

Univerzita Karlova v Praze
Matematicko-fyzikální fakulta

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE



Martin Dlask

Země jako dynamické těleso

Katedra geofyziky

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Hana Čížková, Ph.D.

Studijní program: Fyzika Bc.

Studijní obor: Fyzika zaměřená na vzdělávání

Praha 2014

Děkuji vedoucí své práce práce za podporu a téměř neomezenou trpělivost. Její cenné rady mi byli inspirací i poučením.

Děkuji rodině a přátelům za projevenou podporu.

Prohlašuji, že jsem tuto bakalářskou práci vypracoval samostatně a výhradně s použitím citovaných pramenů, literatury a dalších odborných zdrojů.

Beru na vědomí, že se na moji práci vztahují práva a povinnosti vyplývající ze zákona č. 121/2000 Sb., autorského zákona v platném znění, zejména skutečnost, že Univerzita Karlova v Praze má právo na uzavření licenční smlouvy o užití této práce jako školního díla podle §60 odst. 1, autorského zákona.

V dne

Podpis autora

Název práce: Země jako dynamické těleso

Autor: Martin Dlask

Katedra: Katedra geofyziky

Vedoucí bakalářské práce: doc. RNDr. Hana Čížková, Ph.D.

Abstrakt:

Tato bakalářská práce by měla sloužit jako učební pomůcka učitelům a žákům na čtyřletých gymnáziích během hodin fyziky a geografie. Cílem je rozšířit znalosti studentů v oblasti fyziky Země. Práce klade důraz na představení Země jako dynamického tělesa. Vysvětluji, že energie uvolněná při chladnutí Země je zodpovědná za deskovou tektoniku a s ní spojenou zemětřesnou a vulkanickou činnost i za vnitřní geomagnetické pole.

Klíčová slova: struktura zemského nitra, seismické vlny, přenos tepla, zemětřesení, magnetické pole Země

Title: Earth as a dynamic body

Author: Martin Dlask

Department: Department of Geophysics

Supervisor: doc. RNDr. Hana Čížková, Ph.D.

Abstract: The aim of this bachelor thesis is to serve as explanatory instrument for teachers and their students during geography and physics classes on gymnasiums. The main goal of this thesis is to extend the knowledge of physics the Earth. This thesis is primarily focused on introducing the Earth as dynamic body. I explain, that energy released during cooling of the Earth is responsible for plate tectonics, volcanic and seismic activity, and internal magnetic field.

Keywords: structure of The Earth, seismic waves, heat transport, earthquakes, geomagnetic field

Obsah

Úvod	2
1 Výuka geofyziky na českých gymnáziích	4
2 Historický vývoj názorů na Zemi	6
3 Struktura Země	9
3.1 Studium Země pomocí seismických vln	9
3.2 Moderní model struktury Země	13
3.2.1 Zemské jádro	14
3.2.2 Zemský plášť	15
3.2.3 Zemská kůra	15
4 Dynamické procesy v zemském nitru	17
4.1 Mechanismy přenosu tepla v nitru Země	18
4.2 Proudění ve vnějším zemském jádře	19
4.3 Proudění v zemském plášti	21
4.4 Pohyb litosférických desek	21
4.5 Zemětřesení	24
4.5.1 Richterova stupnice	26
4.5.2 Zemětřesení v českých zemích	27
4.6 Vulkanismus	28
4.6.1 Horké skvrny	29
5 Závěr	31
Seznam použité literatury	32

Úvod

Ve své bakalářské práci jsem se rozhodl zaměřit na výuku fyziky Země na čtyřletých gymnáziích. Ta je dnes vyučována v rámci předmětu geografie. Geografie je předmět, který se zabývá Zemí z mnoha různých úhlů pohledu a v obsahu jeho látky najdeme kromě fyziky i geografii, kartografii či ekonomii.

Mým cílem v této práci je zaměřit se na fyzikální část geografie a vytvořit učební materiál pro učitele a jejich žáky, který by jim pomohl v porozumění fungování Země.

Jádrem mé práce je prezentace, tvořící pomůcku při výkladu fyziky Země během hodin geografie či fyziky. V ní se snažím postupně a názorně vysvětlovat fungování Země jako dynamického tělesa. Popíši strukturu a rozložení teploty uvnitř Země a vysvětlím, jaké důsledky má nestabilní teplotní zvrstvení nitra. K Zemi přistupuji jako k tepelnému stroji, který přeměňuje tepelnou energii na energii mechanickou.

Ve své práci se snažím každý probíraný aspekt fyziky Země vysvětlovat co nejnázorněji, za pomoci příkladů z běžného života tak, aby látka byla srozumitelná pro posluchače z řad gymnaziálních studentů.

Práci jsem se rozhodl zacílit na žáky nižších ročníků čtyřletých gymnázií s tím, že ideální uplatnění mé práce by bylo v hodině laboratorních cvičení v prvním či druhém ročníku. Proto jsem ji koncipoval tak, aby učitel mohl přibližně hodinu vykládat látku a poté vést diskuzi se studenty, případně vykládat po jednotlivých částech a po každé nechat prostor pro dotazy studentů.

Struktura práce:

- První část prezentace začíná historickými pohledy na Zemi. Cílem je připomenout, že názory na Zemi se v průběhu staletí měnily.
- Ve druhé části jsem se zaměřil na vysvětlení způsobu výzkumu struktury Země pomocí seismických vln. Cílem je, aby žáci věděli, odkud pochází model struktury Země.
- Ve třetí části se zaměřuji na přenos tepla uvnitř Země. Představuji mechanismy přenosu tepla, které se v Zemi uplatňují, a přecházím k proudění

uvnitř jednotlivých částí zemského tělesa. Cílem je představit žákům Zemi jako dynamické těleso.

- Čtvrtá část je zaměřená na důsledky proudění v zemském nitru. Představuji v ní pohyby litosférických desek, a vznik seismické a vulkanické činnosti, jako doprovodné jevy tektonické činnosti. Cílem je představit žákům důsledky přenosu tepla uvnitř Země.

Kapitola 1

Výuka geofyziky na českých gymnáziích

Rámcové vzdělávací programy (RVP) pro čtyřletá gymnázia¹ stanovují, že základy fyziky Země jsou probírány v předmětu zvaném geografie.

Geografie je předmět obsahující učivo z mnoha vědních oborů. Jeho cílem je představit Zemi z více různých úhlů pohledu a tím umožnit žákům vytvořit ucelený názor na Zemi, který by jim měl pomoci v orientaci uvnitř dnešního globalizovaného světa. K naplnění toho to cíle geografie obsahuje informace fyzikálního, ekonomického, geografického a kartografického charakteru. Na dnešních gymnáziích běžně dochází k lehkému upozadování fyzikálněji zaměřených témat na úkor témat kartografických a geografických. Fyzikálnímu pojetí Země je celkově věnována pouze část hodin v první ročníku čtyřletého gymnázia.

Z fyzikálních témat jsou probírána témata: složení a struktura Země, litosféra, exogenní a endogenní procesy. Tato témata mají žákům představit Zemi jako pevné těleso s vnitřní stavbou. Avšak o původu dynamických dějů v Zemi či o vysvětlení struktury Země, se studenti většinou neučí. Jednotlivá témata jsou žákům převážně podávána bez větší návaznosti a celkově předkládána jako souhrn nezávislých informací. V nich, z mého pohledu, chybí propojení, které by žákům říkalo, proč se Země zformovala do struktury, kterou dnes pozorujeme, či proč se litosférické desky pohybují.

V praxi je implementace požadavků stanovených v RVP plně v kompetencích jednotlivých škol, které si vytvářejí vlastní, tzv. školní vzdělávací plány (ŠVP), jež požadavky, kladené ministerstvem školství, upravují potřebám a zájmům školy. Je proto čistě na učitelích, které oblasti se rozhodnou ve svých hodinách upřednostnit a které nikoliv. Pro příklad toho, jakým způsobem se může gymnázium vypořádat s tvorbou předmětu geografie, jsem si vybral pražské gymnázium Na Zatlance,

¹RVP pro gymnázia je možná stáhnout ze stránek ministerstva školství: www.msmt.cz

které k jeho vytvoření přistoupilo následovně:

- 1. ročník (2 hodiny týdně) - fyzická geografie
- 2. ročník (3 hodiny týdně) - socioekonomická geografie, geografie ČR, regionální geografie Evropy
- 3. ročník (2 hodiny týdně) - regionální geografie kontinentů (vybrané státy a oblasti)

Předmět geografie je na gymnáziu Na Zatlance probírán pod názvem *zeměpis* a je mu věnována celkem sedmi hodinová dotace, rozdělená do prvních tří let studia. V ŠVP předmětu geografie, dostupného v archívu školy, se můžeme dočíst, že obsah látky je v prvním ročníku rozdělen na témata: umístění Země ve vesmíru, kartografická zobrazení, mapy, druhy map, interpretace map, tematická kartografie, složení Země, exogenní a endogenní procesy, složení atmosféry, základy meteorologie, klimatické pásy, globální jevy v atmosféře, oběh vod na Zemi, vodstvo oceánů a pevnin, vliv člověka na hydrosféru, vegetační pásy.

Obsahem druhého ročníku je: socio-ekonomická geografie, Česká republika (poloha, přírodní podmínky, krajina a její vývoj, obyvatelstvo a sídla, ekonomické charakteristiky České republiky, životní prostředí), Evropa (poloha a přírodní podmínky, obyvatelstvo Evropy, jádrové a periferní oblasti Evropy, evropské regiony).

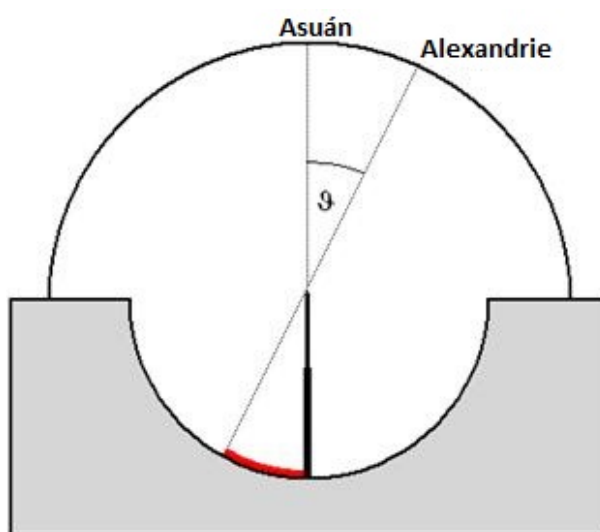
Obsahem třetího ročníku jsou makroregiony světa (státy SNS, východní a jihovýchodní Asie, islámský svět, subsaharská Afrika, Severní Amerika, Latinská Amerika, Austrálie a Oceánie).

Můžeme si povšimnout, že v případě Gymnázia Na Zatlance je nauce o Zemi z fyzikálního pohledu věnována pouze malá část látky v prvním ročníku. Rozšíření této látky a její spojení s učivem fyziky by mělo žákům umožnit vytvořit si lepší představu o základních procesech probíhajících uvnitř Země a lépe porozumět mechanismu vzniku jevů jako jsou zemětřesení či vulkanická činnost.

Kapitola 2

Historický vývoj názorů na Zemi

Od chvíle, kdy si člověk začal uvědomovat svoji existenci, byl fascinován světem, který ho obklopoval a půdou, na které žil. S postupným rozvojem lidstva pomalu rostly i poznatky o Zemi. Náš pohled na ni se během let měnil a vyvíjel. Ve starověkých hinduistických textech se můžeme dočíst o Zemi jako o plochém tělese neseném na bedrech čtyř slonů, kteří stojí na veliké želvě. Starověcí Řekové si Zemi zase zprvu představovali jako plochý disk stojící na čtyřech sloupech, pod kterými se nacházelo podsvětí.



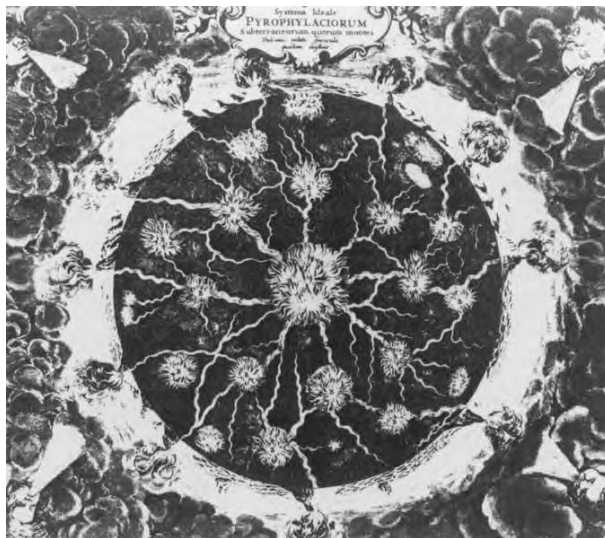
Obrázek 2.1: Náčrtek výpočtu obvodu Země pomocí různých délek stínů mezi městy Asuán a Alexandria[4]

Představa Země jako kulatého tělesa se prvně objevila ve starověkém Řecku. Řecký učenec Pythagoras v 6. st. př. Kr. začal prosazovat myšlenku Země jako kulatého tělesa, obklopeného vesmírem. Ve 4. st. př. Kr. Aristoteles navrhl tzv. klasické důkazy o kulatosti Země. Aristoteles si všiml, že pokud k pozorovateli přimlouvá loď z moře, pozorovatel vidí nejprve stožár lodi a teprve poté samotný trup lodi, nebo že stín Země při částečném zatmění Měsíce je kulatý.

První historicky doložené měření velikosti Země podnikl ve 3. st. př. Kr.

řecký matematik a astronom Eratosthenés z Kyrény, který si všiml rozdílných délek poledních stínů v různých zeměpisných šířkách. Na základě pozorování délek poledních stínů mezi městy Asuán a Alexandria určil poledníkový obvod Země na 252 000 stadií (přibližně 46 620 km). Při svém měření Eratosthenés předpokládal, že města Asuán a Alexandria leží na stejném poledníku (obr. 2.1). Tento předpoklad však není zcela pravdivý. Stejně tak Eratosthenés neznal přesnou vzdálenost mezi městy. Chyby v těchto dvou předpokladech vyústily v 16% odchylku Eratosthénova měření od skutečné velikosti poledníkového obvodu Země, který je dnes určen na 40 007,86 km.

Tvar Země však nebyl jediným aspektem, kterého si lidé u Země všímali. Vulkanická činnost a zemětřesení patří mezi projevy vnitřních pochodů Země, které trápí člověka již po tisíciletí. V 17. století Athanasius Kircher, německý jezuitský učenec, studoval vulkanickou aktivitu sopky Vesuv. Ve své knize *Mundus Subterraneus* vznik vulkanismu vysvětloval, jako ústí centrálního ohně v zemi. Centrální oheň podle Kirchera vznikala spalováním spalováním síry, asfaltu a uhlí v nitru Země (obrázek 2.2).



Obrázek 2.2: Představa Země podle Athanasiuse Kirchera[8]

Na konci 18. století B. Thomson, hrabě Rumford, poprvé popsal přenos tepla prouděním - konvekci. A v první polovině 19. století W. Hopkins a O. Fischer přišli s myšlenou, že zemské nitro je tekuté a konvekce v něm by mohla vysvětlit geologická pozorování [8]. V první polovině 19. st řada učenců předpokládala, že v zemském nitru se nachází pod pevnou kůrou roztavená hornina, jejíž proudění může být zodpovědné například za geomagnetické pole. Na druhou stranu, ale na konci 19. st. G. H. Darwin na základě pozorování slapů, prohlásil, že Země musí být tuhé elastické těleso.

Tyto dva zdánlivě nesourodé pohledy na Zemi, kdy některá pozorování vyžadují, aby materiál v zemském nitru tekl a jiná lze vysvětlit pouze je-li Země pevná byly

uvedeny v soulad ve 30. letech 20. století, kdy A. Holmes přišel s myšlenkou, že i pevný plášť Země může velmi pomalu téci. Dnes tedy Zemi z hlediska rychlých procesů považujeme za elastické těleso a přitom na dlouhých časových škálách (řádově miliony let) ji můžeme považovat za vysoce viskózní tekutinu.

Kapitola 3

Struktura Země

3.1 Studium Země pomocí seismických vln

Základní údaje o struktuře zemského nitra získáváme z analýzy šíření seismických vln, které vznikají při zemětřeseních. Při zemětřesení se uvolňuje mechanická energie, jejíž část se šíří zemským tělesem formou elastických vln. Dělíme je na prostorové (procházejí zemským nitrem), povrchové (cestují po povrchu) a vlastní kmity (stojaté vlnění, které Zemi rozezná jako zvon).

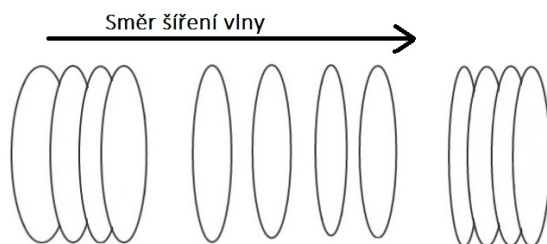
Uvnitř Země se šíří dva typy prostorových vln - podélné a příčné. U podélného vlnění dochází ke kmitání horniny ve směru šíření vlny (obrázek 3.1). Podélné vlny jsou nejrychlejší a na seismické stanice tedy docházejí jako první. Označujeme je proto jako primární vlny P. Mohou se šířit prostředím libovolného skupenství.

U příčné vlny částice kmitají kolmo na směr šíření vlny (obrázek 3.2) a jejich šíření není možné v kapalinách ani plynech. V seismologii se označují jako sekundární vlny S.

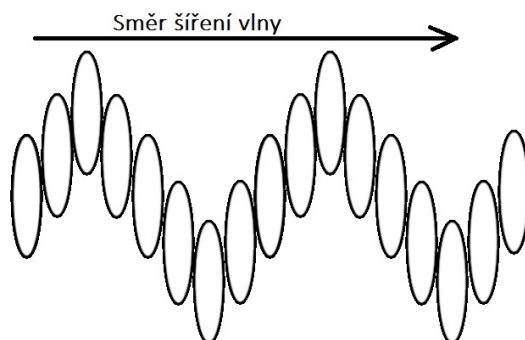
Zkoumání struktury Země pomocí seismických vln funguje na podobném principu jako rentgenová tomografie v nemocnici. Při zkoumání pacienta kolem něj pohybujeme zdrojem rentgenových vln. Rentgenové vlny procházejí pacientovým tělem a jsou zachycovány přijímačem umístěným naproti vysílači. Na základě analýzy útlumu rentgenových vln je posléze vytvořen obraz vnitřních částí paci-

Šíření seismických vln

1. Seismické vlny se šíří od místa vzniku na všechny strany (často mluvíme o prostorových či objemových vlnách).
2. Při průchodu seismické vlny prostředím dochází k jejímu útlumu.
3. Na rozhraní dvou prostředí se seismická vlna odráží a láme. Úhel lomu i odrazu vlny je závislý na druhu vlny i na vlastnostech obou prostředí, kterými se vlna šíří.
4. Při střetu více seismických vln dochází k jejich skládání (interferenci).
5. Rychlost seismických vln je závislá na složení prostředí, ve kterém se vlny šíří. Obecně platí, že s rostoucí hustotou prostředí roste rychlost šíření seismických vln.



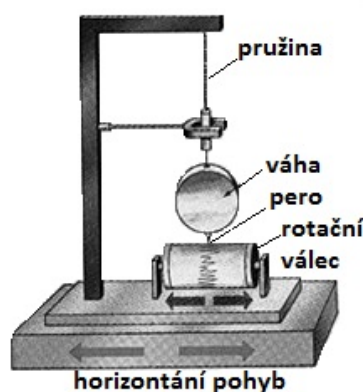
Obrázek 3.1: Grafické zobrazení podélného vlnění



Obrázek 3.2: Grafické zobrazení příčného vlnění

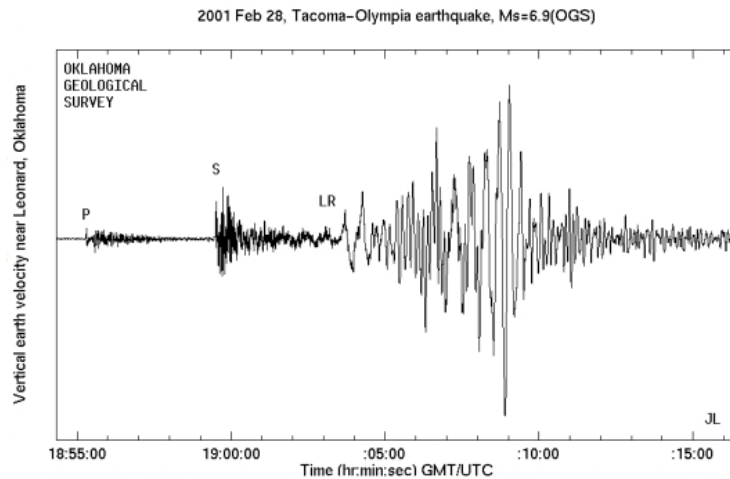
enta (například tvar a rozložení kostí).

Uvnitř Země místo rentgenových vln používáme vlny seismické. Po povrchu jsou rozmístěny seismické stanice, kde přístroje zvané seismografy (obr. 3.3) zaznamenávají pohyb povrchu do tzv. seismogramů (grafy zachycující posunutí, rychlost či zrychlení zkoumaného povrchu). Na základě analýzy časů příchodu seismických vln z mnoha zemětřesení na mnoho stanic po celém světě posléze můžeme konstruovat obraz struktury zemského nitra.



Obrázek 3.3: Seismograf [zdroj - U.S. Geological Survey]

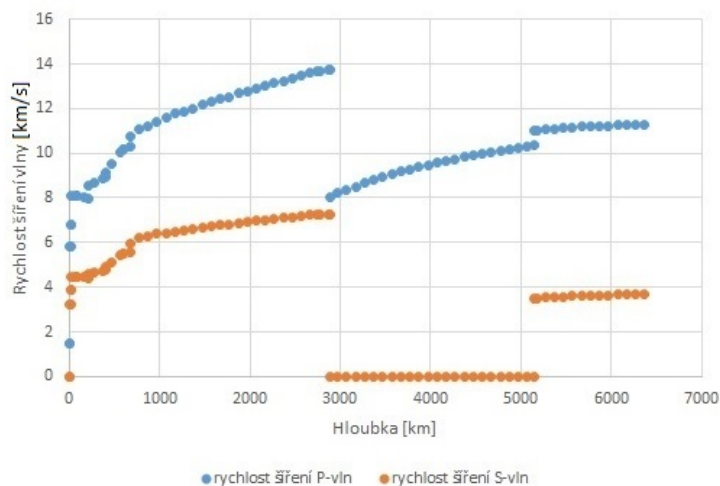
Na obrázku 3.4 je zobrazen seismogram zemětřesení u Americké Olympie z 28. února 2001 zaznamenaný v Oklahomě. Na horizontální ose je vynesena čas a na vertikální ose je zaznamenána vertikální složka rychlosti povrchu. Ze seismogramu je možné odečíst, že do Oklahomy dorazila podélná vlna (P) přibližně v



Obrázek 3.4: Seismogram [zdroj - U.S. Geological Survey]

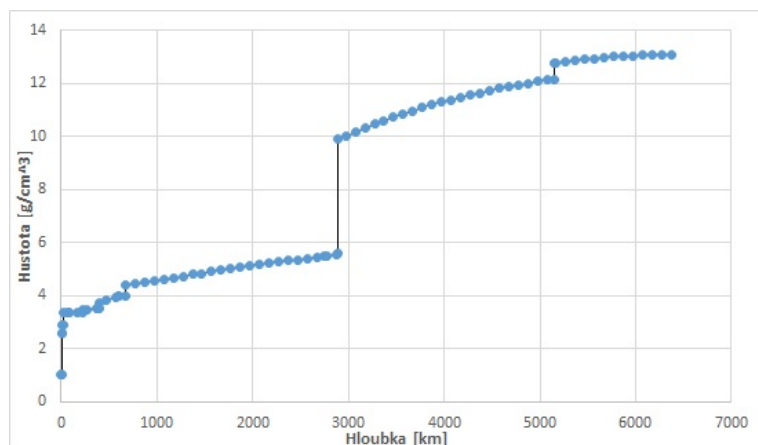
18:55, následovaná příčnou vlnou (S) v 19:00 a povrchovými vlnami (LR) v 19:04. Největší pohyb povrchu způsobily povrchové vlny.

Rychlost šíření seismických vln je závislá na složení a skupenství hornin, kterými vlny prochází. Zkoumáním rychlostí šíření jednotlivých druhů vln zemským tělesem se můžeme dozvědět mnohé informace o vnitřní struktuře Země. Například porovnáváním naměřených rychlostí seismických vln s laboratorními měřeními průchodu seismických vln různými druhy materiálů je možné odhadnout materiálové složení hornin uvnitř Země.



Obrázek 3.5: Grafické srovnání rychlosti šíření vlny P a S[5]

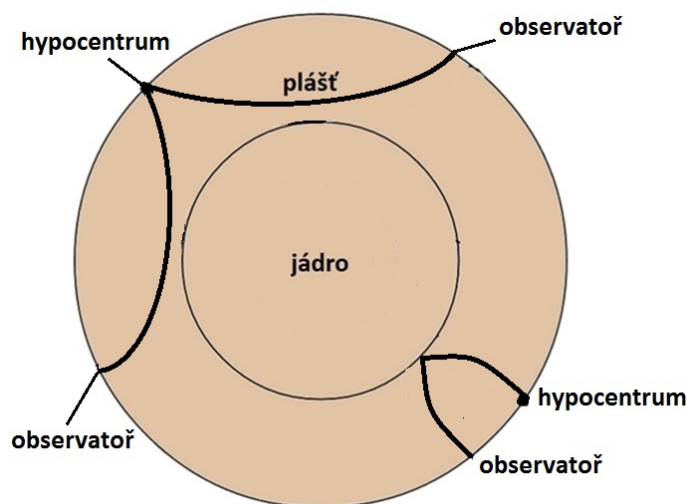
Obrázek 3.5 ukazuje rychlost šíření seismických vln uvnitř Země. Protože zemské nitro není homogenní, rychlost šíření se mění. Pozorný čtenář si může povšimnout postupného narůstání rychlosti šíření seismických vln s hloubkou v jednotlivých částech Země (0 - 2 900 km, 2 900 - 5 100 km, 5 100 - 6 370 km) Pozorovaný nárůst rychlosti je dán tím, že jednotlivé části Země sice mají relativně homogenní složení, avšak jejich hustota pomalu roste vlivem rostoucího tlaku s



Obrázek 3.6: Závislost hustoty hornin na hloubce uvnitř Země[5]

hloubkou, v důsledku čehož roste i rychlost šíření seismických vln.

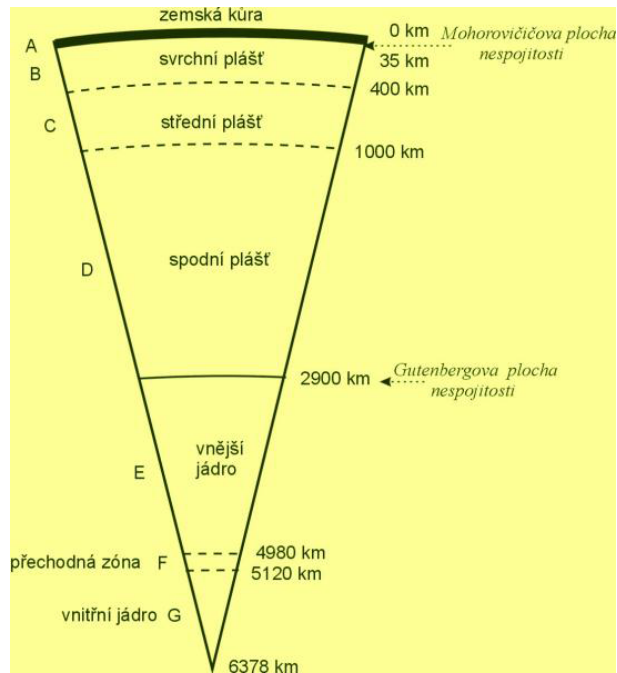
Vedle pozvolného nárůstu rychlosti vln P i S s rostoucí hloubkou si povšimněme, že v některých hloubkách (2 900 km, 5 100 km) dochází ke skokovým změnám rychlostí šíření P i S vln. Tyto skoky (diskontinuity) vyznačují místa, kde se mění chemické složení či skupenství hornin. V rozmezí hloubek 2 900 až 5 000 km pod povrchem, dochází k náhlému poklesu rychlosti šíření vln podélných a příčné vlny se tam přestávají šířit zcela. Tato oblast (vnější jádro Země) je tedy zřejmě tekutá, protože v kapalinách se příčné vlny šířit nemohou a rychlost šíření podélných vln je v kapalinách nižší než v pevných látkách.



Obrázek 3.7: Přímé a odražené vlny

Na základě studia šíření seismických vln zemským nitrem (obr. 3.7) roku 1953 australský geofyzik K. E. Bullen vytvořil první model struktury Země, ve kterém Zemi rozdělil na sérii vrstev označených písmeny A až G (obrázek 3.8). Vrstvu A v Bullenově modelu tvoří zemská kůra, zemský plášť se skládá z vrstev B, C,

D. Zemské jádro tvoří vrstvy E, F, G, kde vrstva F je přechodovou oblastí mezi vrstvou E (kapalným vnějším jádrem) a vrstvou G (pevným vnitřním jádrem).



Obrázek 3.8: Seismický (Bullenův) model Země [zdroj - www.eprojekt.gip.cz]

Přechodové oblasti mezi jednotlivými zónami se nazývají diskontinuity (plochy nespojivosti). Jde o oblasti charakteristické změnami struktury hornin (rychlé změny chemického složení, skupenství, krystalické struktury). Dnešní model struktury Země se v principu shoduje s Bullenovým modelem, pouze s pokrokem techniky došlo ke zlepšení přesnosti určení polohy jednotlivých zón.

3.2 Moderní model struktury Země

Vznik Země datujeme do doby před 4,5 miliardami let. Vznikla z prachového mračna, obíhajícího mladé Slunce, působením gravitační a elektrostatické síly. Mladá Země byla extrémně teplým a silně nehomogenním tělesem, které se gravitační diferenciací postupně uspořádalo do relativně homogenní pásové struktury, kterou dnes pozorujeme

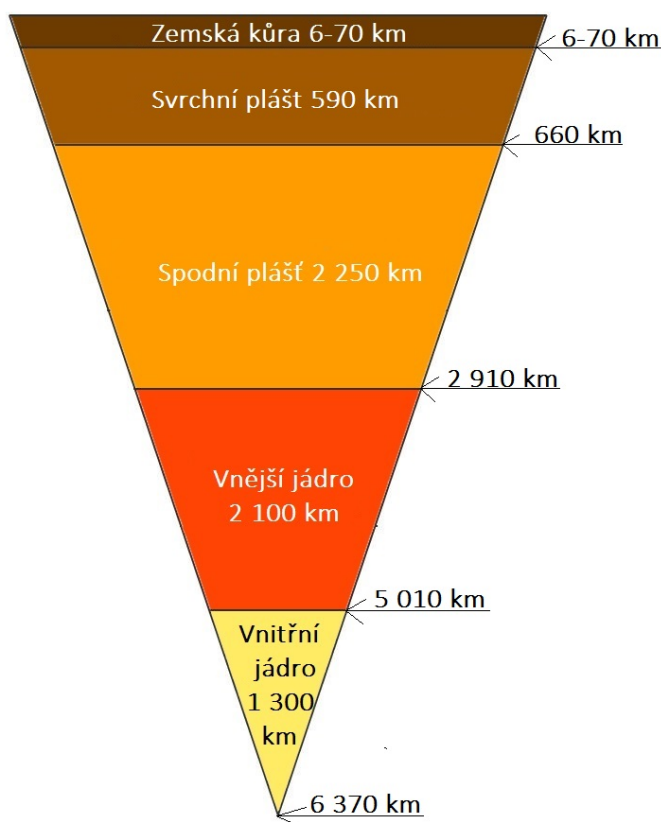
Gravitační diferenciaci je jev, při kterém se horniny uspořádávají na základě jejich hustoty od nejtěžších k nejlehčím. Je způsobena, jak název napovídá, působením gravitační síly, která nutí horniny o větší hustotě (a tedy i větší hmotnosti) klesat hlouběji, zatímco méně husté a lehčí horniny stoupají do vyšších poloh.

(obr.3.9). Je však nutné upozornit, že ač je Země chladnější, je stále aktivním tělesem, které se neustále vyvíjí a mění své uspořádání. Zemský plášť obsahuje množství radioaktivních prvků, které se v něm rozpadají a předávají mu přibližně 10^{24} J tepelné energie ročně, která ho zahřívá a nutí k dalšímu vývoji.

Pro zajímavost velikost energie, která se každoročně ztratí z povrchu Země je řádově 1000 krát menší.

3.2.1 Zemské jádro

Zemské jádro představuje 16 % objemu a 31 % hmotnosti Země. Jde o těleso ve tvaru koule o poloměru $R = 3\,470$ km [8], rozdělené na dvě části: jádro vnitřní a jádro vnější. Obě části jádra jsou tvořeny převážně železem, avšak vnitřní jádro je pevné, zatímco vnější jádro je tekuté.



Obrázek 3.9: Moderní model struktury Země (údaje v obrázku značí tloušťky jednotlivých vrstev)

Vnitřní jádro se nachází v hloubce od 6 370 km (střed Země) do 5 010 km (oblast přechodu mezi pevnou a kapalnou částí jádra) pod povrchem. Vnitřní jádro je tvořeno železem (93 %) [7] s příměsí niklu (7%). Hustota vnitřního jádra se odhaduje až na $\rho = 13\,000$ kg/m³ (obr. 3.6) při teplotě přesahující 5 000 K (obr. 4.1). Navzdory vysoké teplotě je zemské jádro v pevném stavu udržováno

vlivem tlaku. Odhadujeme, že tlak ve vnitřním jádře Země dosahuje okolo 350 GPa tedy 3,5 milion násobku atmosférického tlaku při hladině moře.

Vnější jádro tvoří kapalnou část zemského jádra, nacházející se v hloubce od 5 010 km do 2 910 km pod povrchem. Je tvořeno taktéž železem a niklem, avšak s příměsí síry. Teploty vnějšího jádra jsou v rozmezí 3 500-5 000 K[7]. Průměrná hustota vnějšího zemského jádra přesahuje 10 000 kg/m³ (obr. 3.6).

3.2.2 Zemský plášť

Zemský plášť tvoří 84 % objemu a 69 % hmoty Země. Nachází se v hloubce od 2 910 km po asi 6 km pod povrchem. Obdobně jako zemské jádro i zemský plášť dělíme na dvě části: na plášť spodní a svrchní.

Spodní zemský plášť se nachází v hloubce mezi 2 910 km a 660 km pod povrchem Země. Počátek zemského pláště v hloubce 2 910 km je na rozhraní mezi železným vnějším jádrem a silikáty tvořeným zemským pláštěm (tzv. Gutenbergova diskontinuita). Tato změna ve složení je doprovázena změnou skupenství, protože spodní zemský plášť je na rozdíl od vnějšího zemského jádra pevný. Hustota spodního zemského pláště se pohybuje mezi 4 000 kg/m³ až 6 000 kg/m³ (obr. 3.6). Při srovnání s hustotou vnějšího zemského jádra, přesahující 10 000 kg/m³, jde o významný pokles hustoty. Spodní zemský plášť je tvořen hlavně kyslíkem (44 %), křemíkem (21 %), hořčíkem (22 %), železem (6 %) a dalšími prvky.

Svrchní Zemský plášť začíná v hloubce 660 km pod povrchem Země, kde dochází ke změně krystalické struktury hornin. Svrchní zemský plášť má tedy stejné chemické složení jako plášť spodní. Svrchní plášť je shora ohraničen zemskou kůrou. Přejít mezi svrchním pláštěm a zemskou kůrou se nazývá Mohorovičicova diskontinuita. Horní část svrchního pláště dělíme dále na astenosféru a litosféru.

- Astenosféra je plastická oblast v hloubkách 220-100 km pod povrchem.
- Litosféra je asi 100 km silná nejsvrchnější vrstva svrchního pláště.

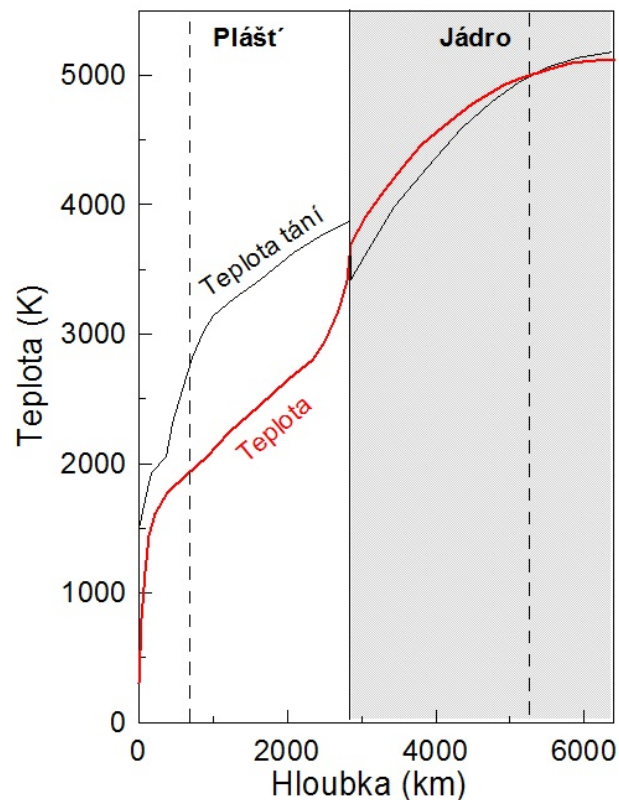
3.2.3 Zemská kůra

Zemská kůra vzniká při částečném natavení materiálu ze zemského pláště na středooceánských hřbetech. Podle mocnosti a složení kůru dělíme na dva druhy: pevninskou a oceánskou. Pevninská kůra je tvořena převážně žulou a její mocnost je mezi 30 až 70 km. Oceánská kůra je tvořena převážně čedičem, přičemž její

mocnost je mnohem menší, než mocnost kůry pevninské, a pohybuje se v rozmezí pouhých 6 až 8 km.

Kapitola 4

Dynamické procesy v zemském nitru



Obrázek 4.1: Průběh teploty uvnitř Země podle[5]

Když člověk začal prvně kopat dolů, objevil narůstání teploty s hloubkou. Čím hlouběji byl důl postaven, tím vyšší teplota uvnitř dolu byla. V horních částech zemské kůry je tento nárůst teploty až 30 K na jeden kilometr hloubky. Růst teploty s hloubkou není však specifickým pouze zemské kůry, ale je vlastním celé Zemi.

Teplota uvnitř zemského pláště i jádra dále narůstá, až teplota zemského jádra se pohybuje okolo 5 000 K. Na obrázku 4.1 je zobrazena závislost teploty na

hloubce uvnitř Země, ukazuje plynulý růst teploty od zemského povrchu směrem k jádru.

Nárůstu teploty ve vnitřních částech Země je zcela zásadní, protože tepelná nehomogenita je hlavní příčinou pohybů hornin uvnitř Země. Protože teplejší a tedy lehčí materiál je dole, zatímco studený a tedy těžší materiál je nahoře, je uspořádání zemského nitra nestabilní - podobně jako v kapalině ohříváné v hrnci na plotně začne dole poohřátý materiál stoupat nahoru

Připomenutí: V termodynamickém systému, tvořeném dvěma objekty o různé teplotě samovolně dochází k výměně tepelné energie (tepla) mezi objekty. Smyslem tepelné výměny je snaha těles ustálit se na společné teplotě.

Příklad: Ponoříme-li studenou železnou lžičku do teplé vody (lžička a voda mají různou teplotu), pozorujeme postupné ohřátí lžičky na teplotu vody (voda samovolně předává energii lžičce) a ochlazení vody. K výměně tepla mezi lžičkou a vodou dochází, dokud se teplota lžičky a vody neustálí na jedné teplotě.

a nahoře prochlazený materiál klesá dolů. K proudění dochází zvláště v kapalném vnějším jádře a vnějším plášti. Země tedy funguje jako tepelný stroj, protože v jejím nitru dochází k přeměně tepelné energie na mechanickou práci.

Z měření měření průběhu teploty s hloubkou v téměř 20 000 vrtech bylo zjištěno, že Země ztrácí 44 terawattů tepelné energie, přičemž 70 % energie uniká skrze oceánskou kůru a 30 % skrze kůru pevninskou. Pro představu: výkon jaderné elektrárny Temelín činí přibližně 2 gigawatty což je zhruba 20 000 krát méně.

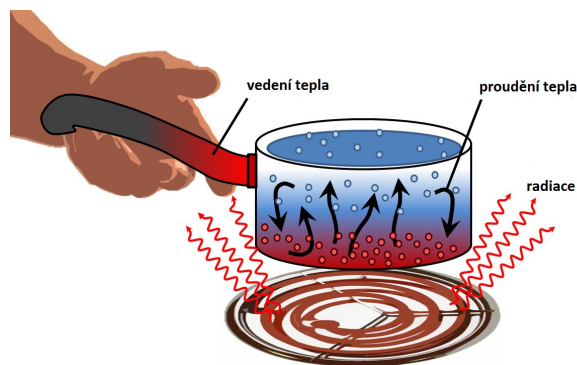
4.1 Mechanismy přenosu tepla v nitru Země

Země od počátku své existence chladne. Zbavuje se tak tepla získaného v době svého vzniku i tepla vznikajícího rozpadem radioaktivních prvků. Přenos tepla z horkého nitra k chladnému povrchu se realizuje pomocí třech mechanismů.

Přenos tepla vedením (tzv. kondukce) je dominantní způsob přenosu tepla v pevných látkách. V Zemi je vedení dominantním mechanismem přenosu tepla například v zemské kůře nebo v litosféře.

Vedení funguje na principu předávání kinetické energie tepelného kmitání atomů látek mezi jednotlivými vrstvami krystalových mříží. V krystalické mřížce horniny jsou jednotlivé atomy pevně uchyceny a nemohou se volně pohybovat látkou, pouze kmitají kolem své střední polohy. K přenosu tepla vedením dochází, pokud tepelné kmitání atomů v jedné vrstvě ovlivňuje kmitání atomů ve vrstvě následující. Při přenosu tepla vedením nedochází k přesunům hmoty.

Přenos tepla prouděním (tzv. konvekce) je dominantním způsobem přenosu tepla v kapalinách a plynech, kde částice nejsou pevně vázány v krystalové mřížce. Uvnitř Země se přenos tepla prouděním uplatňuje jako dominantní



Obrázek 4.2: Mechanismy přenosu tepla při ohřevu vody [zdroj - U.S. Geological Survey]

mechanismus v kapalném vnějším jádře i v tuhém zemském plášti, který se na velmi dlouhých časových škálách chová jako vysoko viskozní kapalina. Při konvekci dochází k přenosu tepla prostřednictvím přesunu hmoty.

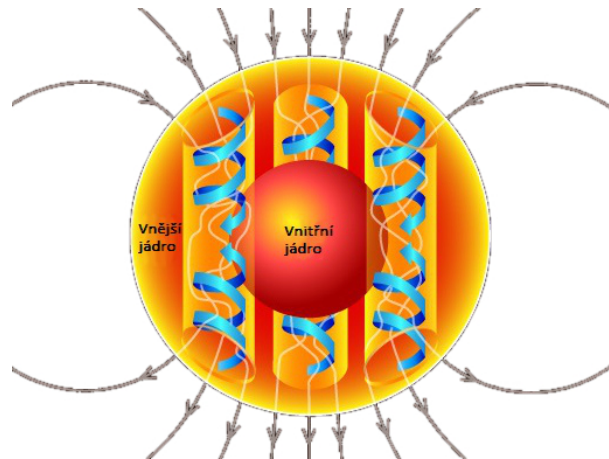
Tekuté železo ve vnějším jádře proudí rychlostmi až desítek kilometrů za rok, zatímco rychlosti proudění v tuhém plášti jsou v řádu centimetrů za rok. Horký materiál ve spodní části jádra (či pláště) je lehčí než chladnější materiál nahoře. V důsledku působení vztlakové síly se teplejší (lehčí) materiál pohybuje směrem nahoru, zatímco chladný (těžší) klesá dolů, stejně jako v zahřívání vodě na obr. 4.2.

Přenos tepla zářením (tzv. tepelná radiace) je přenos tepelné energie mezi dvěma tělesy, která nejsou ve fyzickém kontaktu, prostřednictvím elektromagnetických vln. Na Zemi se přenos tepla zářením uplatňuje při ochlazení povrchu Země. Země samovolně vyřazuje do vesmíru elektromagnetické záření, jehož energie závisí na teplotě povrchu Země.

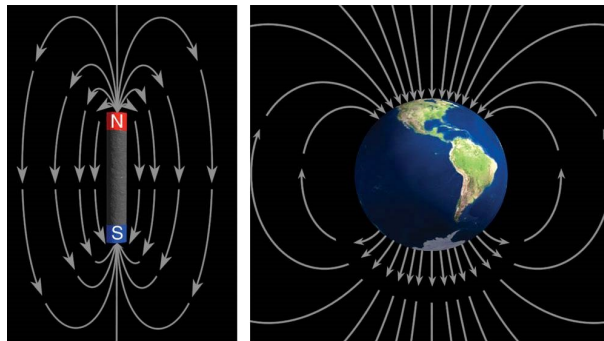
4.2 Proudění ve vnějším zemském jádře

Uvnitř tekutého vnějšího jádra dochází k proudění hmoty, které odnáší tepelnou energii od vnitřního jádra Země a ochlazuje ho. V důsledku odvodu tepla železo v nejspodnějších částech vnějšího jádra pomalu tuhne, krystalizuje, a dochází tak k narůstání vnitřního jádra na úkor jádra vnějšího.

Vnější jádro je tvořeno z velké části vodivým železem. Proudění této vodivé kapaliny indukuje vnitřní zemské magnetické pole, tzv. vnitřní geomagnetické pole. Dochází tedy k přeměně mechanické energie na energii magnetického pole (obr 4.3). Tento proces nazýváme geodynamo. Indukované magnetické pole lze v 1. přiblížení popsat jako pole magnetického dipólu (obr. 4.4). Protože proudy vodivého železa ve vnějším jádře jsou usměrňovány Coriolisovou silou, je osa zemského magnetického pole velmi blízká rotační ose (svírají úhel asi 11 stupňů)



Obrázek 4.3: Proudění ve vnějším jádře a geomagnetické pole [zdroj - U.S. Geological Survey]



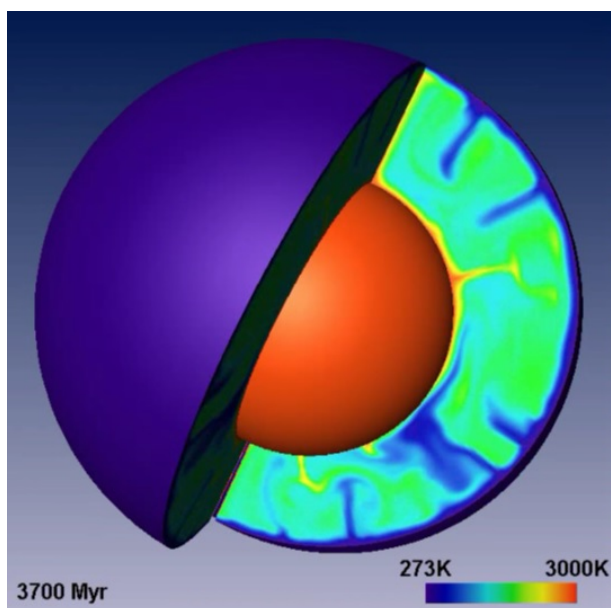
Obrázek 4.4: Srovnání tvaru geomagnetického pole s magnetickým polem tyčového magnetu

Myšlenku, že sama Země je magnet, první vyslovil anglický fyzik William Gilbert roku 1600 v díle *On the Magnet and Magnetic Bodies, and on the Great Magnet the Earth*.

Mechanismus geodynamo byl popsán až v 60. letech 20. století a na konci 90. let byl vyvinut úspěšný počítačový model buzení zemského magnetického pole.

4.3 Proudění v zemském pláští

Podobně jako ve vnějším jádře dochází i uvnitř pláště ke vzniku proudění materiálu (obr. 4.5) Rychlost těchto proudů je, ale jen 1-10 cm za rok. To je způsobeno vysokou viskozitou zemského pláště, která je přibližně o 20 řádů větší, než viskozita vody, a nejméně o 10 řádů větší, než je viskozita vnějšího jádra. Toto pomalé tečení je zodpovědné za pohyb litosférických desek a s nimi spojenou zemětřesnou a vulkanickou činnost.



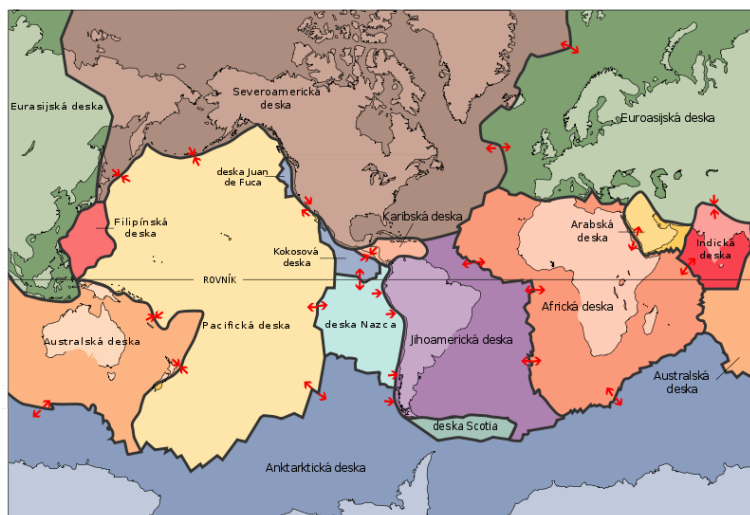
Obrázek 4.5: Snímek rozložení teploty v modelu termální konvekce v pláští Země. Červeně jsou znázorněna teplé vzestupné proudy, modře chladné sestupné proudy[2].

4.4 Pohyb litosférických desek

Svrchní vrstva zemského pláště - přibližně 100 km silná litosféra - je rozdělena na 19 desek (7 velkých a 12 menších). Desky jsou součástí konvektujícího pláště a vzájemně se vůči sobě pohybují (obr. 4.6). Nová litosféra vzniká v oblastech středomořských hřbetů a zaniká v tzv. subdukčních oblastech, kde se litosférické desky zanořují do pláště (obr. 4.9). Některé litosférické desky jsou čistě oceánské (například Pacifická deska či deska Nazca), některé na sobě nesou kontinenty (např. Euroasijská deska, Severoamerická deska).

Pevninské desky jsou tvořeny převážně křemíkem a hliníkem. Jejich průměrná mocnost je okolo 150 km.

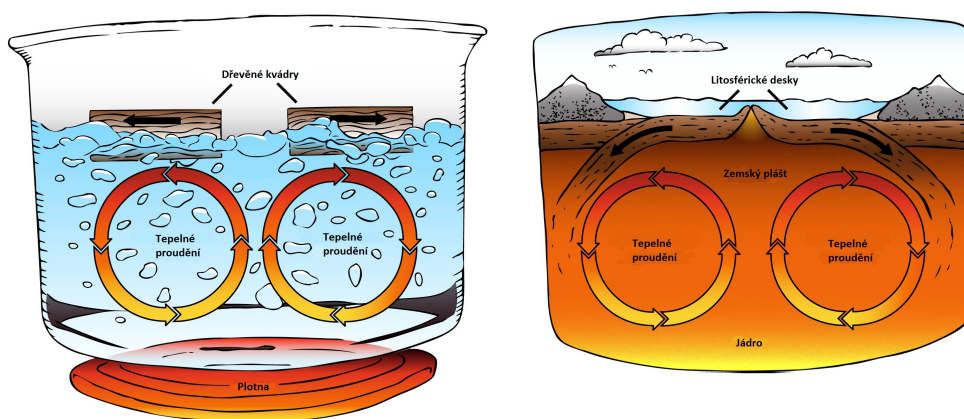
Oceánské desky jsou tvořené převážně hořčíkem a křemíkem. Jejich obvyklá mocnost je mezi 70 až 100 kilometry. V oblastech středooceánských hřbetů může být jejich tloušťka mladé desky pouze jednotky kilometrů [8].



Obrázek 4.6: Rozložení litosférických desek na povrchu Země [zdroj - U.S. Geological Survey]

Chladné a tuhé desky se pohybují po plastické vrstvě svrchního pláště zvané astenosféra. Teplota astenosféry se pohybuje okolo 1 600 kelvinů. Při takovéto teplotě je viskozita astenosféry o několik řádů nižší než viskozita litosféry a umožňují relativně snadný horizontální pohyb litosférických desek.

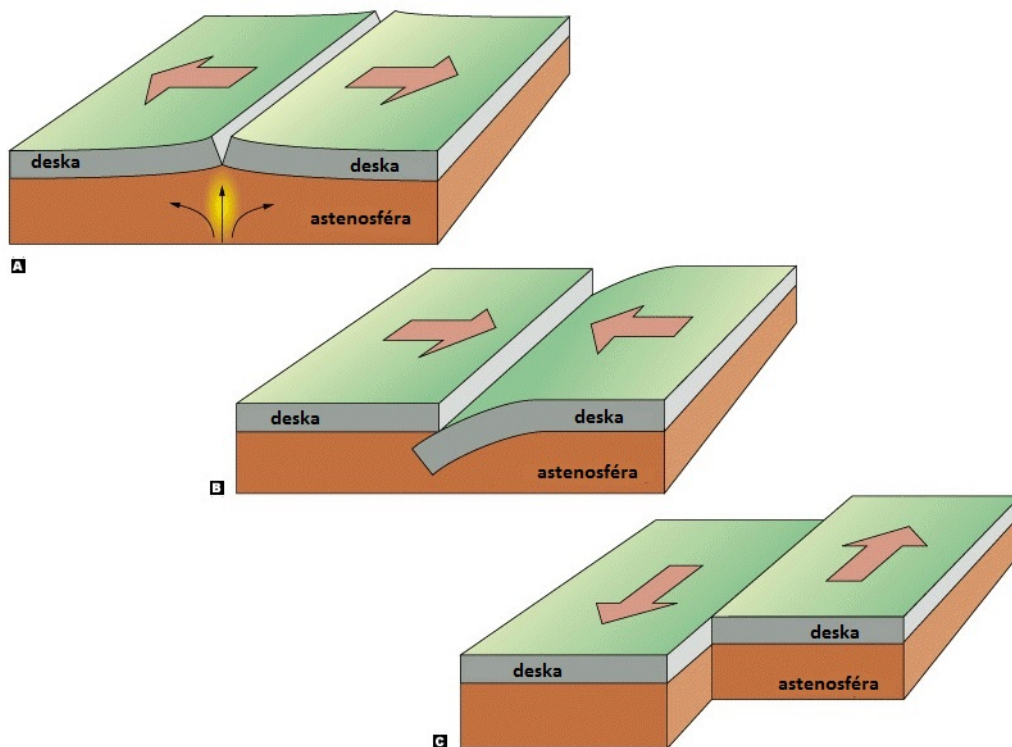
Teorie deskové tektoniky je obecně přijímanou od 60. let 20. století ačkoliv už od počátku 20. století se objevovaly hypotézy o vzájemném pohybu kontinentů.



Obrázek 4.7: Schématické znázornění pohybu litosférických desek v konvekčním plášti. Analogie s prouděním v zahříváné vodě. Plovoucí dřevěné kvádry znázorňují kontinenty odtahující se od sebe. [zdroj - U.S. Geological Survey]

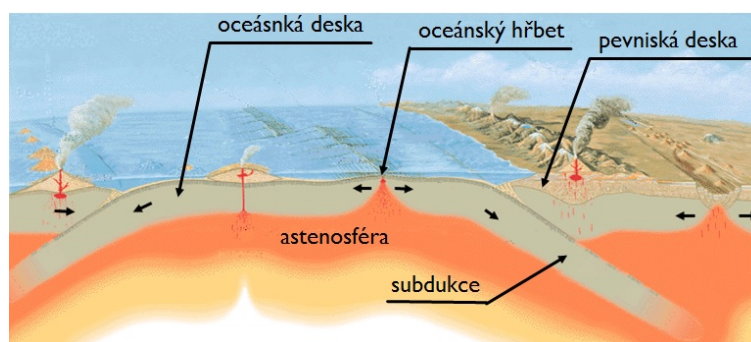
Princip koloběhu plášťové hmoty lze přirovnat k ohřevu vody v hrnci (obr. 4.7). Teplejší plášťová hmota vystupuje k povrchu na oceánském hřbetu. Zde vzniká nová litosféra. S rostoucí vzdáleností od hřbetu deska chladne a stává se těžší, až v subdukční oblasti se deska zanořuje do hlubších oblastí pláště.

Na Zemi pozorujeme celkem tři druhy deskových rozhraní: divergentní, konvergentní a transformní



Obrázek 4.8: Vzájemné druhy pohybů litosférických desek. a) divergentní pohyb, b) konvergentní pohyb, c) transformní pohyb. [zdroj - U.S. Geological Survey]

divergentní rozhraní - desky se navzájem oddalují (obr. 4.8 a) a mezi nimi vystupuje k povrchu materiál ze svrchního pláště. Tvoří se nová litosféra a na jejím povrchu kůra. Na oceánech se těmto místům říká oceánské hřbety (např. Atlantický hřbet) na pevnině kontinentální rifty.



Obrázek 4.9: Náčrt divergentních a konvergentních pohybů litosférických desek [zdroj - U.S. Geological Survey]

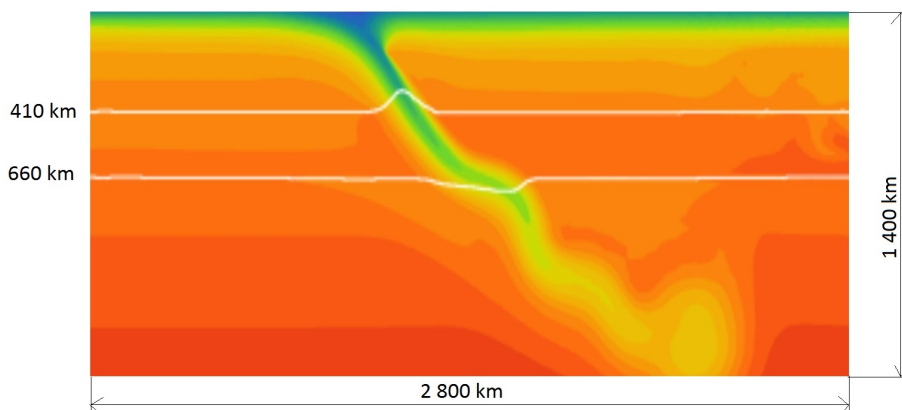
konvergentní rozhraní - desky se pohybují proti sobě (obr. 4.8 b) Při konvergentním pohybu dochází k podsouvání jedné desky pod druhou (subdukční

proces). Relativně chladná subdukující deska se pomalu zanořuje do teplejší astenosféry a zemského pláště. (Subdukující desky je možné pomocí seismické tomografie pozorovat až v hloubce 2 000 km pod povrchem.) Při zanořování desky dochází k výměně tepla mezi deskou a pláštěm a jejímu postupnému ohřevu (obr. 4.10).

Subdukují se pouze oceánské desky, protože nasycení jejich svrchních vrstev vodou je nezbytné ke snížení tření na kontaktu desek. Z toho důvodu rozpoznáváme dva druhy subdukce:

- podsouvání oceánské desky pod oceánskou
- podsouvání oceánské desky pod pevninskou

Dojde-li ke konvergentnímu pohybu dvou pevninských desek, subdukce se v okamžiku kolize kontinentů zastaví a vznikají horská pásma. Příkladem kontinentální kolize jsou Himálaje, které vznikly v důsledku srážky Euroasijské desky s Indickou deskou zhruba před 40-50 miliony let.



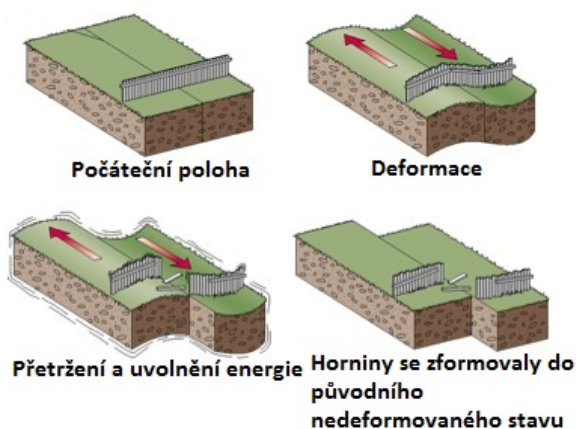
Obrázek 4.10: Zanořování litosférické desky do pláště. Barva značí teplotu horniny. Modrá barva značí nízkou teplotu, červená vysokou[3].

transformní rozhraní - desky se pohybují podél rozhraní (obr. 4.8 c). Při pohybu dvou desek podél rozhraní nová zemská kůra nevzniká ani nezaniká. Rozhraní je tvořeno mnoha zlomovými zónami, na kterých dochází k prokluzu desek vůči sobě.

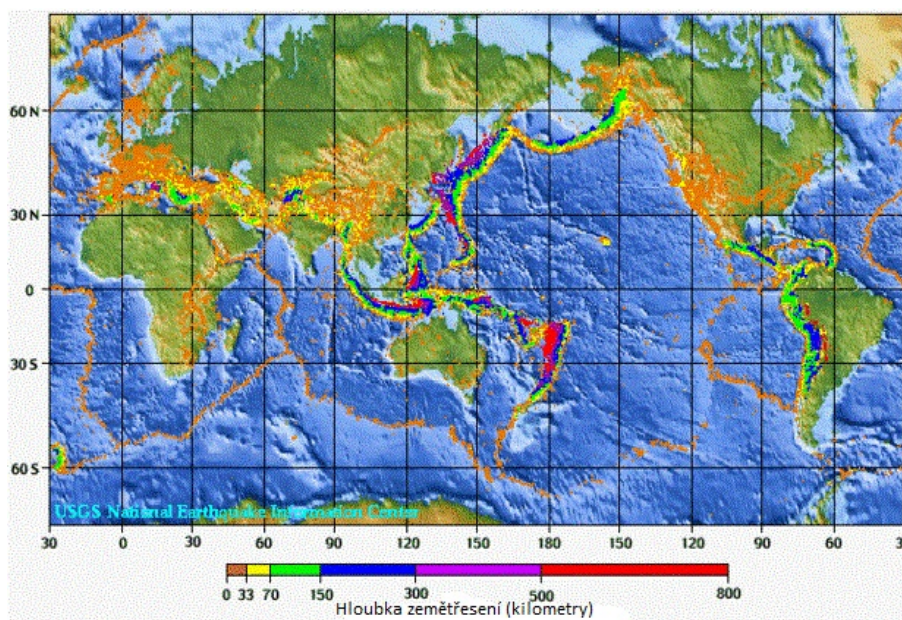
4.5 Zemětřesení

Uvnitř chladných a tuhých litosférických desek se při jejich pohybu a deformaci hromadí napětí, zejména v oblastech subdukce. Toto napětí se čas od času náhle uvolní a způsobí vznik zemětřesení.

Uvnitř pohybujících se desek existují zlomy, tedy plochy, podél kterých se vzájemně pohybují dva bloky hornin. Při zaklesnutí na nerovnosti na kontaktu mezi bloky dochází k hromadění napětí na zaklesnutém místě s tím, jak se zbytek desky pohybuje (obr. 4.11). V okamžiku, kdy mechanické napětí na zaklesnuté oblasti přeroste mez pevnosti horniny, dochází k utržení zaklesnuté části desky a ke vzniku zemětřesení. Místo, kde došlo k pohybu horniny se nazývá hypocentrum, jeho kolmý průmět na povrch Země se nazývá epicentrum.



Obrázek 4.11: Schéma vzniku tektonického zemětřesení v transformní oblasti [zdroj - U.S. Geological Survey]



Obrázek 4.12: Mapa zaznamenaných zemětřesení v rozmezí let 1900-2006 [zdroj - U.S. Geological Survey]

Na obrázku 4.12 jsou vykreslena hypocentra zemětřesení v rozmezí let 1990 až 2006. Barva značí hloubku, ve které zemětřesení vzniklo. Z obrázku je patrné, že velká část zemětřesení kopíruje hranice litosférických desek, přičemž

většina zemětřesení vzniká v hloubce do několika desítek kilometrů pod povrchem (oranžová zemětřesení). Tato mělká zemětřesení nastávají na konvergentních, divergentních i transformních oblastech. Naproti tomu hluboká zemětřesení vznikají jen v subdukčních oblastech v subdukujících deskách, které jsou dostatečně studené a tuhé.

4.5.1 Richteroва stupnice

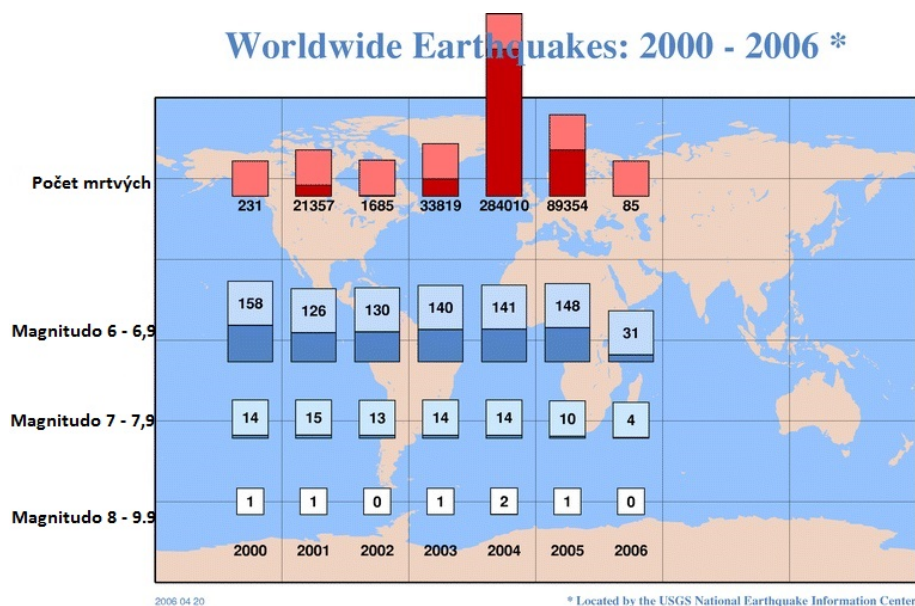
Síla zemětřesení je různá, od velmi slabých až po velké ničivá zemětřesení. K jejich klasifikaci zavedli Ch. F. Richter a B. Gutenberg v roce 1935 škálu, dnes známou jako Richterova stupnice. Základem Richterovy škály je veličina zvaná **magnitudo**. Magnitudo Richter s Gutenbergem definovali pro zemětřesení, v Kalifornii. Zavedli je na základě amplitudy horizontálního posunutí. Amplitudu odečtenou ze seismogramu vydělili amplitudou nejmenšího zaznamenaného zemětřesení a poměr přepočítali na vzdálenost 100 km od epicentra. Stupnici poté sestavili na základě dekadického logaritmu tohoto poměru. Bohužel Richterova škála vykazuje saturaci (nasycení) okolo hodnoty 7,5. Nelze ji tedy použít pro klasifikaci velkých zemětřesení (magnitudo více než 7).

Proto v 70. letech 20. století vznikla stupnice MMS (Moment Magnitude Scale), která již umožňuje klasifikovat i silná zemětřesení (magnitudo 8, 9 a více). MMS stupnice je podobně, jako Richterova, stupnicí logaritmickou. Magnitudo MMS stupnice je však založeno na měření velikosti seismického momentu zemětřesení, který je úměrný velikosti trhliny a velikosti posunutí na zlomu, kde zemětřesení vzniklo. Tato stupnice je veřejností často zaměňována s Richtеровou stupnicí, protože pro slabší zemětřesení obě stupnice dávají velice podobné hodnoty. Ve zbytku textu budeme pro všechny velikosti zemětřesení uvažovat stupnici MMS.

Na Zemi se nejčastěji pozorují zemětřesení o síle menší než magnitudo 5. Velká zemětřesení o síle přesahující magnitudo 9 jsou výjimečná a objevují se maximálně jedno či dvakrát ročně (obr. 4.13). Za nejsilnější zaznamenané zemětřesení je považováno zemětřesení, ke kterému došlo v Chile roku 1960. Magnitudo tohoto zemětřesení bylo 9,5. Podle historických záznamů americké geologické služby². Zemětřesení v Chile zabilo či zranilo více než 4 655 lidí a 2 miliony připravilo o domovy. Pro ilustraci ničivosti zemětřesení je na obrázku 4.13 vyneseno srovnání seismické aktivity v rozmezí let 2000 až 2006 doplněné o odhadované počty obětí.

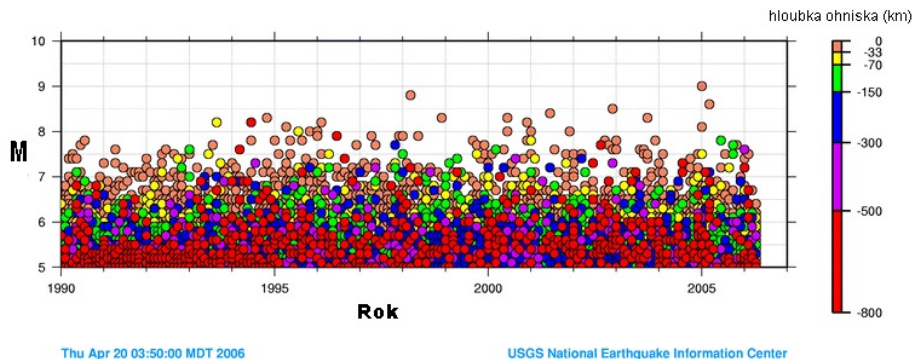
Na obrázku 4.14 vidíme srovnání zemětřesení magnitud větších než 5 v závislosti na hloubce jejich vzniku v rozmezí let 1990 až 2006. Většina takto silných zemětřesení vzniká v hloubce několik stovek kilometrů v pod povrchem, přičemž můžeme pozorovat, že nejsilnější zemětřesení o velikostech více než magnitudo 8,5 vznikají

²<http://earthquake.usgs.gov/earthquakes/world/events/>



Obrázek 4.13: Graf srovnávající sílu zaznamenaných zemětřesení v letech 2000 až 2006 [zdroj - U.S. Geological Survey]

v hloubce do 30 km. Nejsilnější zemětřesení tedy vznikají zpravidla blízko pod povrchem, zatímco zemětřesení vzniklá v hloubkách několika stovek kilometrů pod povrchem (červené tečky), bývají méně silné.



Obrázek 4.14: Rozložení zemětřesení v závislosti na síle a hloubce vzniku zemětřesení v rozmezí let 1900-2006 [zdroj - U.S. Geological Survey]

4.5.2 Zemětřesení v českých zemích

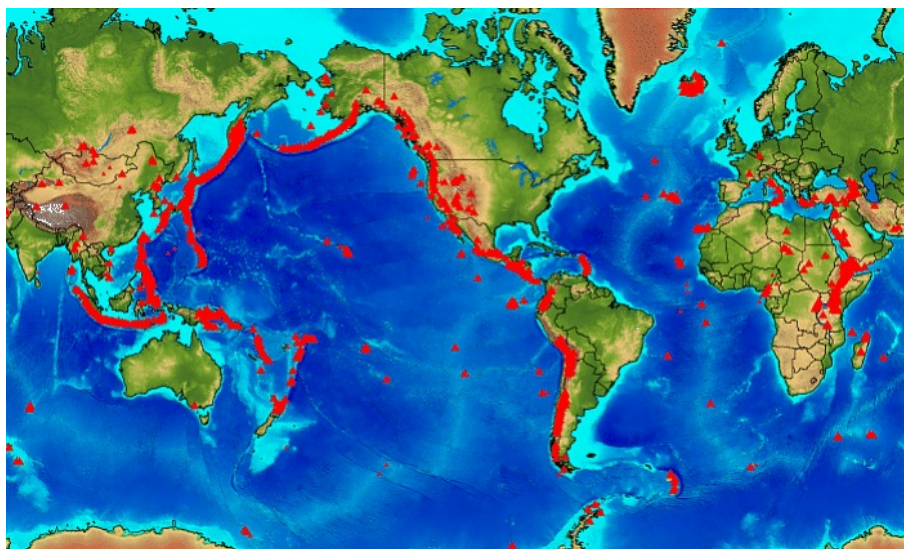
Česká republika se nenachází v oblasti aktivního deskového rozhraní a seismicky je relativně málo aktivní. Za nejsilnější zemětřesení na území českých a slovenských zemí se považuje komárenské zemětřesení z roku 1763, které zabilo 63 lidí a zničilo či vážně poškodilo 280 budov, z toho 7 kostelů. Odhaduje se, že toto zemětřesení dosahovalo velikosti magnitudo 5 až 6.

Seismicky nejaktivnější oblastí samotné České republiky je Kraslicko, kde v letech 1985-2008 byly pozorovány zemětřesné roje. Magnitudo nejsilnějšího z těchto

zemětřesení bylo 4,8. Zemětřesný roj je skupina po sobě následujících otřesů, u kterých není možné určit hlavní otřes.

4.6 Vulkanismus

Podobně jako zemětřesení se na rozhraní litosférických desek kumuluje i sopečná aktivita, (obr. 4.15) související se složitějšími procesy natavení a dehydratace materiálů, na kontaktu zanořující se a nadložní desky (obr. 4.9).



Obrázek 4.15: Rozmístění známých vulkánů na povrchu Země [zdroj - U.S. Geological Survey]

Při vhodných podmínkách (dostí vysoká teplota, tlak, vhodné složení) může mezi deskami dojít k tavení hornin a vzniku vzestupného proudění roztaveného plášťového materiálu směrem k povrchu. K tavení z pravidla dochází v hloubce 30-100 km pod povrchem. Oblast tavení bývá označována jako magmatický krb. Vzestupné proudění hornin z magmatického krbu na povrch proudí prostřednictvím tzv. sopouchu neboli přívodního kanálu. Roztavené horniny na povrchu vytvářejí horu kuželového tvaru, neboli vulkán.

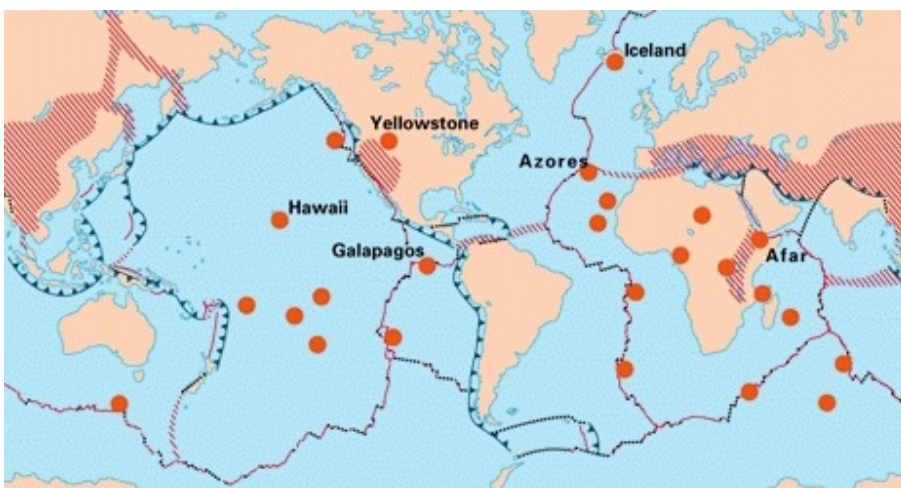
V současnosti na Zemi registrujeme přibližně 500 vulkánů, přičemž přibližně 50 z nich se každoročně aktivně projevuje erupcemi. Na obrázku 4.15 jsou zobrazeny známé vulkány na Zemi sledované Americkou geologickou službou. Můžeme si všimnout, že většina vulkánů obklopuje Tichý oceán a tvoří pomyslný kruh, kterému se říká „kruh ohně“ (jde o vulkanicky neaktivnější oblast na Zemi).

4.6.1 Horké skvrny

Ačkoliv se většina vulkánů nachází na hranicích litosférických desek, je možné na Zemi nalézt i vulkány, které leží uvnitř jednotlivých desek mimo desková rozhraní. Na Zemi takových míst rozpoznáváme asi 45 (obr. 4.16), nazýváme je horké skvrny. Jde o oblasti, ve kterých vystupují na povrch proudy plášťového materiálu, vzniklé nad rozhraním vnější jádro - plášť. Tyto plášťové proudy, pokud jsou dostatečně intenzivní, mohou projít litosférou a dostat se na povrch Země, kde se projevují vulkanickou činností.

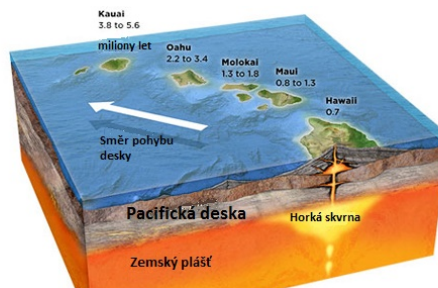
Ukazuje se, že horké skvrny si dlouhodobě udržují stejnou vzájemnou polohu, na

Zajímavost: Pokud bychom výšku hory měřili od jejího kořene, nejvyšší horou na světě by byla havajská sopka Mauna Kea dosahující výšky 4 207 m nad mořskou hladinou, jelikož podmořská část sopky činí 5 893 m. Celková výška sopky od mořského dna je proto 10 100 m[9].



Obrázek 4.16: Rozmístění významných horkých skvrn na povrchu Země [zdroj - U.S. Geological Survey]

rozdíl od litosféry, která se přes horké skvrny neustále pohybuje. Proto je možné pomocí horkých skvrn vytvořit referenční systém. Horké skvrny si udržují stále stejnou polohu, na rozdíl od litosféry, která se přes horké skvrny neustále pohybuje. Proto je možné pomocí horkých skvrn vytvořit pevný stacionární systém, vůči kterému můžeme měřit pohyb litosférických desek.



Obrázek 4.17: Vznik Havajských ostrovů [zdroj - U.S. Geological Survey]

Příkladem horké skvrny je Havaj. Při vzniku Havajských ostrovů teplý plášťový materiál prošel Pacifickou deskou a vytvořil vulkán, který během času rostl, až převýšil hladinu oceánu, a vytvořil vulkanický ostrov. Časem se vulkán vytvořený plášťovým proudem posouval s Pacifickou deskou, avšak poloha horké skvrny, která vulkán vytvořila, se neměnila a dala později vzniknout celému řetězu sopek, který mapuje pohyb Pacifické desky (obrázek 4.17).

Kapitola 5

Závěr

Ve své práci jsem se zaměřil na rozšíření fyziky Země, probírané na čtyřletých gymnáziích, v tématech:

- struktura Země - navazuji a rozšiřuji látku, obsaženou v učebních plánech předmětu geografie
- zkoumání Země pomocí seismických vln - rozšiřuji téma *struktura Země* z osnov předmětu geografie o metodu zkoumání Země pomocí seismických vln, částečně navazuji na téma *mechanické vlnění* v učebních plánech fyziky
- přenos tepla v nitru Země - zavádím nové téma, které není v obsahu učební látky geografie a rozšiřuje téma *přenos tepla* v učebních plánech fyziky
- pohyb litosférických desek, vznik zemětřesení a vulkanizmu - jsou témata, ve kterých částečně navazuji na téma *litosféra a endogenní procesy* v učebních plánech geografie a rozšiřuji ho o nové poznatky a objasnění fungování těchto procesů

Prezentace, která je součástí práce, postupně objasňuje fyzikální fungování Země a představuje Zemi jako dynamické těleso, které se neustále vyvíjí. Text práce samotné slouží jako průvodce prezentací a vysvětluje veškerou látku v prezentaci obsaženou.

Doufám, že práce práce bude motivovat žáky k dalšímu studiu představovaných jevů. Pro další studium bych doporučil web americké geologické služby (<http://www.usgs.gov>), který považuji za přehledný a spolehlivý zdroj informací v oblasti fyziky Země.

Seznam použité literatury

- [1] *Athanasius Kircher*, Wikipedia: The Free Encyclopedia. Wikimedia Foundation, Inc., datum poslední úpravy (21. dubna 2014). Web. datum přístupu (24. duben 2014). [http://en.wikipedia.org/wiki/Athanasius_Kircher]
- [2] Čížková, H., Matyska, C., *Layered convection with an interface at a depth of 1000 km: stability and generation of slab-like downwellings*, Phys. Earth Planet. Int., 141, 269-279, 2004.
- [3] Čížková, H., Bina, C.R., *Effects of mantle and subduction-interface rheologies on slab stagnation and trench rollback*, Earth Planet. Sci. Lett., 379, 95-103, 2013.
- [4] *Eratosthenes*, Wikipedia: The Free Encyclopedia. Wikimedia Foundation, Inc., datum poslední úpravy (10. květen 2014). Web. datum přístupu (12. květen 2014). [<http://en.wikipedia.org/wiki/Eratosthenes>]
- [5] Dziewonski, A.M, Anderson, D.L. *Preliminary reference Earth model*. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 25, 297-356, 1981.
- [6] Fowler, C.M.R. *The Solid Earth. Introduction to Global Geophysics*. Cambridge University Press, 1990. Cambridge
- [7] Lowrie W., *Fundamentals of Geophysics*, Cambridge University Press, 2007. Cambridge
- [8] Schubert, G., Turtocotte, D.T., Olson, P. *Mantle Convection in the Earth and Planets*. Cambridge University Press, 2001. Cambridge
- [9] *Mauna Kea*, Wikipedia: The Free Encyclopedia. Wikimedia Foundation, Inc., datum poslední úpravy (10. květen 2014). Web. datum přístupu (12. květen 2014). [http://en.wikipedia.org/wiki/Mauna_Kea]
- [10] Van der Valk T., *The Dynamic Earth*, Univerzity of Utrecht, Netherlands, 2007.