

Československý časopis pro fyziku [sekce A] 33 (1983), 471—484.

Dynamika zemského pláště a litosféry

Zdeněk Martinec, Karel Pěč

Matematicko-fyzikální fakulta UK, V Holešovičkách 2, 180 00 Praha 8

91.00

V článku je stručně popsána geofyzikální a geologická evidence teorie narůstání mořského dna a teorie litosférických desek. Tyto kinematické teorie litosféry jsou vysvětleny na základě konvekce v zemském plášti.

Dynamics of the Earth's mantle and lithosphere

Geophysical and geological evidence of sea-floor spreading and plate tectonics is shortly given. Kinematics of the Earth's lithosphere is explained in terms of mantle convection.

Obsah

1. Úvod 471
2. Vertikální pohyby 472
3. Horizontální pohyby a kontinentální drift 473
4. Teorie narůstání mořského dna 473
5. Tektonika litosférických desek 477
6. Konvekce v plášti 478
 - 6.1. Konvekce a rotace 479
 - 6.2. Zdroj energie konvekce 479
 - 6.3. Konvekce v plášti a gravitační pole 480
 - 6.4. Konvekce a tektonická aktivita 482
7. Závěr 483
 - Literatura 483

1. Úvod

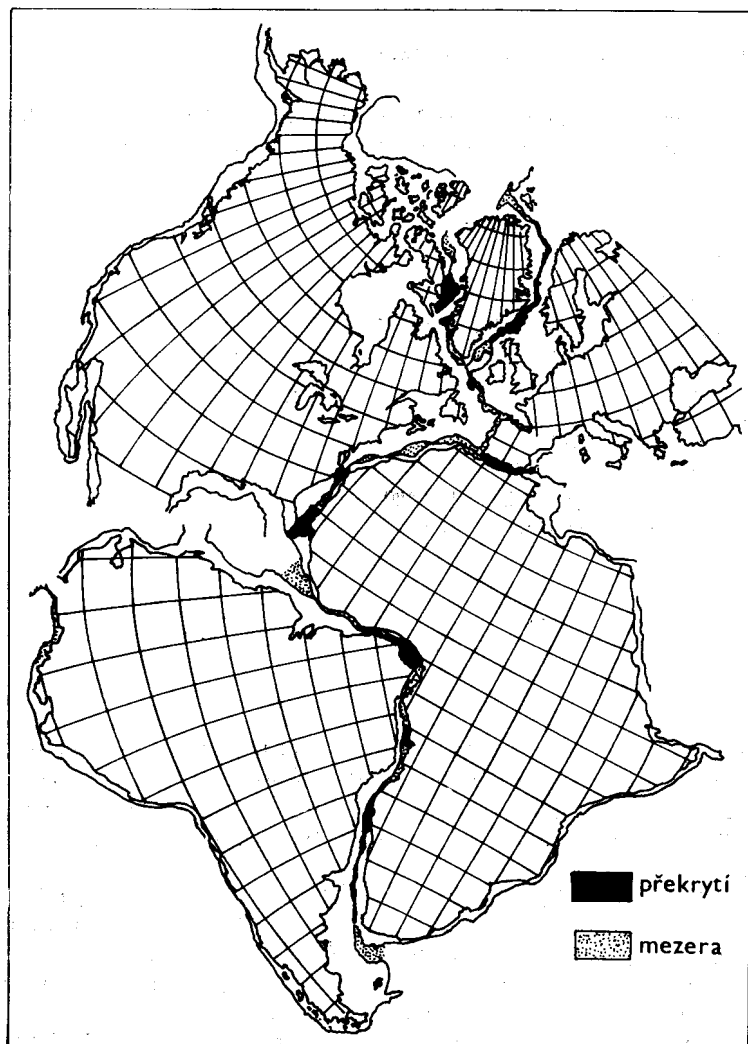
Litosférické desky, kterými se zabývá tektonika litosférických desek, vznikají z výlevných hornin zemského pláště. Zemský plášť je ohříván zevnitř radiogenním teplem a zespoda tepelnými zdroji v jádře. Reologické chování pláště je popsáno viskozitou a zákonem úbytku deformace s časem. Kapalina ohřívána zevnitř nebo zespoda vykonává konvekční pohyb, jestliže Rayleighovo číslo překročí kritickou mez.

Rayleighovo číslo pro plášť je podstatně větší než kritická hranice pro spuštění konvekce. Pro termální konvekci s velmi vysokým Rayleighovým číslem je charakteristická existence tenké termální vrstvy, kterou je litosféra. Z toho hlediska je litosféra termálně difúzní vrstvou systému plášťové konvekce. To znamená, že je málo stabilní a rozdělení teploty je určováno vedením tepla, zatímco v plášti jsou teploty blízké adiabatickým teplotám.

Tento pohled nabízíme laskavému čtenáři jako kompenzaci dojmu, kterého by mohl nabýt jako obyvatel žijící na povrchu litosféry, že tvářnost povrchu byla v minulosti definitivně dána a že současné změny, jsou-li vůbec nějaké, jsou tak malé, že není důležité se jimi zabývat.

2. Vertikální pohyby

Prvním a nejzřejmějším důkazem vertikálních posunutí a podstatných deformací litosféry je reliéf zemského povrchu, který je charakteristický velkými nerovnostmi zasahujícími do hloubek až 11 km pod mořskou hladinu (mariánský příkop) a výšek přes 8 km (Himaláje). Toto rozpětí výšek je měřítkem maximální amplitudy vertikálních pohybů. V podmínkách denudace a sedimentace by se uvedené výškové rozdíly neudržely po dobu existence litosféry bez doprovodných zdvihů a poklesů. Odhad velikosti amplitudy vertikálních pohybů asi $(20 \div 30)$ km potvrzují rovněž geologická pozorování, např. ponoření spodku sedimentární vrstvy zemské kůry, které dosahuje v některých oblastech až 20 km (kaspická synekliza). Vertikální pohyby jsou po povrchu nerovnoměrně rozděleny ve zdvihy a poklesy. Jejich rychlosti nepřesahují 10 cm/rok, většinou jsou to milimetry až centimetry za rok.



Obr. 1. Podobnost Severní Ameriky, Evropy a Jižní Ameriky podle [2].

3. Horizontální pohyby a kontinentální drift

Na rozdíl od vertikálních pohybů, při kterých se střídají zdvihy a poklesy, mají horizontální pohyby relativně stálý směr, takže výsledné horizontální posunutí za geologická období je značné, např. naměřená horizontální posunutí podél zlomu Mendocino v severo-východní části Tichého oceánu dosahují 1400 km. Průměrné rychlosti horizontálních posunutí činí cm až dm za rok; největší horizontální posunutí byla zjištěna v oblasti oceánů.

Myšlenka horizontálních pohybů celých kontinentů pochází od F. B. Taylora [35] a A. Wegenera [36].

Nejúplněji doložil svoji hypotézu A. Wegener zeměpisnými údaji — souhlasem linie okrajů kontinentů po obou stranách Atlantského oceánu a geologickými — permokarbonské zalednění zasahující Jižní Ameriku, Jižní Afriku, Austrálii a Indii. Předpokládal, že tyto masivy se původně nacházely v oblasti jižního pólu. Podle Wegenera existoval v období svrchního paleozoika jediný prakontinent — Pangea, který se rozdělil na dvě části: první z nich (Gondwana) byla seskupena z dnešní Austrálie, Jižní Ameriky, Afriky, Madagaskaru a Indie, druhá část (Laurasia) zahrnovala Evropu, Asii (bez Indie), Severní Ameriku a Grónsko. Podle Wegenera vykonávaly kontinenty nerovnoměrný horizontální pohyb — drift směrem k západu. Za příčinu pohybu pokládal nejdříve slapové síly Slunce a Měsíce a později, v r. 1928, když byl tento mechanismus podroben ostré kritice, se přiklonil k hypotéze existence podkorových proudů.

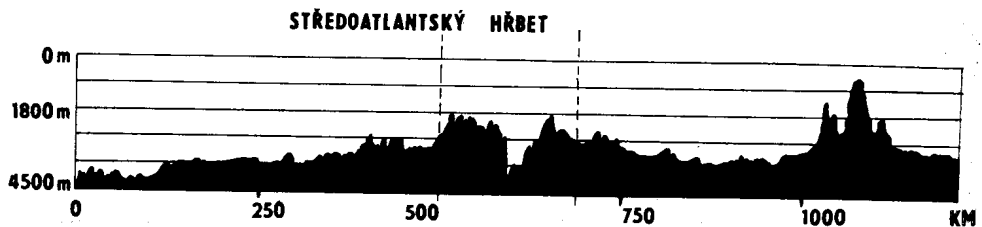
Kvantitativní důkaz kontinentálního driftu přinesly výsledky paleomagnetických výzkumů, které se začaly rozvíjet až po r. 1950. Na základě paleomagnetických směrů magnetického dipólového pole, měřených na vzorcích hornin při současném určování stáří vzorku (datování), bylo možno sestavit pro každý kontinent křivku pohybu magnetického pólu. Křivky jsou pro jednotlivé kontinenty různé. Možné rekonstrukce vzájemného pohybu kontinentů jsou pouze ty, které převádějí křivky pro jednotlivé kontinenty v jednu společnou křivku pohybu magnetického pólu [4].

Úspěchy paleomagnetických metod vedly k důkladnému prověření výchozího Wegenerova předpokladu — shodnosti obrysů kontinentů. Toto prověření podrobně provedli E. C. Bullard et al. [2] s výsledkem jednoznačně svědčícím ve prospěch Wegenerova předpokladu (obr. 1). Wegenerova hypotéza byla rovněž ověřována metodami paleoklimatologie a geologie (shodnost hlavních tektonických struktur) a metodou srovnávací stratigrafie. Výsledkem je, že Wegenerova teorie kontinentálního driftu je všeobecně uznávána.

V novější době přinesly výzkumy mořského dna nové nezávislé ověření Wegenerovy teorie kontinentálního driftu.

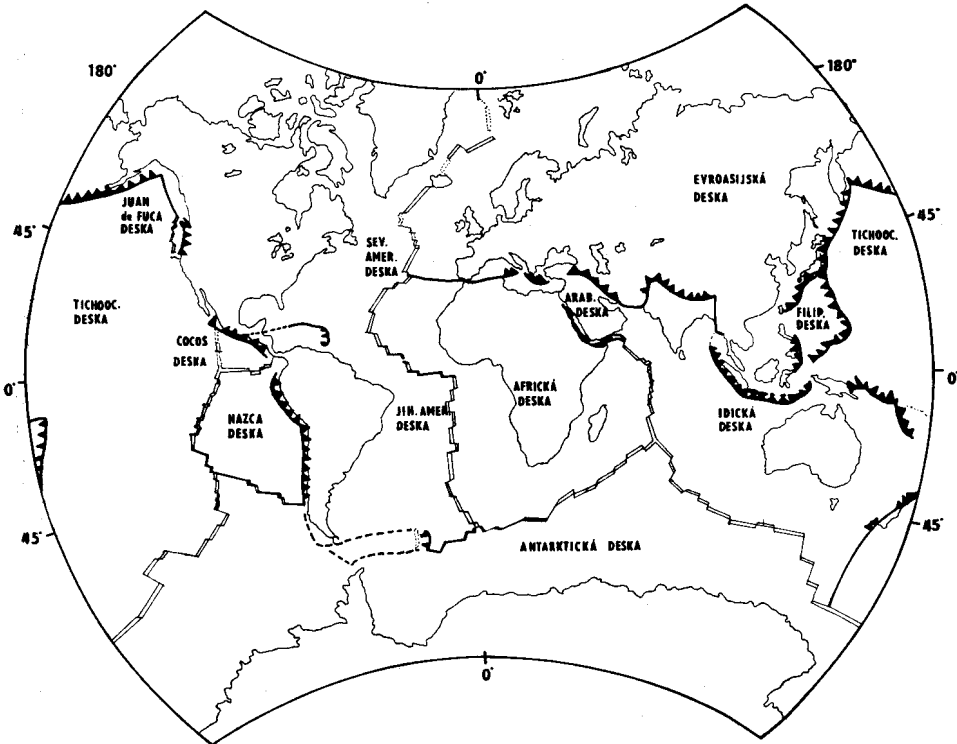
4. Teorie narůstání mořského dna

Jedním z prvních důležitých výsledků soustavného proměřování hloubek oceánů (bathymetrie) byl objev středooceánských hřbetů a riftů (zlomů). Hřbety tvoří celosvětový systém podmořských pásmových pohoří, jejichž výška přesahuje 3000 m a šířka je zhruba 2000 km. Typický reliéf mořského dna, v profilu kolmém na hřbet, ukazuje obr. 2, na kterém je vidět rozštěpení horského



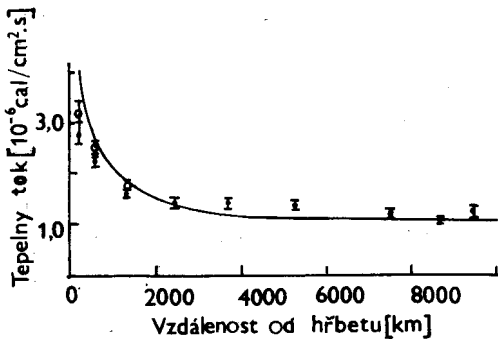
Obr. 2. Profil oceánského dna napříč středooceánským hřbetem v 30° sev. šířky.

pásu na dva vrcholy souměrné kolem osy hřbetu — tzv. riftu, který představuje zlom v litosféře. Rozložení systému hřbetů v oceánech je znázorněno na obr. 3. Středoocéánské hřbety jsou charakteristické nejen svým reliéfem, ale hlavně vysokou seismickou aktivitou soustředěnou do oblastí riftů ([5], obr. 2).

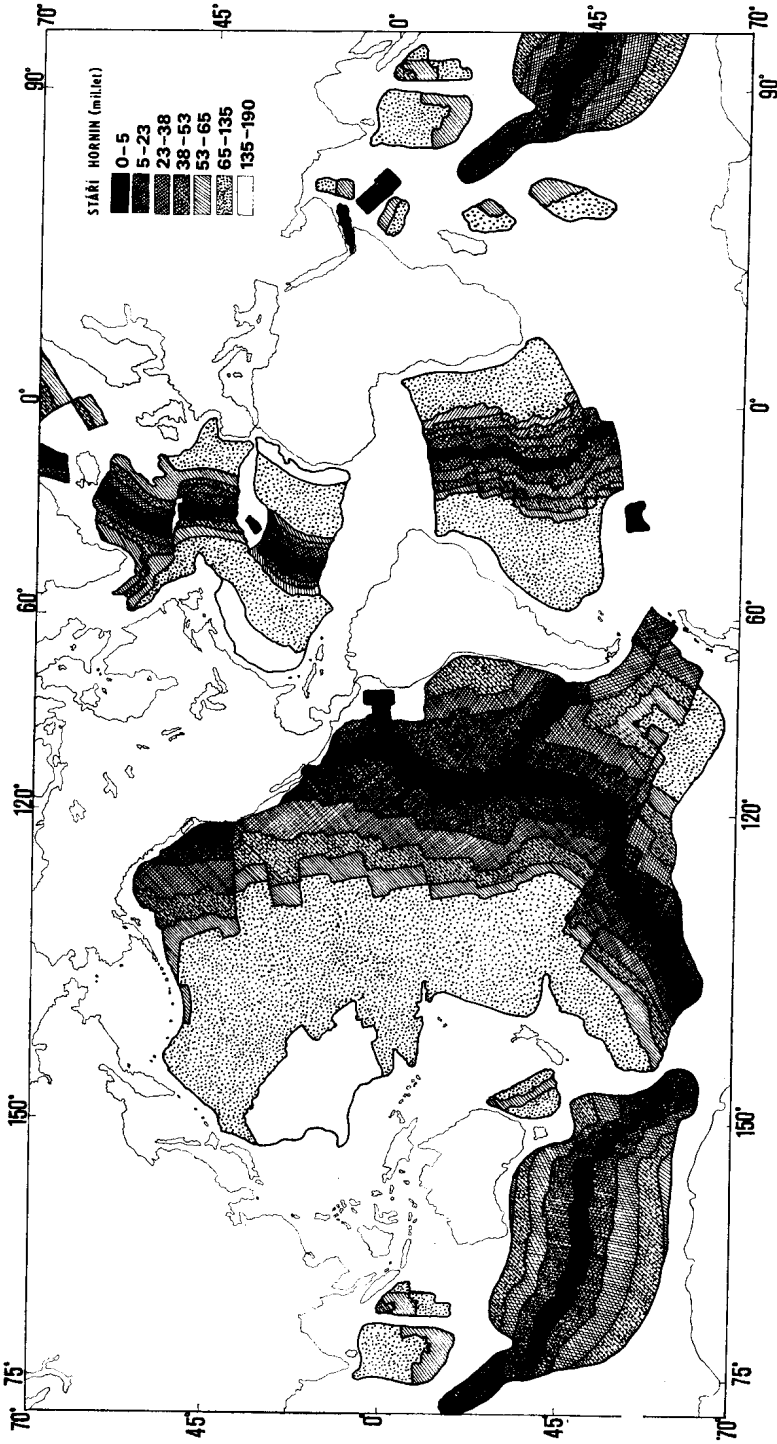


Obr. 3. Rozdělení litosférických desek a jejich hranic. Subdukční zóny jsou vyznačeny silnými čarami se šípkami, středoocéánské hřbety zdvojenými čarami.

Důležitou charakteristikou středoocéánských hřbetů je zvýšený tepelný tok, který vzrůstá z hodnoty 1 jednotky tepelného toku přibližně na 5 jednotek v oblasti riftů (1 jednotka tepelného toku byla definována jako $10^{-6} \text{ cal/cm}^2 \cdot \text{s}$, tj. $41,86 \text{ mW/m}^2$) — obr. 4.



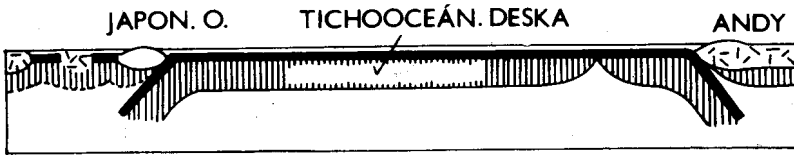
Obr. 4. Závislost střední hodnoty tepelného toku na vzdálenosti od riftu [31].



Obr. 5. Stáří dna oceánů (podle W. C. Pitimana, R. L. Larsona a E. M. Herrona).

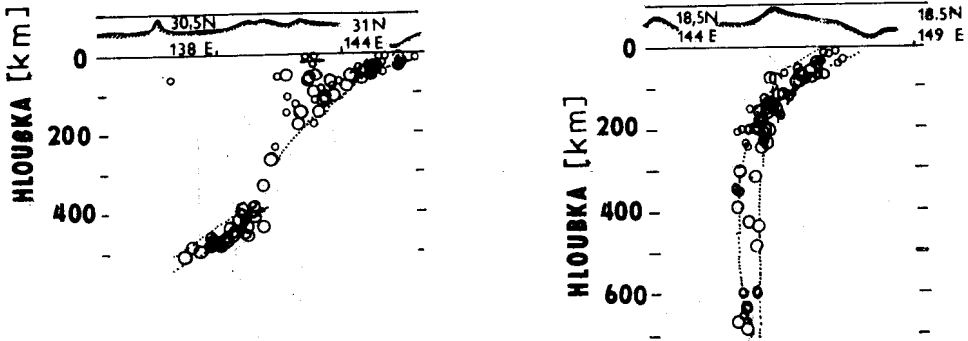
V profilech kolmých na osu hřbetu byla provedena magnetická měření. Výsledky ukázaly překvapující jev; magnetické anomálie jsou soustředěny v pásích souběžných s osou hřbetu, přičemž se v jednotlivých pásích střídá směr magnetizace hornin. Horniny jsou zmagnetovány souhlasně nebo opačně vzhledem ke směru současného zemského magnetického pole. Tato pravidelná geometrická struktura magnetických anomálií vedla k myšlence určit stáří hornin v jednotlivých pásích. Měření bylo provedeno metodou draslíku a argonu. Bylo zjištěno, že stáří hornin vzrůstá se vzdáleností od osy hřbetu na obě strany a pohybuje se v rozmezí (0 ÷ 200) mil. let. Celosvětový systém pásů magnetických anomálií spolu s údaji o stáří hornin znázorňuje obr. 5.

Studium magnetických anomálií mělo klíčový význam pro hypotézu narůstání mořského dna (*sea floor spreading*), která pochází od H. H. Hesse [13] a R. S. Dietze [7]. Podle této teorie je nové oceánské dno tvořeno v blízkosti středu oceánské hřbetu a rozšiřuje se ve směrech kolmých



Obr. 6. Schematické znázornění tichooceánské desky se subdukčními oblastmi.

na hřbet. Na druhé straně narůstání mořského dna, např. v Tichém oceánu, musí být doprovázeno ponořováním oceánské desky do pláště v blízkosti okrajů kontinentů (obr. 6). Tyto oblasti ponořování oceánské litosféry do pláště se nazývají subdukční oblasti a jejich rozložení po zemském povrchu znázorňuje obr. 3. Zatlačování chladné, pevné desky do viskózního pláště je doprovázeno vznikem napětí na hranicích desky, které může přesáhnout mez pevnosti a vést ke vzniku tekto-

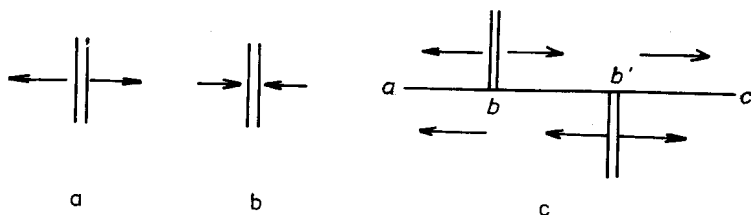


Obr. 7. Vertikální řez obloukem Izu-Bonin v západním Tichém oceánu (vlevo) a vertikální řez Mariánským obloukem. Kroužky označují epicentra zemětřesení.

nického zemětřesení. Přesná lokalizace zemětřesných ohnisek v subdukčních oblastech umožňuje vysledovat trasu ponořující se litosférické desky, jako např. na obr. 7. Oblasti subdukce jsou také oblastmi vysoké seismické aktivity charakterizované rozložením zemětřesných ohnisek od povrchu až do hloubek 700 km. Maximální hloubka zemětřesení indikuje spodní hranici, ve které je litosférická deska tavená v plášti ještě schopná křehkých zlomů. V. Hanuš a J. Vaněk [11,12] provedli detailní průzkum rozložení ohnisek subdukčních zón v oblasti And a ostrova Kermadec.

5. Tektonika litosférických desek

Teorie tektoniky litosférických desek se vyvinula z představ narůstání mořského dna a její základní koncepci navrhl D. P. MacKenzie, R. L. Parker [23] a W. J. Morgan [25]. Základní idea spočívá v tom, že nejsvrchnější vrstva pevné Země, která tvoří litosféru (0 ÷ 100) km, je podrobena silným deformacím pouze podél relativně úzkých, mobilních pásů. Tyto pásy rozdělují litosféru do šesti hlavních desek: africké, euroasijské, americké, tichooceánské, indické a antarktické (obr. 3). Litosférické desky jsou efektivně tuhé, nepodléhají významným deformacím a jsou schopné přenášet síly na velké vzdálenosti. Relativní pohyby desek jsou umožňovány vrstvou nízké viskozity, tzv. astenosférou. Tato vrstva se nachází v plášti těsně pod litosférou se svrchní hranicí v hloubkách (80 ÷ 120) km a zasahuje do hloubek (200 ÷ 250) km. Astenosféra byla objevena na základě analýzy průběhu rychlosti seismických vln ve svrchním plášti. Projevuje se jako oblast snížených rychlostí seismických vln P a S. Snížení rychlosti seismických vln a plastické chování astenosféry se vysvětluje tím, že v této oblasti probíhá křivka teplot nad křivkou tání bazaltů, které vyplňují v plášti prostor mezi krystaly peridotitů. Astenosféra se chová jako plastické těleso vůči dlouhodobým silám, avšak šíření krátkoperiodických střížných seismických vln astenosférou je možné. Vlivem natažení bazaltů dochází ke snížení rychlosti a ke vzrůstu útlumu seismických vln. Poněvadž křivka průběhu teplot s hloubkou je regionálně závislá, mění se s místem hloubky horní a dolní hranice astenosféry, avšak existence astenosféry je globální jev.



Obr. 8. Typy hranic mezi deskami: a) extenzivní (divergentní), b) kompresní (konvergentní), c) transformní zlom. Dvojitou čarou je vyznačen středoocéánský hřbet.

Hranice litosférických desek byly stanoveny podle pásů zvýšené seismicity. Existují tři základní typy hranic (obr. 8) a) Extenzivní (divergentní) hranice, na které normálové složky sil působících na desky míří směrem od hranice, b) Kompresní (konvergentní) — normálové složky sil směřují ke hranici. Podél extenzivní hranice se symetricky na obě strany vytváří nová oceánská litosféra, zatímco podél konvergentních hranic se litosféra asymetricky ponořuje do pláště (subdukce). Tento typ hranice bývá doprovázen oceánskými příkopy, vznikem ostrovních oblouků a tektonickou aktivitou okraje kontinentů (např. alpínsko-himalájský horský pás). c) Třetím typem hranice jsou transformní zlomy. Jejich objev je jedním z důležitých výsledků výzkumu magnetických anomálií v severovýchodní části Tichého oceánu. Interpretaci podal J. T. Wilson [37]; rozeznává 10 typů transformních zlomů. Základní typ transformního zlomu mezi oceánskými hřbety je na obr. 8c. Vlivem napětí v litosféře došlo k posunutí bb' středoocéánského hřbetu. Obě posunuté části oceánského hřbetu jsou zdrojem tvoření oceánské litosféry. Na úseku bb' jsou relativní pohyby podél zlomu nenulové, takže tato část zlomu je seismicky vysoce aktivní. Jestliže posun bb' byl ukončen, jsou relativní rychlosti na úsecích a , b a b' , c stejné, takže úseky se seismicky neprojevují.

Pohyb tuhých desek po povrchu koule se řídí specifickými zákony, které studoval již L. Euler v r. 1776. Tuhé desky vykonávají rotace a rychlost jejich pohybu je $\mathbf{v} = \boldsymbol{\Omega} \times \mathbf{r}$, takže kinematiku desek lze popsat nalezením os rotace a rychlosti rotace $\boldsymbol{\Omega}$. Geometrii a kinematiku litosférických desek popsal X. Le Pichon [21] a W. J. Morgan [25].

Narůstání mořského dna a tektonika litosférických desek prvně poskytují jednotný výklad původu primárních úkazů na zemském povrchu. Mezi ně patří oceánské hřbety a rifty spojené

s aktivním formováním nové litosféry a seismicky aktivní a pasivní kontinentální kraje. Geologie dovede vysvětlit na základě deskové tektoniky vznik zvrásněných pohoří, zlomových struktur, tvoření ostrovních oblouků a vulkanickou činnost.

Geometrické a kinematické vlastnosti litosférických desek se pokusme vysvětlit z hlediska konvekce v zemském pláští.

6. Konvekce v plášti

Mechanismus uvádějící v pohyb kontinenty, vytvářející reliéf zemského povrchu a tektonickou činnost planety, je závažným a starým problémem. Velké množství dřívějších pokusů vysvětlit tyto jevy nevedlo k cíli; uvažovaly se např. slapy Měsíce a Slunce, odstředivá síla zemské rotace i teorie expandující, kontraktující a pulsující Země.

Hypotézu, že konvekční proudy tekoucí pod litosférou jsou příčinou vzniku pohoří, prvně vyslovil v r. 1839 Hopkins a později v r. 1881 O. Fischer [9]. A. Holmes [14] považoval konvekční proudy pod prakontinentem za příčinu jeho rozdělení a kontinentálního driftu. Vzestupný konvekční proud vyvolává v litosféře tenzi a naopak sestupný proud kompresi. Tak interpretoval existenci circumpacifického tektonicky aktivního pásu a vznik alpsko-himalájského horského pásu.

Konvekce v kapalinách vzniká, když se rozložení hustoty liší od hydrostatického. Vzlakové síly uvádějí kapalinu do pohybu, který se udržuje do nastolení rovnováhy. Nepravidelnosti v rozložení hustoty mohou být v podmínkách zemského nitra způsobovány buď tepelnou nebo chemicko-hustotní nerovnováhou.

H. Bénard [1] experimentálně ukázal, že konvekce ve zvrstvené kapalině nastane, jestliže rostoucí tepelný kondukční tok převyší jistou kritickou hranici. Bénardův experiment přivedl J. W. Rayleigha k formulování podmínky vzniku konvekce. Ukázal, že konvekce v homogenní, nestlačitelné Newtonově kapalině nastane, jestliže bezrozměrný parametr $Ra = \alpha \beta g d^4 / \kappa \nu$ (Rayleighovo číslo) převyší kritickou hodnotu $27\pi^4/4 \approx 658$ (α je koeficient tepelné roztažnosti, β teplotní gradient, g gravitační zrychlení, d tloušťka vrstvy, κ tepelná vodivost, ν kinematická viskozita). H. Jeffreys [15] a L. Knopoff [18] ukázali, že Rayleighův výsledek platí i pro stlačitelnou kapalinu, jestliže ρ má význam rozdílu mezi skutečným a adiabatickým teplotním gradientem. V případě sférické vrstvy vyžaduje spuštění konvekce vyšší kritickou hodnotu, např. pro sférickou vrstvu s vnějším poloměrem $2 \times$ větším než vnitřním je kritická hodnota Rayleighova čísla 2380.

Vliv rotace na konvekci popisuje bezrozměrné Taylorovo číslo $Ta = (2\omega d^2/\nu)^2$. Vliv rotace je podstatný, jestliže $Ta \gg 1$. Pro zemský plášť ($\omega = 7,27 \cdot 10^{-5}$ rad/s, $d = 3 \cdot 10^6$ m, $\nu = 10^{17}$ m²/s) je $Ta \approx 10^{-16}$. To znamená, že zemská rotace velmi málo ovlivňuje konvekci v plášti, avšak má silný vliv na konvekci v mnohem méně viskózním vnějším jádru.

Základní otázka existence konvekčních proudů velkých rozměrů zasahujících celý plášť je předmětem sporů. Požadavek účinného přenosu tepla z jádra do svrchního pláště dává základní důvod pro existenci celoplášťové konvekce. Rozhodnutí otázky celoplášťové konvekce ztěžuje velký rozptyl odhadů hodnot koeficientu viskozity v plášti. Zdvih Fennoskandinávie po recentním zalednění vede k odhadu viskozity 10^{19} Pa.s pro astenosféru v oblasti štítů, v oblasti oceánu se předpokládá hodnota 10^{18} Pa.s.

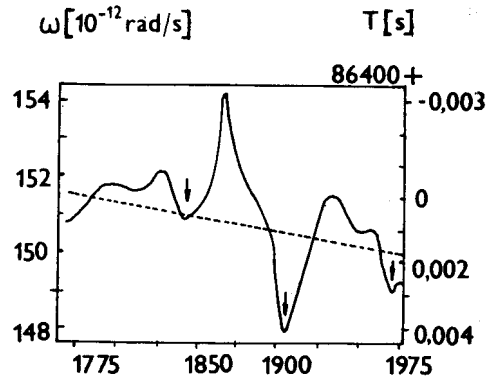
Pro spodní plášť odhadli P. Goldreich a A. Toomre [10] střední viskozitu $5 \cdot 10^{23}$ Pa.s. Odhad souhlasí s hodnotou O. Sorochina [34] 10^{23} Pa.s. Pro tyto hodnoty viskozity Rayleighovo číslo vysoko převyšuje kritickou hodnotu, takže celoplášťová konvekce by byla možná a dostatečně účinná k udržování adiabatického teplotního gradientu v plášti, zatímco velké teplotní gradienty jsou v termálních hraničních vrstvách (rozhraní jádro—plášť a zemský povrch). D. McKenzie [24], W. Munk a G. J. MacDonald [26] odhadli viskozitu spodního pláště na $\approx 10^{25}$ Pa.s. V tomto případě by tepelná konvekce ve spodním plášti nebyla možná. Munk a MacDonald analyzovali rovnikové vydutí Země určené z družicových měření a zjistili, že současně vydutí odpovídá rychlejší rotaci Země, asi takové, jakou měla před 10 mil. lety. Tento jev vysvětlili vysokou viskozitou

spodního pláště, která nedovolí obnovení hydrostatické rovnováhy rotujícího tělesa. Výsledky je nutno brát s rezervou, neboť byly odvozeny pro hydrostaticky rovnovážný model Země, který je málo realistický, poněvadž Země má mohutné zdroje vnitřní energie, zejména gravitační. Z toho důvodu je vedle tepelné konvekce možná i konvekce chemicko-hustotní. Pro tuto konvekci Rayleighovo číslo $Ra = \delta \rho g d^3 / D^4$, kde D je koeficient difúze. Pro plášť je odhad Rayleighova čísla chemicko-hustotní konvekce $10^{17} < Ra < 10^{34}$, což o několik řádů převyšuje kritickou hodnotu a zajišťuje možnost celoplášťové konvekce.

6.1. Konvekce a rotace

Konvekce v plášti a jádru nese s sebou transport látek doprovázený hustotními změnami a následkem toho se mění i moment setrvačnosti, což vyvolává změny polohy okamžité osy rotace a změny rychlosti rotace. Časové změny rychlosti rotace Země jsou znázorněny na obr. 9. Interval, ve kterém byla provedena přesná měření, je ke zjištění vlivu plášťové konvekce krátký. Rychlejší změny rychlosti rotace jsou pravděpodobně způsobeny konvekci v jádru, která má vzhledem k nízké viskozitě nesrovnatelně kratší periody. Celkový klesající trend v rotaci je způsoben slapovým třením a třením oceánů.

Obr. 9. Variace zemské rotace [20]. Úhlová rychlost rotace Země v jednotkách 10^{-12} rad/s se dostane připočtením hodnoty škály na levé straně k číslu 72921. Šipkami jsou vyznačeny akcelerace rotace.



V souvislosti se studiem pohybů paleomagnetických pólů se dokonce vyskytují názory, že pohyb zemské rotační osy mohl být v minulosti značný, 90° i více. Otázka možnosti takových posunutí rotační osy uvnitř tělesa zůstává stále otevřená, a problém nebude možno vyřešit bez důkladnější znalosti reologických parametrů pláště, poněvadž na nich citlivě závisí možný pohyb rotační osy. Nicméně proces konvekce a s ním spojená hustotní změny jsou vzhledem k rotaci zemského tělesa efektem 2. řádu a pro představu, že by konvekce způsobila značnější pohyby rotační osy, nutně doprovázené ztrátami energie rotace spotřebované na přetváření rovníkového vydutí, nejsou žádné fyzikální důvody. Je pravděpodobné, že konvekce může způsobovat pohyb rotačního pólu po kvazistacionární dráze blízké současné poloze pólu.

6.2. Zdroje energie konvekce

Primárním zdrojem energie konvekce je gravitační energie planety. Vývoj planety prošel stadiem rovnoměrného rozložení látek a v průběhu dalšího vývoje trvajícího $4,6 \cdot 10^9$ let probíhal proces gravitační diferenciacce látek spojený s tvořením těžkého jádra. Gravitační energii procesu je možno určit jako rozdíl gravitačního potenciálu rovnoměrného rozložení látek a gravitačního potenciálu odpovídajícího současnému látkově diferencovanému stavu. Energie se odhaduje na $(1,5 \div 2,0) \cdot 10^{31}$ J. Proces utváření jádra planety není ještě zcela dovršen, podle modelu [17] proběhla diferenciacce jádra z 86%.

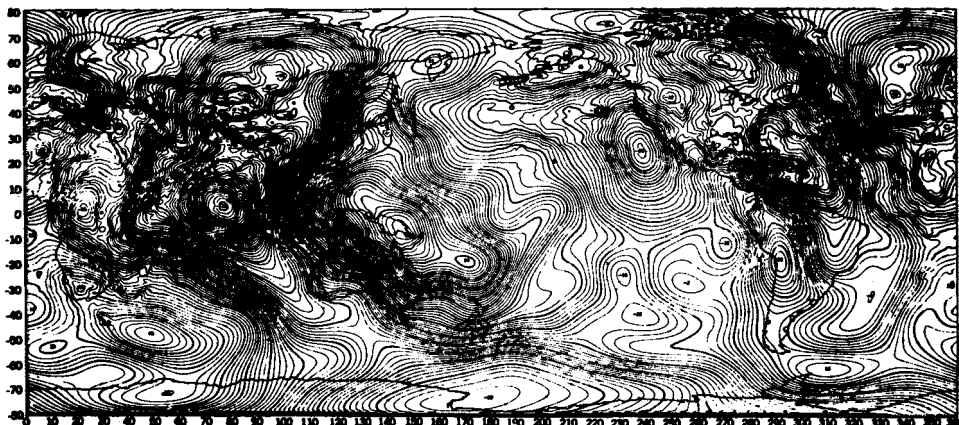
Dalším energetickým zdrojem je radiogenní teplo. K němu přispívá ^{238}U přibližně 13%, ^{235}U 79%, ^{232}Th 4% a ^4K 4%; celkové množství uvolněného tepla je v současné době $1,13 \cdot 10^{13}$ W. Za dobu existence Země se uvolnilo $0,41 \cdot 10^{31}$ J radiogenní energie.

Dalším energetickým zdrojem je energie slapů Měsíce a Slunce. V důsledku slapového tření dochází k zpomalování rotace Země a ke vzdalování Měsíce. Celkový výkon slapového tření se odhaduje na $2,7 \cdot 10^{12}$ W. Část výkonu disipuje v oceánech a část v zemském jádru, ztráty v plášti jsou zanedbatelné.

Pro konvekci v plášti má základní význam teplo přiváděné z jádra do pláště. Je nutno uvažovat teplo ochlazování jádra, které za dobu existence Země činí $2,2 \cdot 10^{29}$ J, latentní teplo uvolněné při procesu narůstání pevného vnitřního jádra $1,0 \cdot 10^{29}$ J a teplo odvozené od gravitační diferenciace na hranici plášť—jádro $\approx 0,4 \cdot 10^{29}$ J. G. M. Jones [16] uvádí spodní mez tepelného výkonu protékajícího hranici jádro—plášť $\approx 2,9 \cdot 10^{12}$ W.

6.3. Konvekce v plášti a gravitační pole

Rozdělení konvekčních proudů v plášti se nutně zobrazuje do detailní struktury gravitačního pole Země a ovlivňuje tvar geoidu, obr. 10. Tvar geoidu je ovlivněn rovněž hustotními změnami souvisejícími s polymorfními fázovými přechody ve svrchním plášti, které závisejí na tlaku a teplotě, a hydrodynamickými a termodynamickými podmínkami v hraniční vrstvě na rozhraní plášť—jádro. Jednotlivé vlivy působí aditivně a jejich separace je obtížný problém.

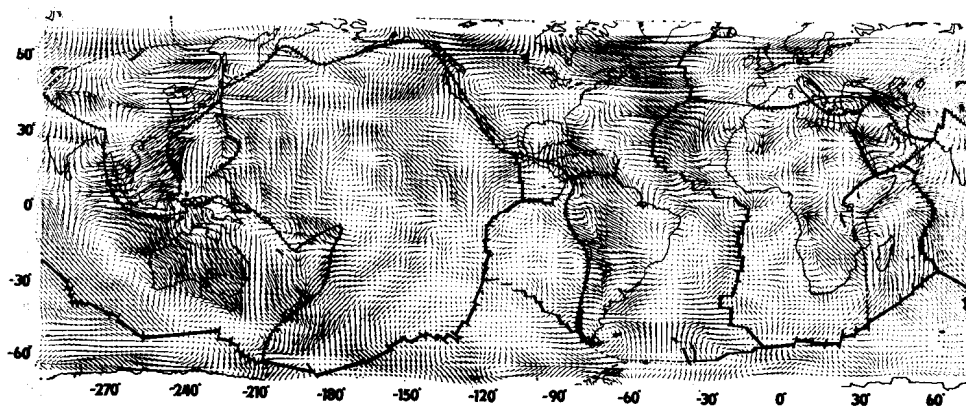


Obr. 10. Detailní geoid. Izočarami jsou znázorněny výšky geoidu [m] nad zemským referenčním elipsoidem. Krok izočar je 2 m [42].

S. K. Runcorn [29] odvodil vztah mezi parametry gravitačního pole a rozložením napětí vznikajícím na spodku litosféry viskózním třením horizontální složky konvekčních proudů v plášti. Vyšel z modelu pláště jako viskózní Newtonovy kapaliny a počítal konvekci v plášti. Neuvažoval vliv Coriolisovy síly a inerciálních sil, tj. vyšel z rovnice

$$-\mu \cdot \nabla^2 \mathbf{v} = -\nabla p + \mathbf{g}$$

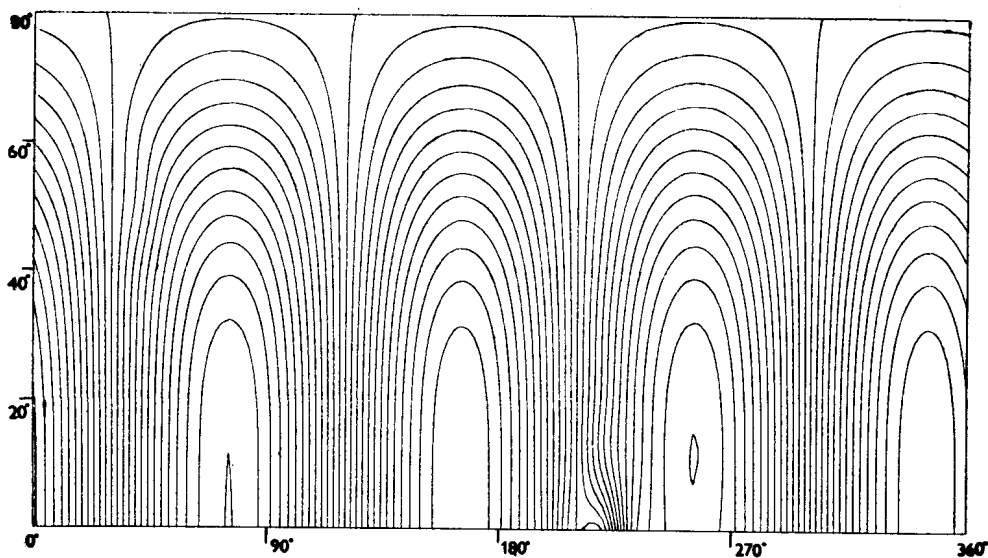
a z předpokladu, že rychlost \mathbf{v} se dá vyjádřit ve tvaru $\mathbf{v} = -\nabla \times (\mathbf{r} \times \nabla W)$, kde funkce W souvisí s gravitačním potenciálem a dá se tedy vyjádřit pomocí Stokesových konstant popisujících gravitační pole, μ značí viskozitu. Stokesovy konstanty se určují pomocí družicových a gravimetrických měření. Výsledná horizontální napětí působící na spodku litosféry se vyjadřují rovněž pomocí Stokesových konstant. Z. Martinec a K. Pěč [22] provedli výpočet globálního pole napětí, které je znázorněno na obr. 11. Z rozložení napětí je zřetelně patrná souvislost s tektonickou činností, hlavně se subdukcí např. v oblasti tichooceánského pobřeží Jižní Ameriky, Velkých Antil, podél



Obr. 11. Rozložení horizontálního napětí na spodní hranici litosféry [22]. Kromě šipek znázorňujících směr a velikost horizontálního napětí jsou silnými čarami znázorněny hranice litosférických desek [21].

západní části circumpacifického pásu. Podstatné je, že každé litosférické desce neodpovídá jedna velká konvekční buňka, ale systém několika menších.

Desky by se pohybovaly po sférickém povrchu astenosféry vlivem momentů sil na ně působících, pokud by byl výsledný moment sil nenulový. Po dosažení rovnováhy by pohyb desek ustal za předpokladu, že systém desek je na kulovém povrchu uzavřený. To však není případ litosférických desek, poněvadž v oblastech subdukce dochází k vzájemnému podsouvání. Následkem toho se divergentní hranice mezi deskami otvírají a magmatické látky astenosféry vystupují směrem k povrchu. Původní, velmi zjednodušená představa deskové tektoniky byla taková, že divergentní hranice koincidují s jazyky výstupných konvekčních proudů. Obr. 11 odvozený z reálných měření nasvědčuje tomu, že situace v oblasti středooceánských hřbetů je složitější. Pole konvekčních proudů pod litosférou je velice členité a je spojeno se silně nehomogenním rozložením nejen horizontálních složek napětí (obr. 11), ale i radiální složky napětí v astenosférickém magmatu. Jak je



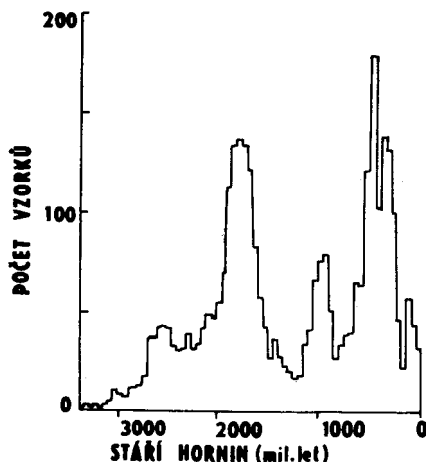
Obr. 12. Izočary poloh os korelace gravitačních anomálií se stejnou amplitudou.

patrně z rozložení napětí, nesouhlasí vzestupné větve konvekčních proudů s polohou středooceánských hřbetů. Oceánské hřbety se jeví ve světle těchto sil spíše jako efekt „stříkající fontány“ magmatu vytlačovaného na divergentní hranici z astenosféry, než jako důsledek výskytu vzestupné větve konvekční buňky nalézající se přímo pod oceánským hřbetem. Pro model „stříkající fontány“ svědčí rovněž existence transformních zlomů vzniklých přetržením středooceánského hřbetu, přičemž obě daleko sdíslokované části hřbetu produkují nové oceánské dno. Odpovídající dislokace v konvekčním vzestupném proudu látky s relativně nízkou viskozitou nejsou možné.

Obraz konvekce, jak je znázorněn tečnými napětími na obr. 11, odpovídá buňkám malých rozměrů, které jsou silně ovlivněné astenosferou. V hlubším pláští, který má vyšší viskozitu, lze očekávat podstatně jednodušší systém více méně pravidelně rozložených velkorozměrových konvekčních buněk. Odpovídající hustotní změny budou na tomto systému závislé. Metodou úhlové sférické korelace [27] byl vyšetřován potenciál pole gravitačních anomálií. Na obr. 12 jsou znázorněny izočáry poloh os symetrie, při kterých se pozoruje stejný stupeň korelace. Tyto izočáry tvoří pravidelné, symetricky uspořádané útvary. Poněvadž kromě plášťové konvekce neznáme žádný jiný mechanismus, který by byl příčinou tak vysokého stupně symetrie uspořádání hustotních změn v pláští, vyvozujeme, že symetrické uspořádání hustotních změn souvisí se systémem konvekce v hlubších částech pláště. Z bližšího rozboru vyplývá, že jsou možné maximálně čtyři, spíše pouze dvě velkorozměrové buňky. Metodou úhlové korelace geofyzikálních polí bylo odhadnuto, že 40% hustotních odchylek má popsanou vlastnost symetrie. Uvedenou metodou nelze, bohužel, odhadnout hloubku, do které konvekce v pláští zasahuje.

6.4. Konvekce a tektonická aktivita

Ukázali jsme, že hlavní tektonické procesy na povrchu Země (kontinentální drift, stáří oceánského dna, celosvětový systém riftů a subdukční oblasti) přímo souvisí s konvekčními proudy v pláští a pochopitelně také s procesem tvoření zemského jádra. Na základě toho se definuje tektonická aktivita $n(t)$ jako číslo, které vyjadřuje relativní část hmoty pláště, která prošla procesem diferen-



Obr. 13. Histogram stáří hornin [6].

ciace na povrchu jádra, tj. $d(nM_m)/dt = (M/M_m)(dM_c/dt)$ (M_m , M_c je hmotnost pláště a jádra $M = M_m + M_c$). V prvním přiblížení lze psát $\delta n/\delta t = -1/\tau_q$, kde τ_q je doba trvání 1 cyklu, tj. doba, za kterou se uskutečnila diferenciace v jádře veškeré hmoty pláště. S. K. Runcorn [30] prvně vyslovil předpoklad, že geologicky zjištěné cykly tektonické aktivity jsou identické s konvekčními cykly v pláští. G. Gastil a R. Dearnley [6] našli maxima tektonické aktivity $2,5 \cdot 10^9$ let, $1,8 \cdot 10^9$ let, $0,95 \cdot 10^9$ let a $(0,3 \div 0,4) \cdot 10^9$ let (obr. 13). Poslední maximum spadá do období formování Wegenerovy Pangey (kaledonské vrásnění). Je pravděpodobné, že období zvýšené tektonické konvekce, souvisí např. se změnou počtu celoplášťových konvekčních buněk.

7. Závěr

Teorie narůstání mořského dna a litosférických desek je prvním jednotným výkladem důležitých geofyzikálních jevů (geografické rozložení zemětřesených ohnisek, hloubkový dosah zemětřesení, struktura magnetických anomálií oceánského dna, pohyb paleomagnetických pólů, specifické rysy rozdělení tepelného toku) a geologických jevů (vznik pásemných pohoří, ostrovních oblouků a oceánských příkopů, geografické rozdělení vulkanické činnosti, stáří mořského dna). Teorie narůstání mořského dna a teorie litosférických desek vysvětlují pozorované jevy z geografického a kinematického hlediska. Doplnuje je teorie konvekce v plášti, která poskytuje jednotný dynamicko-energetický výklad pohybu.

Zdrojem těžkosti pro lepší poznání plášťové konvekce je nedostatečná znalost viskozity a rychlosti deformace látek v plášti. Dlouhé časové intervaly — ($10^6 \div 10^9$) let vylučují experimentální možnosti a k dispozici jsou pouze nepřímá pozorování. Přesnější poznání reologických vlastností zemského pláště by otevřelo cestu k řešení současných problémů geodynamiky. Jsou to např. dynamika rotace a pohyb zemské rotační osy v tělese, dynamická teorie slapů pevné Země a rozložení teploty v plášti.

Literatura

- [1] Bénard H.: *Revue gén. Sci. pur. appl.* **11** (1900), 1261.
- [2] Bullard E. C., Everett J. E., Smith A. G. ve sborníku *A symposium on continental drift. Phil. Trans. Roy. Soc.* **258A** (1965), 41.
- [3] Bucha V.: *Studia geophys. et. geod.* **19** (1975), 42.
- [4] Bucha V., Janáčková A., Siráň G.: *Čs. čas. fyz. A* **33** (1983), 446.
- [5] Červený V.: *Čs. čas. fyz. A* **33** (1983), JJ.
- [6] Dearnley R.: *Physics. Chem. Earth* **7** (1966), 1.
- [7] Dietz R. S.: *Nature* **100** (1968), 854.
- [8] Dziewonski A. M., Anderson D. L.: *Physics of the earth and planetary interiors* **25** (1981), 297.
- [9] Fisher O.: *Physics of the earth's crust.* Macmillan and Co., 1881.
- [10] Goldreich P., Toomre A.: *J. Geophys. Res.* **74** (1969), 2555.
- [11] Hanuš V., Vaněk J.: *J. Geophys.* **42** (1976), 219.
- [12] Hanuš V., Vaněk J.: *Studia geophys. et geod.* **22** (1978), 259.
- [13] Hess H. H. ve sborníku *Petrologic studies. A volume in honour of A. F. Buddington.* Geod. Soc. Amer. 1962, 599.
- [14] Holmes A.: *J. Wash. Acad. Sci.* **23** (1933), 169.
- [15] Jeffreys H.: *Proc. Camb. Phil. Soc. Math. Phys. Sci.* **26** (1930), 170.
- [16] Jones G. M. ve sborníku *Abstracts IUGG Symp.*, Canberra 1980.
- [17] Keondžjan V. P., Monin A. S.: *Dokl. AN SSSR* **220** (1975), č. 4.
- [18] Knopoff L. L.: *Rev. Geophys.* **2** (1964), 89.
- [19] Krs M.: *Implication of statistical evaluation of phanerozoic paleomagnetic data (Eurasia, Africa).* Rozpravy ČSAV, sv. 92, č. 3; Academia, Praha 1982.
- [20] Le Mouel J. L., Courtillot V., Ducruix J.: *Abstracts IUGG Symp. 06/04.* Canberra 1980.
- [21] Le Pichon X.: *J. Geophys. Res.* **73** (1968), 366.
- [22] Martinec Z., Pěč K.: *Výzkum hlubinné stavby Československa — Loučná 1982*, n. p. Geofyzika, Brno, 101.
- [23] McKenzie D. P., Parker R. L.: *Nature* **216** (1967), 1276.
- [24] McKenzie D. P.: *J. Geophys. Res.* **71** (1966), 3995.
- [25] Morgan W. J.: *J. Geophys. Res.* **73** (1968), 1959.
- [26] Munk W. H., MacDonald G. J. F.: *The rotation of the Earth.* Cambridge Univ. Press, New York 1960.
- [27] Pěč K. ve sborníku *Geophysical synthesis in Czechoslovakia.* (Red. Zátopek A.) Veda, Bratislava 1981, 53.

- [28] Rayleigh J. W. S.: *Phil. Mag.* **32** (1916), Ser. 6, 529.
 [29] Runcorn S. K.: *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **14** (1967), 375.
 [30] Runcorn S. K. ve sborníku *Continental drift*. (Red. Runcorn S. K.) Acad. Press, New York 1962, 1.
 [31] Sclater J. C., Crowe J., Anderson R. N.: *J. Geophys. Res.* **81** (1976), 2997.
 [32] Smith D. E., Lerch F. J., March J. G., Wagner C. A., Kolenkiewicz R., Khan M. A.: *J. Geophys. Res.* **81** (1976), 1006.
 [33] *Geofizika okeana, sv. 2: geodynamika* (Red. Sorochtin I. G.) Nauka, Moskva 1974.
 [34] Sorochtin I. G.: *Global'naja evolucija Zemli*. Nauka, Moskva 1974.
 [35] Taylor F. B.: *Geol. Soc. Amer. Bull.* **21** (1910), č. 2.
 [36] Wegener A.: *Die Entstehung der Kontinente und Ozeane*. Braunschweig 1915.
 [37] Wilson J. T.: *Nature* **207** (1965), 345.
 [38] Helzen B. ve sborníku *sub* [30], 235.
 [39] Wortel M. J.: *Age dependent subduction of oceanic lithosphere*. Ph. D. Thesis, Utrecht 1980.
 [40] Dewey J. F., Bird J.: *Tectonophysics* **10** (1970), 625.
 [41] Katsumata M., Sykes L. R.: *J. Geophys. Res.* **7g** (1969), 5923.
 [42] Marsh J. G., Vincent S.: *Geophys. Surv.* **1** (1974), 481.

Došlo 8. 2. 1983

Roku od narození Páně 1139

... Dne 19. července se zatměla obloha, neboť dým neobyčejně smrdutý se vznášel jako mlha a kouřilo se bez přestání dnem i nocí. Ta tma trvala tak celý týden, a 24. července neobvyklé temno o polednách zastínilo povětří hnilobným puchem, který jako by vycházel z pekla a dráždil čich lidí. Někteří také říkali, že viděli jakousi trhlínu na slunci.

Letopis Kanovníka vyšehradského

Toho roku (1326) nastalo v létě veliké zemětřesení v četných krajinách Čech, Mišně, Durynska a jiných míst. Svědky této věci jsou strážcové na hradě Rýzmburku, kteří sestoupili z věží, na kterých byli, když se hýbaly a otřásaly, zachvácení nesmírným strachem a myslili, že nastává poslední den.

Zbraslavská kronika

Téhož roku (1329) dne 22. května nastalo v Čechách a Bavorsku veliké zemětřesení a bylo znatelně pozorováno. Já jsem v té době seděl klidně v Praze v domě našeho kláštera okolo hodiny kumpletu, opřen o kamennou zeď, a ta se oním zemětřesením tak silně otřásla, že to rozrušilo mne i ty, kdož byli se mnou, k nej-

většimu strachu a hrůze. Jeden list, sepsaný podle hvězdářské vědy, předpověděl už dávno před několika lety četné podivuhodné věci, které měly toho roku nastati: ... Jeho znění bylo ve všem takovéto:

... Vězte, že léta Páně 1329 v měsíci září když Slunce bude ve znamení Vah, sejdou se spolu všechny planety a Slunce bude v ocasu Draka, ohlásí se věci podivné a hrozné, strhne se přival větrů skrze Saturna a Marta, vystoupne moře nad obyčej. ... Četná údolí vyrovnají do výše hor a naopak do propasti zkázy uvrhnou města, hlavně Babylon, Baldach, Sakan a Tripolis, a zvláště města ležící na místech písčitých a prašných. ... Poučila mě sama zkušenost skutečných výsledků, že bylo vyhlášeno všechno, co předpověděl tento list v duchu živě píšícím.

Ba tento rok byl klidný a mírný a na obilí svrchovaně úrodný; a proto toho prorokuje podle svého astrolábia taková budoucí nebezpečnost, krotí a ze lží usvědčuje básník, když praví: „Po Božích tajemstvích pátrat, co jsou, i po nebi ustaň! ... Sobě buď nejdříve moudrý a pro jiné za nos tahej napasled; teprve tehdy si osvojuj proroka právo!“

Zbraslavská kronika