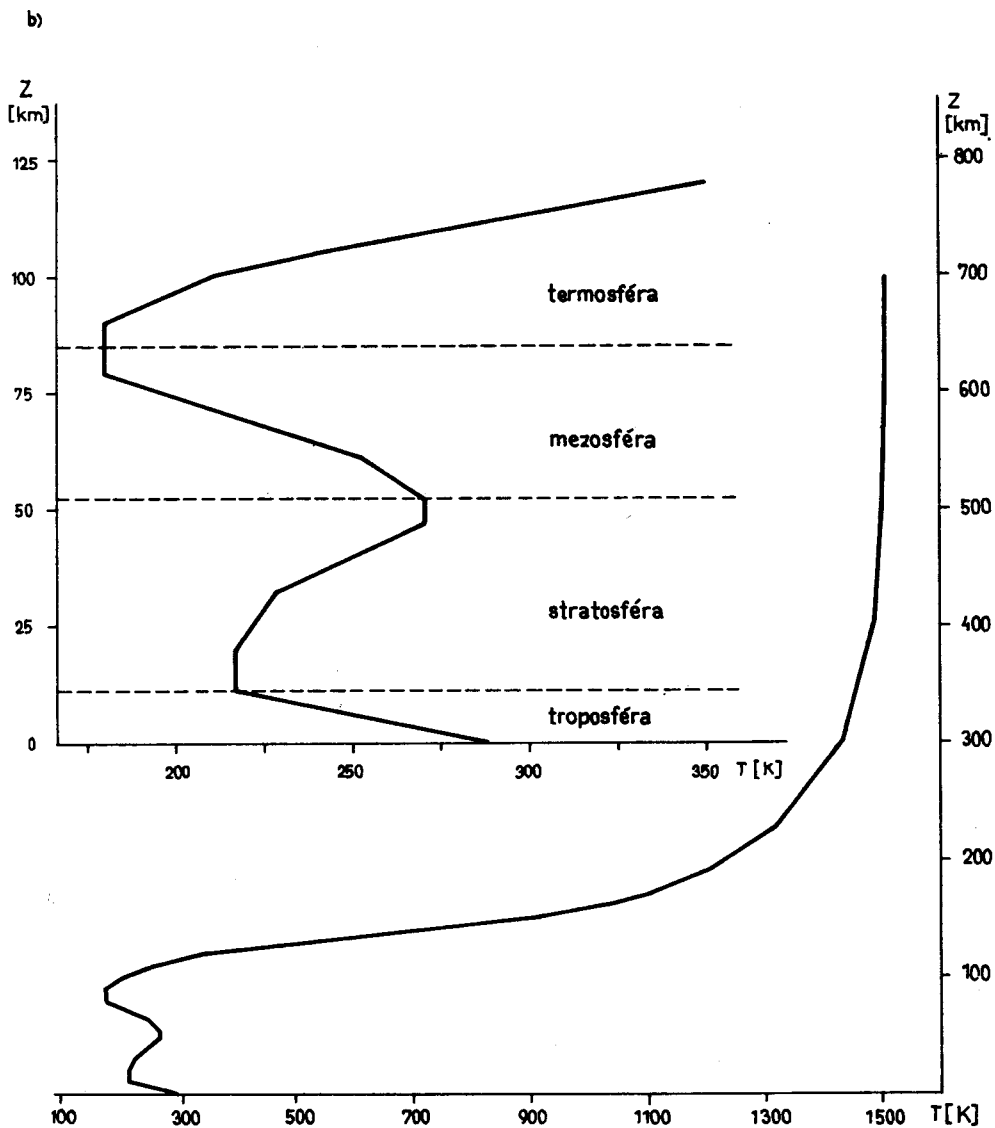
Podle **chemického složení** se atmosféra dělí na **homosféru** (do 90 km) a **heterosféru** (90–1000 km), kde dochází k disociaci plynů a mění se molekulová hmotnost vzduchu. Obě vrstvy jsou odděleny **homopauzou** (obr. 11.18a). **Základními plynnými složkami atmosféry** jsou **dusík** N₂ (78,084 % objemu suchého čistého vzduchu), **kyslík** O₂ (20,946 %), **argon** Ar (0,934 %) a **oxid uhličitý** CO₂ (0,035 %) (tab. 11.4). Z ostatních plynných komponent atmosféry má i přes procentuálně malé zastoupení největší význam **ozon** O₃. Pohlcování ultrafialového slunečního záření ozonem je vzhledem ke škodlivým účinkům tohoto záření na živou hmotu (denaturace bílkovin) jednou z limitujících podmínek života na Zemi. Nejvyšší koncentrace ozonu v atmosféře připadá v průměru na výšku 25–30 km (tzv. **ozonosféra**). Ozon vzniká reakcí atomů kyslíku O s molekulami kyslíku O₂. Zdrojem atomárního kyslíku je jeho disociace zářením o vlnové délce $\lambda \leq 0,2424 \mu\text{m}$.

V reálných podmínkách obsahuje zemská atmosféra proměnlivé množství **vodní páry** (v průměru 2,6 % objemu, v nejvlhčích oblastech až 4 %), které má za následek snížení procentuálního obsahu ostatních plynných složek.

Vedle plynů obsahuje atmosféra i mnohé pevné a tekuté příměsi – tzv. **atmosférické aerosoly**. Ty mohou být **přirozené** (meteoritický a vulkanický prach, kouřové částice, částice z povrchu půdy a oceánů, aeroplankton) nebo **antropogenní**, dostávající se do atmosféry činností člověka (saze, různé plyny atd.).

Fyzikální vlastnosti atmosféry se mění jak ve vertikálním tak i v horizontálním směru. Podle **změny teploty vzduchu s výškou** lze atmosféru dělit na **troposféru**, **stratosféru**, **mezosféru**, **termosféru** a **exosféru** (obr. 11.18b), kterou atmosféra přechází do meziplanetárního prostoru. Z hlediska geografie je nejvýznamnější troposféra a spodní část stratosféry (po ozonosféru), řazené do fyzickogeografické sféry. V **troposféře**, sahající do výšky asi 11 km na pólech a 17 km v rovníkové oblasti, klesá teplota vzduchu s výškou v průměru o 0,65 °C na 100 m výšky. Odehrávají se v ní všechny jevy a procesy, které zahrnujeme pod pojem **počasí** a **podnebí**.

Ve svrchní mezosféře a termosféře již dochází k **ionizaci vzduchu**, kdy účinkem ultrafialového a korpuskulárního záření Slunce vznikají kladné a záporně nabitě částice. Část atmosféry, v níž jsou plyny v ionizovaném stavu, se nazývá **ionosféra**.



b) Změna teploty vzduchu s výškou a vertikální členění zemské atmosféry podle COESA – 1962 (in A. S. MONIN, J. A. ŠIŠKOV, 1979)