

**Zemské magnetické pole v současnosti a v minulosti**

Václav Bucha

*Geofyzikální ústav ČSAV, Boční II, 141 31 Praha 4*

Alena Janáčková

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

Gustáv Siráň

*Matematicko-fyzikální fakulta Univerzity Komenského, Mlynská dolina F1, 842 15 Bratislava*

91.00

Úvodem jsou podány základní informace o zemském magnetickém poli a jeho časových změnách, jak je známe z přímých pozorování za posledních 400 let. Dále je ukázáno, jak je možno získat zprávy o charakteru tohoto pole v geologické minulosti. Zdroje pole jsou předpokládány v kapalně vnější vrstvě zemského jádra. Současné výsledky teorie generace pole a jeho změn jsou předloženy ve třetí části referátu.

**Earth's magnetic field in the present and past**

In the introduction basic information on the Earth's magnetic field and its time changes is given as it is known from direct measurements during the last 400 years. Later on there is shown how it is possible to gain information on the character of the geomagnetic field in the geological past. The sources of the field are supposed to be in the liquid outer layer of the Earth's core. The current results of the theory of the generation of the field and its time changes are presented in the third part of this review paper.

**Obsah**

1. Charakter geomagnetického pole v současnosti 447
    - 1.1. Úvod 447
    - 1.2. Sekulární variace 448
    - 1.3. Rychlé variace 449
    - 1.4. Matematický popis geomagnetického pole 449
  2. Dlouhodobé změny geomagnetického pole 451
    - 2.1. Archeomagnetická vyšetřování 451
    - 2.2. Paleomagnetická vyšetřování fluktuací a inverzí geomagnetického pole 452
    - 2.3. Význam paleomagnetických měření. Zdánlivé putování pólů a pohyby kontinentů 453
  3. Mechanismus generace a dynamických projevů magnetického pole Země 454
    - 3.1. Jádro Země jako hydromagnetické dynamo 454
    - 3.2. Kinematická teorie hydromagnetického dynamo 454
    - 3.3. Zdroje energie a dynamika geomagnetického pole 457
- Literatura 460

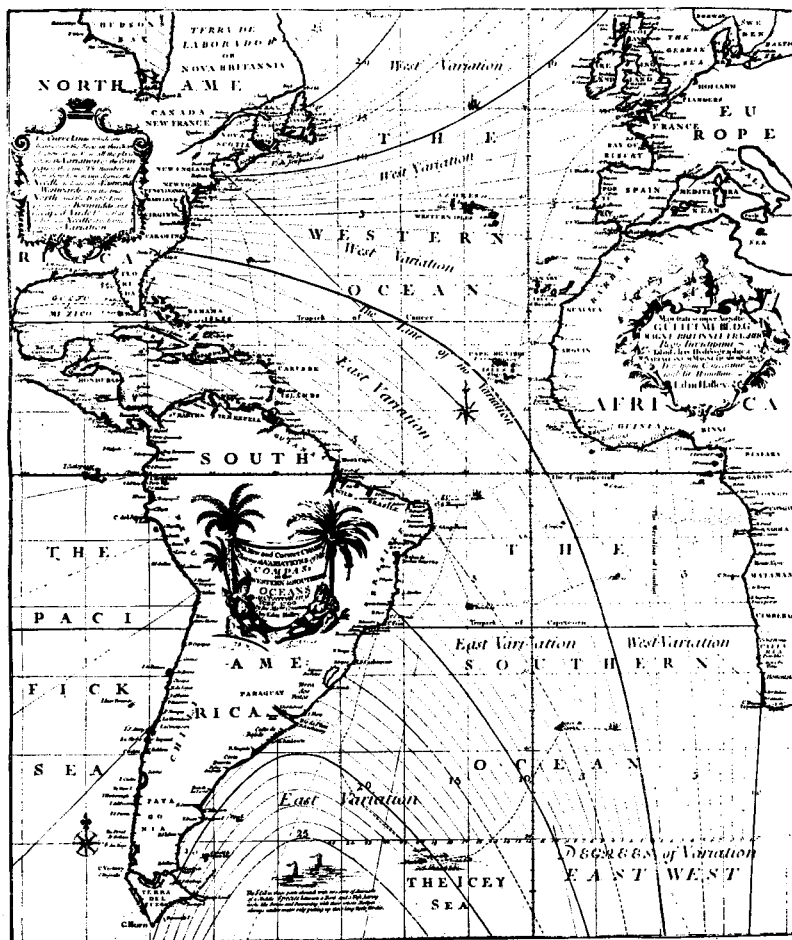
## 1. Charakter geomagnetického pole v současnosti

### 1.1. Úvod

Magnetické pole Země je velmi slabé. V polárních oblastech, kde je nejsilnější, má jeho vektor velikost zhruba  $6 \cdot 10^4$  nT. Toto pole však zaujímá značnou část prostoru kolem Země; má proto pravděpodobně určitý vliv na zemskou biosféru. Kromě toho má studium geomagnetického pole velký význam pro výzkum vnitřní struktury zemského tělesa a jejího vývoje.

První poznatky o magnetickém poli Země jsou poměrně starého data. Je to dáno tím, že evropští mořeplavci již na konci středověku používali při navigaci kompasu. Od 17. století byly při plavbách soustavně zaznamenávány údaje o směru pole, o deklinaci máme zprávy dokonce již ze 16. století.

V roce 1600 vydal anglický lékař W. Gilbert latinsky psanou knihu „*O magnetu, magnetických tělesech a o velkém magnetu — Zemi*“, v níž na základě soudobých poznatků o směru magnetické střelky a na základě svého studia siločar v okolí koule zhotovené z magnetovce vyvozuje, že příčiny působení na střelku jsou umístěny v samotné Zemi. („Zemské těleso je samo velkým magnetem.“)



Obr. 1. Halleyova mapa izogon vydaná pravděpodobně v roce 1701. Nejstarší mapa izogon. Převzato z [4].

Tato myšlenka, jež nám dnes připadá jako samozřejmá, byla v tehdejší době převratná. Chování střelky bylo totiž vysvětlováno zcela jinými představami, např. tak, že na ni působí hvězda Polárka, nebo že kdesi na severu je „magnetová hora“. Gilbertův názor byl správný: je třeba to ocenit mimo jiné i proto, že v té době byla k dispozici sice celá řada měření deklinace, ale pouze jediné měření inklinace.

Pod vlivem poznatku, že magnetické pole Země je v hlavních rysech podobné poli homogenně zmagnetované koule, byl Gilbert přesvědčen, že toto pole je časově stálé. Tato představa byla však již v první polovině 17. století vyvrácena objevem pomalé časové změny pole, tzv. sekulární variace. Studium směru geomagnetického pole byla potom věnována čím dál větší pozornost a na konci 17. století byly pod vedením astronoma E. Halleye podniknuty dvě významné plavby v Atlantickém oceánu, jejichž výsledkem byla první geofyzikální mapa, totiž mapa izogon, tj. čar stejné deklinace. Halley se tak stal tvůrcem grafické metody zobrazování polí izočarami — obr. 1.

Dnes víme, že zemské magnetické pole je zhruba z 90% shodné s polem, jež by příslušelo elementárnímu magnetickému dipólu umístěnému přibližně ve středu Země. Osa dipólu svírá s rotační osou Země v současné době úhel  $11,5^\circ$ . Siločáry vystupují ze Země v jižní polární oblasti a navracejí se do ní v blízkosti severního pólu. Přes toto dipólové pole se překládá pole anomálií. Existuje několik nepravidelně rozmístěných anomálií o obrovských rozlohách srovnatelných s rozlohami kontinentů. Podle plochy, již zaujímají, se tyto anomálie nazývají kontinentálními, nejví však zřetelnou souvislost s konfigurací kontinentů nebo se stavbou litosféry. Kromě nich existují menší anomálie regionální a lokální, jež souvisejí s mineralogickým složením zemské kůry.

## 1.2. Sekulární variace

Z přímých měření, jež pokrývají období zhruba 400 let, vyplývá, že geomagnetické pole mělo po celou tuto dobu zhruba stejný charakter jako dnes. Jednotlivé prvky se však pozvolna měnily.

Velikost dipólového momentu do konce 17. století mírně vzrůstala, od této doby se zmenšuje v průměru asi o 5% za sto let. Napadne-li při této příležitosti někoho, že by dipólová složka geomagnetického pole mohla takto během příštích 2000 let vymizet, bude snad alsepoň částečně uklidněn po přečtení dalších kapitol tohoto referátu, kde bude popsáno chování pole během geologických epoch a naznačeny pravděpodobné modely mechanismu, kterým je geomagnetické pole udržováno. Vymizení dipólové složky pole by přirozeně mohlo mít účinky na živé organismy, neboť částice, přicházející z vnějšího prostoru, by pak bez zábran bombardovaly zemský povrch. Není vyloučeno, že v procesech tzv. inverzí pole, o nichž bude řeč později, k takovému situacím docházelo.

Měnil se i směr osy dipólu, a to přibližně tak, jako by přímka proložená osou dipólu (tzv. magnetická osa Země) konala pomalou nepravidelnou precesi kolem rotační osy Země (viz [5]). S tím souvisejí i změny polohy geomagnetických pólů, což jsou body, v nichž magnetická osa Země protíná zemský povrch.

Změna dipólového pole je však pouze jednou složkou sekulární variace. Zbytek pole, tzv. nedipólové pole, tvoří další, velmi zajímavou součást sekulární variace. Kontinentální anomálie mění v čase nepatrně svou rozlohu a tvar, současně se však posouvají po zemském povrchu. Ze statistického zpracování (a v některých případech dokonce i z vizuálního rozboru) plyne, že výrazně převažují posuvy k západu. E. C. Bullard [1] zjistil, že průměrná hodnota posuvů činí  $0,18^\circ$  za rok. Tento jev, tzv. západní drift nedipólového pole, je velmi důležitá skutečnost, protože přináší jediné svědectví o pohybech materiálu v oblasti, v níž jsou umístěny zdroje pole, tzn. v kapalně vrstvě zemského jádra. Teorie o mechanismu zdrojů pole musí brát existenci západního driftu v úvahu.

Není bez zajímavosti, že o existenci západního driftu věděl již zmíněný E. Halley a publikoval o něm práci v roce 1692 [2]; při snaze o vysvětlení jevu dospěl k hypotéze o existenci zemského jádra, jež podle něho rotuje pomaleji než vnější obal (v jeho terminologii „kúra“) a je nositelem zdrojů pole.

Ani dnes nepochybuje o tom, že zdroj sekulární variace je uvnitř Země a bezprostředně souvisí s mechanismem zdrojů samotného pole. Důležité moderní odvětví nauky o zemském magnetismu, tzv. paleomagnetismus, nám totiž na základě studia magnetizace hornin přináší zprávy o tom, že sekulární variace působila po celé geologické epochy a v některých obdobích se dokonce projevovala způsobem tak podstatným, že docházelo ke změnám polaroty pole (geomagnetických inverzím).

### 1.3. Rychlé variace

Kromě popsané poměrně pomalé sekulární variace existují rychlé časové variace pole, jež se dají chápat jako kolísání kolem určité střední hodnoty. Jsou jednak periodické s periodami od zlomků sekundy (tzv. pulsace) do jednoho roku, jednak nepravidelné, zvané geomagnetické poruchy a bouře. Velké magnetické bouře bývají ve vyšších geografických šířkách doprovázeny polárními zářemi.

Tyto jevy mají zdroj vně pevného zemského tělesa. Periodické variace souvisejí s deformací zemské magnetosféry při rotačním a revolučním pohybu Země (perioda denní a roční). Zemská magnetosféra je deformována interakcí s tzv. slunečním větrem, tj. stálým proudem nabitých částic ze Slunce. Určitý vliv mají také slapové síly působící na atmosféru; proto je pozorována i tzv. lunární denní magnetická variace. Vysokofrekvenční změny souvisejí s vlnovými ději ve vysoké atmosféře. Nepravidelné poruchy geomagnetického pole jsou důsledkem sluneční činnosti. Při vstupu Země do proudu částic vyvržených ze Slunce při sluneční erupci je deformován systém elektrických proudů ve vysoké atmosféře a současně mohou některé částice vnikat do blízkosti Země, což je vzhledem k průběhu siločar nejnáze možné v polárních oblastech. Atomy a ionty vysoké atmosféry, excitované srážkami, se přitom rozzáří.

Krátkodobé variace nemají trvalý vliv na základní charakter pole, mají však velký význam pro studium elektrické vodivosti zemského pláště. V posledních několika desetiletích se intenzivně pracuje na metodách analýzy elektromagnetické indukce do vnějších vrstev pevného zemského tělesa, kterou vyvolávají variace, jež mají zdroj ve vysoké atmosféře. Jde především o modelové studie, při nichž se modely průběhu elektrické vodivosti s hloubkou ověřují kontrolou splnění hraničních podmínek na zemském povrchu. Vzrůst elektrické vodivosti s hloubkou je tímto způsobem již poměrně dobře zjištěn asi do hloubky 1000 km.

V souvislosti s úvahami o geomagnetických variacích vnějšího původu vyvstává otázka, zda neexistuje určitá trvalá část pole buzená vnějšími zdroji. Na tuto otázku lze odpovědět jedině na základě matematické analýzy pole. K tomu účelu se používá sférické harmonické analýzy, jež patří k základnímu vybavení metod studia elektromagnetické indukce variací vnějšího původu.

### 1.4. Matematický popis geomagnetického pole

Jako první použil sférickou harmonickou analýzu ke studiu geomagnetického pole K. F. Gauss v roce 1838 [3]. V prostoru, který je prost zdrojů pole, což lze předpokládat o prostoru mezi povrchem Země a ionosférou, můžeme vyjádřit potenciál pole ve tvaru řešení Laplaceovy rovnice, tj. vzorcem

$$(1) \quad V(r, \vartheta, \varphi) = R_Z \sum_{n=1}^{\infty} (R_Z/r)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^m \cos m\varphi + h_n^m \sin m\varphi) P_n^m(\cos \vartheta) + \\ + R_Z \sum_{n=1}^{\infty} (r/R_Z)^n \sum_{m=0}^n (j_n^m \cos m\varphi + k_n^m \sin m\varphi) P_n^m(\cos \vartheta),$$

kde  $R_Z$  je poloměr Země, pokládáme-li ji za kulovou, popř. poloměr referenční koule, jestliže uvažujeme reálnější tvar zemského povrchu;  $r, \vartheta, \varphi$  jsou geocentrické sférické souřadnice,  $P_n^m$  jsou normované Legendreovy přidružené polynomy a  $g_n^m, h_n^m, j_n^m, k_n^m$  jsou sférické harmonické koeficienty, tzv. Gaussovy koeficienty, jež je třeba určit.

V sumách na pravé straně rovnice (1) nevystupují členy pro  $n = 0$  z toho důvodu, že se neuvažuje možnost existence magnetického multipólu nultého řádu.

Je-li k dispozici dostatečný počet měření vektoru  $F = -\text{grad } V$ , je možno hledat Gaussovy koeficienty do zvoleného stupně. V současné praxi se postupuje tak, že se velmi hustá ekvidistantní měření vyrovnávají podle vzorců odvozených z (1) váženou metodou nejmenších čtverců.

Ve vztahu (1) první součet s koeficienty  $g_n^m$  a  $h_n^m$  odpovídá, jak ukázal již Gauss, poli se zdroji uvnitř Země, druhý součet s koeficienty  $j_n^m$  a  $k_n^m$  odpovídá poli vnějších zdrojů. Při zvoleném stupni  $N$  rozvoje můžeme napsat výraz pro potenciál ve tvaru součtu

$$V = V_i + V_e = \sum_{n=1}^N V_{n_i} + \sum_{n=1}^N V_{n_e},$$

kde indexem  $i$  je označeno pole s vnitřními a indexem  $e$  pole s vnějšími zdroji. Význam jednotlivých dílčích potenciálů  $V_{n_i}$  a  $V_{n_e}$  vynikne, přiřadíme-li jim střední kvadratické hodnoty spočítané pro zemský povrch

$$(2) \quad V_n^2 = (1/4\pi R_Z^2) \int_0^{2\pi} \int_0^\pi [V_n(R_Z, \vartheta, \varphi)]^2 R_Z^2 \sin \vartheta_d \vartheta_d \varphi.$$

V důsledku ortogonality sférických funkcí vyplývají z (2)

$$(3) \quad \sqrt{(V_{n_i}^2)} = \sqrt{\{(R_Z^2/(2n+1)) \sum_{m=0}^n [(g_n^m)^2 + (h_n^m)^2]\}}$$

$$\sqrt{(V_{n_e}^2)} = \sqrt{\{(R_Z^2/(2n+1)) \sum_{m=0}^n [(j_n^m)^2 + (k_n^m)^2]\}}$$

G. Fanselau (podle [7]) spočítal Gaussovy koeficienty pro rok 1945 až do řádu  $n = 15$ . Střední kvadratické hodnoty dílčích příspěvků k potenciálu plynoucí z této analýzy jsou uvedeny v tabulce 1.

Tabulka 1. Střední kvadratické hodnoty potenciálů jednotlivých stupňů pro pole vnitřních zdrojů ( $V_{n_i}$ ) a pro pole vnějších zdrojů ( $V_{n_e}$ ). Uvedeno podle [7] (v jednotkách nT).

$n$	$(1/R_Z) \sqrt{(V_i)}$	$(1/R_Z) \sqrt{(V_e)}$
1	18040	51
2	1789	46
3	991	24
4	497	27
5	164	19
6	92	21
7	34	15
8	17	14
9	14	11
10	9	10
11	8	5
12	6	6
13	5	5
14	5	5
15	5	5

Výsledek analýz pro jiná data je obdobný. Do stupně  $n = 6$  výrazně převažuje potenciál vnitřních zdrojů nad potenciálem vnějších zdrojů. Střední kvadratická hodnota potenciálu vnějších zdrojů činí celkem asi 1% celkové hodnoty. To je hodnota zanedbatelná, srovnatelná s kumulací měřicích a zpracovatelských chyb.

Z tabulky 1 také plyne, že v potenciálu vnitřních zdrojů  $V_1$  výrazně převažuje potenciál 1. stupně, tj. potenciál dipólu [5]. Změny směru a velikosti dipólového momentu, o nichž byla řeč dříve, se určují právě tímto způsobem. T. Yুক্তaké [6] vypracoval metodu využití starých přímých měření směru pole a archeomagnetických měření intenzity (tj. měření magnetizace keramických hmot, jež byly vypáleny v určitelných časech) ke sférickým harmonickým analýzám pro uplynulá 4 staletí. Pro starší období slouží ke studiu dřívějšího pole metody archeomagnetismu a paleomagnetismu.

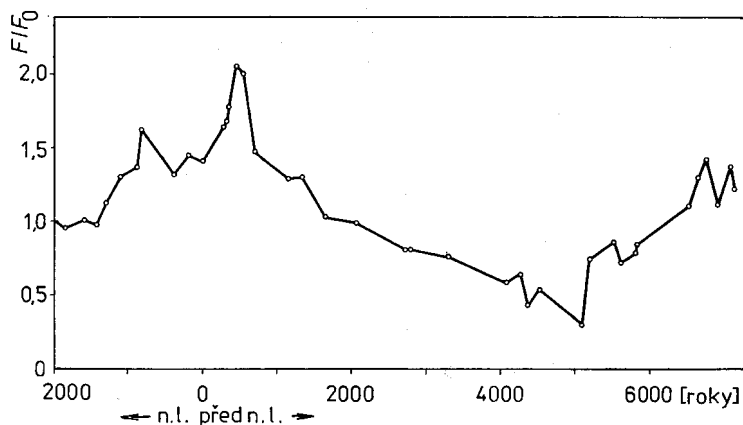
## 2. Dlouhodobé změny geomagnetického pole

Paleomagnetické a archeomagnetické metody jsou založeny na skutečnosti, že vzorky hornin a archeologické objekty v sobě uchovávají směr, případně intenzitu původního pole existujícího v době jejich vzniku a umožňují tak poznat zákonitosti změn pole v blízké i dávné geologické minulosti. Vyšetřením paleomagnetické deklinace a inklinace pro vzorky hornin získáme soubory hodnot, stanovíme střední údaje a můžeme vypočítat polohy paleomagnetických pólů pro období, v němž zkoumané horniny vznikly; je však třeba vhodnými postupy, tzv. magnetickým čištěním vyloučit všechny rušivé, druhotné magnetické polarizace, které v hornině v průběhu její existence mohly vzniknout.

Z hlediska časového členění a cílů můžeme nepřímé magnetické metody zařadit do tří skupin.

### 2.1. Archeomagnetická vyšetřování

Tyto metody umožňují vyšetření intenzity a směru geomagnetického pole v období posledních 9000 let na základě zkoumání vypálených archeologických objektů a hlín [8]; zjištění směru pole je podmíněno znalostí orientace zkoumaných vzorků. Byla vyšetřena křivka změn intenzity geomagnetického pole (obr. 2), ukazující v maximu kolem 400 př. n. l. dvojnásobek dnešní intenzity pole. Naproti tomu minimum bylo zjištěno kolem 5000 př. n. l., kdy pole pokleslo přibližně na 40% dnešní intenzity. Pro starší období, tj. kolem 7000 př. n. l., pole opět dosahovalo intenzity rovné přibližně dnešním hodnotám. Získané výsledky prokázaly existenci západního driftu geomagnetického pole i v minulých tisíciletích a umožnily určit geomagnetický moment a jeho změny v mi-

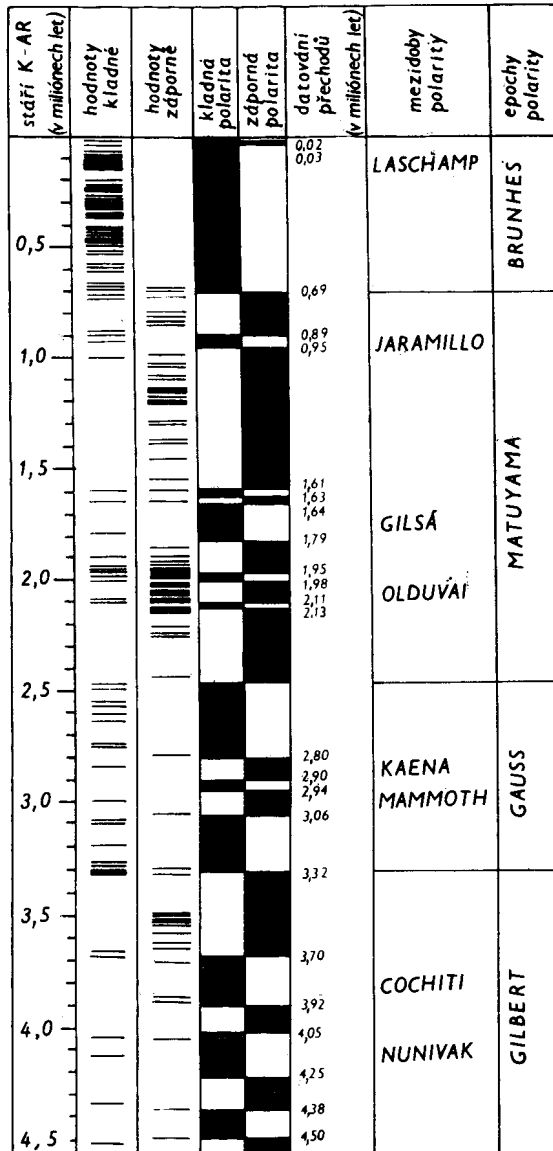


Obr. 2. Detailní změny celkové geomagnetické intenzity vyšetřené metodou dvojitých postupných náhřevů na archeologických vzorcích z Evropy a Blízkého východu pro minulých 8500 let. Práce GFÚ ČSAV.

nulosti. Tyto poznatky současně slouží pro datování některých archeologických objektů a přispěly k upřesnění radiokarbonové datovací metody.

**2.2. Paleomagnetická vyšetřování fluktuací a inverzí geomagnetického pole**

Paleomagnetické metody umožňující vyšetřování změn polohy geomagnetických pólů na základě měření magnetické deklinace a inklinace vzorků sedimentárních hornin (jezerních sedimentů,



Obr. 3. Výskyt časových period s kladnou (normální — černě) a zápornou (inverzní — bíle) polaritou geomagnetického pole, získaných paleomagnetickým vyšetřováním čedičů (podle Coxe a Doella).

spraši, půd) poskytují důležité poznatky o zákonitostech geomagnetického pole ve čtvrtohorách a třetihorách. Vyšetřování prokázala, že zemské magnetické pole měnilo v minulosti svoji polaritu velmi často, a z vyšetřovaného spektra inverzí umožnila činit další vývody směřující k objasnění příčin geomagnetického pole. Vyšetřování profilu mořských a jezerních sedimentů z území Itálie pro časový úsek posledních 2 300 000 let nám poskytlo významné podklady pro stanovení dalších zákonitostí [9]. Spektrální analýzou dlouhodobých variací geomagnetického pole byly zjištěny periody 140 000, 100 000 a 25 000 let [10].

Podstatně výraznější změny geomagnetického pole, oddělené inverzemi, byly pro posledních 5 miliónů let zařazeny do čtyř epoch [11]: Brunhesova (kladné období mezi 700 000 lety a současností), Matuyamova se zápornou polaritou (700 000 až 2,4 miliónů let), Gaussova s kladnou polaritou (3,3 až 2,4 miliónů let), Gilbertova se zápornou polaritou (4,5 až 3,3 miliónů let). Postupným upřesňováním a doplňováním údajů se zjišťuje (obr. 3), že v každé z uvedených epoch se vyskytuje řada krátkodobějších epizod s opačnou polaritou, charakterizovaných někdy úplným přepólováním, někdy částečným vychýlením geomagnetického pólu do nižších šířek.

### 2.3. Význam paleomagnetických měření. Zdánlivé putování pólů a pohyby kontinentů

Paleomagnetický údaj deklinace a inklinace umožňuje určit orientaci hypotetického geocentrického dipólu, kterému by ve vyšetřované lokalitě příslušelo pole daného směru. Tomuto hypotetickému geocentrickému dipólu odpovídá na zemském povrchu virtuální magnetický pól. Virtuální pól je určen jednou dvojicí údajů deklinace a inklinace. Jestliže jsou paleomagnetická měření z určitého geologického období zpracována statisticky tak, že z výsledných hodnot je odstraněn vliv sekulární variace a chyb měření, pak pól, který je určen ze středních hodnot deklinace a inklinace, se nazývá paleomagnetickým pólem dané oblasti pro dané geologické období.

Poloha paleomagnetického pólu příslušného určité oblasti se mění od jedné geologické epochy k druhé. Takto vznikají dráhy tzv. zdánlivého putování pólů z rozličných oblastí zemského povrchu. Kdyby šlo o skutečné stěhování geomagnetického pólu, musely by paleomagnetické póly určené v různých oblastech pro touž geologickou epochu koincidovat. Měření ukazují, že tomu tak není; křivky zdánlivého putování pólů z různých kontinentů se vzájemně liší. Tato skutečnost se dá pochopit, díváme-li se na věc tak, že jde o vzájemný pohyb magnetického pólu a oblasti, ve kterých je určován. Znamená to, že pól mohl např. setrvávat na jednom místě, avšak jednotlivé bloky (desky) zemské litosféry se přemísťovaly. Tato představa souhlasí se současnou koncepcí deskové tektoniky [21]. Dráhy zdánlivého putování pólů umožňují pokusy o rekonstrukci vývoje zemského povrchu v geologické minulosti.

Paleomagnetické údaje umožnily sestavit křivky zdánlivého pohybu pólů pro všechny kontinenty za období posledních 600 miliónů let. Pomocí nich byly odvozeny změny v polohách kontinentů pro posledních 300 miliónů let. V důsledku častých výskytů inverzí polarity geomagnetického pole je třeba při rozhodování, který z obou pólů vybrat pro odvození paleomagnetických křivek charakterizujících jednotlivé kontinentální desky, postupovat velmi obezřetně. Podařilo se nám volbou vhodné polarity odvodit takový soubor křivek, které mají navzájem podobný průběh. Interpretace těchto křivek pro Afriku, Asii (reprezentovanou sibiřskou křivkou), Austrálii, Evropu (reprezentovanou čs. křivkou), Jižní Ameriku a Severní Ameriku umožnila vytvořit model seskupení kontinentálních desek počínaje od kambria, tj. přibližně před 600 milióny let [12]. Původní seskupení kontinentů v této době tvořilo jeden prakontinent — Pangeu rozkládající se převážně na severní polokouli. Potom dochází k jejímu postupnému členění, a to tak, že se oddělily jižní kontinenty a spolu se Severní Amerikou postupovaly a rotovaly po větším oblouku kolem uvedeného společného středu, přičemž postupně přecházely na jižní polokouli. V období ordoviku (před 500 milióny let) byla většina kontinentů v rovníkových oblastech, v karbonu (před 300 milióny let) byly jižní kontinenty v blízkosti jižního pólu. Evropa zpočátku rotovala samostatně a v karbonu se spojila s Asií (vzniklo pohoří Ural). Oběžný a rotační pohyb kontinentů pokračoval, došlo k rozdělení jižního prakontinentu, zvláště pak k oddělení Jižní Ameriky od Afriky a k uspořádání desek v jejich dnešních polohách. Rychlost pohybu jednotlivých desek se měnila



v rozmezí  $(1 \div 7)$  cm/rok v závislosti na jejich vzdálenosti od uvedeného centra v severovýchodní Africe. Přitom však např. v Indii činila rychlost pohybu v třetihorách více než 20 cm/rok, a to při přemístění z oblasti jižního pólu do její současné polohy.

Tento model pohybu kontinentů je v souladu s paleontologickými poznatky o výskytu teplých a studených období na jednotlivých kontinentech a může např. vysvětlit výskyt ložisek uhlí na Sibiři a v Antarktidě, neboť tato území se v době svrchních prvohor nacházela mnohem blíže rovníku než dnes.

### 3. Mechanismus generace a dynamických projevů magnetického pole Země

#### 3.1. Jádro Země jako hydromagnetické dynamo

V současné geofyzice je obecně přijímán názor, že magnetické pole Země a jeho dynamické projevy jsou výsledkem hydromagnetických procesů, které probíhají v kapalném zemském jádru; jinak řečeno, kapalně jádro Země se chová jako samobudící hydromagnetické dynamo. Za poslední dvě desetiletí dosáhla teorie hydromagnetického dynamy významných úspěchů.

Dnes máme poměrně velké množství různých modelů hydromagnetického dynamy, které rozličným způsobem vysvětlují mechanismus generování magnetického pole Země. Existence tohoto množství modelů je umožněna nedostatkem jednoznačné znalosti skutečných pohybů (systému konvekce) v zemském jádru a zdrojů energie uvádějících do pohybu kapalně prostředí a udržujících hydromagnetické dynamo v činnosti.

V dalším textu budou použita tato označení:  $r, \vartheta, \varphi$  jsou sférické polární souřadnice,  $z, s, \varphi$  jsou cylindrické souřadnice,  $s = r \sin \vartheta$ ,  $z = r \cos \vartheta$ . Souřadný systém je pevně spojen se zemským pláštěm, přičemž rotuje kolem osy  $z$  s úhlovou rychlostí  $\Omega = 1_z \Omega$  ( $1_z$  je jednotkový vektor ve směru osy  $z$ ).

V závislosti na relativní velikosti dvou základních typů magnetických polí hydromagnetického dynamy, tj. poloidálního pole  $B_p$  a toroidálního pole  $B_\varphi$ , byly vybudovány dva základní druhy modelů hydromagnetického dynamy, a to jednak modely, pro které platí  $B_\varphi \gg B_p$  (modely se silnými poli), jednak modely, pro které platí  $B_\varphi \approx B_p$  (modely se slabými poli). Na zemském povrchu je pozorováno pouze poloidální pole  $B_p$ . Extrapolací z povrchu Země na povrch jádra byla jeho velikost odhadnuta řádově na  $10^{-4}$  T. Toroidální pole  $B_\varphi$  není možno pozorovat. Tato skutečnost umožňuje určitou libovůli při stavbě modelů hydromagnetického dynamy. Energie pole  $W_B$ , jakož i Jouleovo teplo  $Q_J$  uvolněné za sekundu, jsou úměrné  $B^2$ , takže v modelech se silnými poli jsou tyto veličiny o několik řádů větší než v modelech se slabými poli. V [13, 14, 15] je ukázáno, že pro modely se slabými poli je  $Q_J \approx (10^9 \div 10^{10})$  J/s a pro modely se silnými poli  $Q_J \approx \approx 10^{12}$  J/s. Tyto kvantitativní odhady zásadně ovlivňují přístupy k řešení otázek souvisejících se zdrojem energie, nutné pro udržení pohybů v zemském jádru a tím i pro udržení činnosti hydromagnetického dynamy.

Většina doposud rozpracovaných teorií hydromagnetického dynamy zkoumala pouze kinematickou teorii hydromagnetického dynamy. Pro dané pole rychlostí kapalněho prostředí, vyjádřené v analytickém tvaru, se hledá řešení generačních rovnic pro magnetické pole ve stacionárním nebo oscilačním tvaru. Kinematický přístup k řešení generace magnetického pole připouští určitou libovůli při volbě rychlostního pole — systému konvekce. Ve snaze o potlačení této libovůle při výběru pole rychlostí v zemském jádru začíná se v posledních letech řešit tzv. úplný problém hydromagnetického dynamy, tj. řeší se současně mechanismus generace magnetického pole i mechanismus vytváření skutečných pohybů v zemském jádru, jež generují magnetické pole dipólového charakteru a jsou výsledkem dynamického systému jádra Země, resp. Země jako planety.

#### 3.2. Kinematická teorie hydromagnetického dynamy

Kinematická teorie hydromagnetického dynamy je dobře rozpracována. Jeden z jejích hlavních přínosů pro vysvětlení mechanismu vzniku magnetického pole Země spočívá v tom, že kapalně,

elektricky vodivá a rotující koule s určitými velkoprostorovými pohyby, popř. i s pohyby malých rozměrů, může generovat magnetické pole a chovat se jako samobudící dynamo. Rovnice indukce magnetického pole v pohybujícím se elektricky vodivém prostředí je základní rovnicí pro řešení úlohy kinematického dynamu; její tvar je

$$(4) \quad \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \text{rot}(\mathbf{v} \times \mathbf{B}) + D_m \nabla^2 \mathbf{B},$$

kde  $\mathbf{B}$  je magnetická indukce,  $\mathbf{v}$  je rychlost,  $D_m = 1/\mu\sigma$  je magnetická difúze, elektrická vodivost  $\sigma$  se považuje za konstantní; předpokládá se, že kapalina je nestlačitelná, tj.  $\text{div } \mathbf{v} = 0$ ,  $\mu$  je permeabilita.

Poměr absolutních hodnot prvního a druhého členu pravé strany rovnice (4) je tzv. magnetické Reynoldsovo číslo.  $Rm = \mu\sigma Lv$ , kde  $L$  představuje charakteristický rozměr (délku) oblasti, ve které hydromagnetické procesy probíhají. Jestliže  $Rm \gg 1$ , popř.  $\sigma \rightarrow \infty$ ,  $D_m \rightarrow 0$ , pak se siločáry magnetického pole pohybují spolu s kapalinou, jsou v kapalině „zamrzlé“. V reálných kapalinách, tj. při  $\sigma \neq \infty$ ,  $D_m \neq 0$ , jsou siločáry magnetického pole jen částečně unášeny kapalinou, protože difúze působí proti unášení magnetického pole pohybujícím se prostředím.

Komplikovaný tvar magnetických polí, jakož i polí rychlostí v dynamu, se dá vhodně vyjádřit ve tvaru součtu  $\mathbf{B} = \mathbf{B} + \mathbf{B}'$ ,  $\mathbf{v} = \mathbf{v} + \mathbf{v}'$ , kde  $\mathbf{B}$  a  $\mathbf{v}$  jsou střední hodnoty polí (v mechanismu dynamu se považují za osově symetrické),  $\mathbf{B}'$  a  $\mathbf{v}'$  jsou komplikovaná nesymetrická pole, nezbytná pro mechanismus dynamu.

Tabulka 2. Teoremy anti-dynamu pro generaci magnetického pole. Dvojice polí (rychlostní  $v$  a magnetické  $B$ ) následujících vlastností nemůže být řešením problému kinematického dynamu.

Pole rychlostí $v$	Magnetické pole $B$	
Toroidální (v kouli)	Libovolné	Bullard a Gellman (1954) Cowling (1957)
Osově symetrické	Osově symetrické	Backus a Chandrasekhar (1956) Cowling (1957) Braginskij (1965)
Závislé pouze na $\sin m\varphi$ popř. $\cos m\varphi$ , přičemž osa $B$ je osou symetrie	Přibližně osově symetrické	Braginskij (1965) Roberts (1967)
Malé, pro něž magnetické Reynoldsovo číslo je $< 1$	Libovolné	Childress (1968) Roberts (1967)
Nedostačující gradienty rychlosti ( $\partial v_i / \partial x_j$ příliš malé)	Libovolné	Backus (1958) Childress (1968)
Libovolné, v ohraničeném jednoduše souvislém dokonale vodivém prostředí obklopeném nevodíčem	Rozšířené do nevodivého prostředí	Bondi a Gold (1950) Leorat (1969)

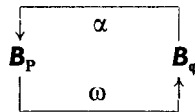
Při vypracovávání jednotlivých modelů kinematického dynama se postupně upřesňoval charakter rychlostních polí, která buď mohou nebo nemohou generovat magnetické pole dipólového tvaru. V tabulce 2 jsou uvedeny kombinace rychlostního a magnetického pole, které nemohou být řešením kinematické teorie hydromagnetického dynama (tzv. teorémy anti-dynama).

V zemském dynamu je možno izolovat dva hlavní generační cykly: vytahování magnetických siločar diferenciální rotací a tzv. efekt  $\alpha$  působený mechanismem helicity (zkrucování proudění do šroubovice).

V zemském jádru diferenciální rotace kolem osy  $z$  s osově symetrickou rychlostí  $v_\phi = s\xi$  (kde  $\xi$  je funkci  $s$ ) může zkřivit siločáry dipólové složky poloidálního pole  $\mathbf{B}_p$  (která má meridiální charakter) tím, že z něho vytahuje toroidální pole azimutálního charakteru  $\bar{\mathbf{B}}_\phi \sim Rm \cdot \mathbf{B}_p$ , kde  $Rm = \mu\sigma R_1 v_\phi$ ,  $R_1$  je poloměr jádra Země. Jestliže  $\xi \approx 0,2^\circ/\text{rok}$  (rychlost západního geomagnetického driftu), resp.  $\xi \approx 10^{-10} \text{ s}^{-1}$  a  $\sigma = 4 \cdot 10^5 \Omega^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ , pak  $RM \approx 10^{-2}$ . Vytažené pole  $\mathbf{B}_\phi$  může být o dva řády větší než  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$ . Mechanismus vytahovaného toroidálního pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$  je výkonný, když  $Rm \gg 1$ ; zároveň je jednoduchý a nevyžaduje trojrozměrný charakter pole rychlosti (konvekce).

Mechanismus helicity je trojrozměrný a není tak intenzivní. V přítomnosti magnetického pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$  nechť se v kapalině vyskytuje určitý počet spirálových vírů. Jestliže se kapalina pohybuje nejprve podél osy  $z$  dovnitř jednoho z vírů a vrací se zpět na jeho okraj, pak se siločáry pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$ , nesené vírovým pohybem, deformují do tvaru smyčky, která připomíná řecké písmeno  $\Omega$ . Rotace kolem osy  $z$ , která se ve víru současně vyskytuje, stáčí normálu k rovině smyčky  $\Omega$  ve směru pole  $\mathbf{B}_\phi$ . Je třeba poznamenat, že tento proces je více nebo méně oslabován difúzí rotující kapaliny. Vzhledem ke skutečnosti, že rotace vektoru intenzity magnetického pole podél určité kontury (smyčky) je úměrná elektrickému proudu, který protéká plochou ohraničenou příslušnou konturou, je přítomnost stáčených smyček  $\Omega$  vzniklých ze siločar magnetického pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$  spojena s elektrickými proudy, jež mají složky ve směru původního pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$ . Spojením proudů od jednotlivých smyček vzniká „střední“ elektrický proud, který je úměrný střední hodnotě pole  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$ : Je možno psát  $\bar{j}_\phi \sim \alpha \bar{\mathbf{B}}_\phi$ , kde  $\alpha$  je koeficient, který závisí na velikosti a intenzitě vírových pohybů a má rozměr rychlosti. Koeficient  $\alpha$  pro pravotočivé pohyby ve vírech je záporný a pro levotočivé je kladný.

Výskyt „středního“ proudu paralelního k poli  $\bar{\mathbf{B}}_\phi$  se nazývá efekt  $\alpha$ . Problém efektu  $\alpha$  byl rozpracován v četných studiích, ale především v práci [19]. Základní podmínkou, aby se efekt  $\alpha$  mohl vyskytnout, je požadavek, aby vířivé pohyby neměly zrcadlovou symetrii; jinak řečeno, aby v daném systému převládaly vířivé pohyby jednoho znaménka, buď pravotočivé nebo levotočivé. Efektem  $\alpha$  se uzavírá generační cyklus, neboť „střednímu“ elektrickému proudu odpovídá magnetické pole  $\mathbf{B}_p$ . Celý cyklus generace lze popsat schématem



Uvedený uzavřený cyklus je možno popsat touto soustavou generačních rovnic pro vektorový potenciál  $\mathbf{A} = \mathbf{1}_\phi A_\phi$  a magnetickou indukci  $\mathbf{B} = \mathbf{1}_\phi B_\phi$

$$(5) \quad \frac{\partial A_\phi}{\partial t} + s^{-1} \mathbf{v}_p \cdot \nabla(s A_\phi) - D_m \Delta^{(1)} A_\phi = \alpha B_\phi$$

$$(6) \quad \frac{\partial B_\phi}{\partial t} + s \mathbf{v}_p \cdot \nabla(s^{-1} B_\phi) - D_m \Delta^{(1)} B_\phi = (\nabla \xi \times \nabla(s A_\phi))_\phi + (\nabla \times \alpha \mathbf{B}_p)_\phi$$

$\Delta^{(1)} = \nabla^2 - s^{-2}$ ,  $\mathbf{v}_p$  je osově symetrické meridiální rychlostní pole. Odchytky od osové symetrie magnetických a rychlostních polí jsou vyjádřeny v koeficientu  $\alpha$ ,  $\mathbf{B}_p = \text{rot}(\mathbf{J}_\phi A_\phi)$ .

Prvé dva členy na levé straně rovnic (5) a (6) představují časovou změnu polí. Třetí členy na levé straně rovnic (5) a (6) představují difúzi magnetických polí. Všechny členy na levé straně rovnic (5) a (6) jsou generační členy, přičemž první člen na pravé straně rovnice (6) představuje vytahování toroidálního pole  $\mathbf{B}_\phi$  z poloidálního pole  $\mathbf{B}_p$  diferenciální rotací, první člen na pravé straně rovnice (5) představuje efekt  $\alpha$ , druhý člen na pravé straně rovnice (6) představuje též efekt  $\alpha$ , avšak tento člen je zanedbatelně malý.

Rovnice (5) a (6) popisují tzv.  $\alpha\omega$  model kinematického dynamu, to znamená, že efekt  $\alpha$  (proud  $\bar{j}_\phi \sim \alpha\bar{B}_\phi$ ) vytváří  $\mathbf{B}_p$  a  $\bar{B}_\phi$  a velká střížná rychlost  $v_\phi = s\zeta$  vytahuje  $\bar{B}_\phi \gg \bar{B}_p$  z pole  $\bar{B}_p$ . Byly vypracovány i modely pro dynamu typu  $\alpha\alpha$ , to znamená, že efekt  $\alpha$  (proud  $\bar{j}_\phi \sim \alpha\bar{B}_\phi$ ) vytváří pole  $\bar{B}_p$  z  $\bar{B}_\phi$  a tentýž efekt  $\alpha$  ( $\bar{j}_p \sim \alpha\bar{B}_p$ ) vytváří  $\bar{B}_\phi$  z  $\bar{B}_p$ .

### 3.3. Zdroje energie a dynamika geomagnetického pole

Poznání příčiny skutečných pohybů v zemském jádru, resp. poznání zdrojů energie, které uvádějí do pohybu kapalné prostředí, a vyhmatání geometrie tohoto systému konvekce jsou klíčové otázky řešení mechanismu vzniku magnetického pole Země a jeho dynamických projevů.

Nejjednodušší příčinou pohybu v jádru Země může být uvolňování radiogenního tepla. Ohřátá látka má menší hustotu, působí na ni proto vztaková síla mířící nahoru, přičemž na chladnější části tekutiny působí síla mířící dolů, do středu Země. Tato hypotéza v sobě musí zahrnovat existenci dostatečného množství radioaktivních prvků v tavenině jádra. Nejdůležitějšími prvky, které produkují radiogenní teplo, jsou uran, thorium a draslík. Podle teoretických představ o formování zemského jádra pronikají uran a thorium do pláště a kůry Země. V jádru zůstanou pouze stopová množství těchto prvků. Nedá se však vyloučit, že zemské jádro obsahuje poměrně značné množství draslíku, resp. jeho radioaktivního izotopu  $^{40}\text{K}$  schopného uvolňovat teplo.

Chladnutí Země též může být vydatným zdrojem energie potřebné k udržení systému konvekce v jádře. Teplo, které se při chladnutí Země uvolňuje, je zvyšováno o latentní teplo tekutiny jádra, neboť tavenina jádra při ochlazování Země na povrchu pevného jádřerka tuhne.

Takové jednoduché vysvětlení tepelné konvekce naráží na velké potíže hlavně v souvislosti s nízkou účinností tepelného cyklu (účinnost přibližně 5%); vzhledem k nízké tepelné vodivosti pláště zůstává únik velkého množství tepla z jádra pláštěm problematický.

V současné době většina geofyziků zastává názor, že konvekce v jádře je neteplené povahy. Velmi pravděpodobnou příčinou konvekce je gravitační diferenciace materiálu jádra. Jestliže rozdíl v hustotě materiálu pevného jádřerka a vnějšího kapalného jádra je tak veliký, jak to vyplývá ze seismických údajů, pak gravitační energie musí být uvolňována ve značném množství. Proces při uvolňování energie probíhá tak, že při tuhnutí taveniny zemského jádra přechází železo do vnitřního jádřerka, zatímco lehčí prvky zůstávají v tavenině a zajišťují tam stálý zdroj vztakové síly. Konvekční proudy budou mísit tekutinu a rovnoměrně rozptylovat lehčí prvky (křemík, sira). Podle odhadů je takto uvolňovaná energie dostatečně velká ( $2 \cdot 10^9$  J/s), aby mohla udržet systém konvekce v jádru Země na požadované úrovni. Je třeba poznamenat, že účinnost dynamu, které pracuje na bázi gravitační energie, může být téměř 100%.

Nelze vyloučit ani možnost, že konvekce v jádru Země může být vyvolána i setrvačnými silami v důsledku existence lunisolární precese rotační osy Země.

Pro pohyb kapalného prostředí v zemském jádru platí Navierova-Stokesova rovnice ve tvaru

$$(7) \quad \rho \frac{d\mathbf{v}}{dt} = -\nabla p + \mathbf{F},$$

kde  $d\mathbf{v}/dt = \partial\mathbf{v}/\partial t + (\mathbf{v} \cdot \nabla)\mathbf{v}$ ,  $p$  je tlak,  $\mathbf{F} = \mathbf{f}_\alpha + \mathbf{f}_\Omega + \mathbf{f}_B + \mathbf{f}_v$  je součet objemových sil působících na kapalinu v jádře;  $\mathbf{f}_\alpha = \rho g C$  je Archimedova síla, přičemž  $C \ll 1$  je bezrozměrná funkce reprezentující hustotní nehomogenitu v jádru Země,  $\mathbf{f}_\Omega = 2\rho\mathbf{v} \times \boldsymbol{\Omega}$  je Coriolisova síla,  $\mathbf{f}_B = \mathbf{j} \times \mathbf{B} = [(\mathbf{B} \cdot \nabla)\mathbf{B} - \nabla B^2/2]$  je síla elektromagnetického původu reprezentovaná jako výsledek působení Maxwellových napětí;  $\mathbf{f}_v = \rho\nu \nabla^2\mathbf{v}$  je viskózní síla,  $\nu$  je kinematická viskozita. Na zá-

kladě kvantitativních odhadů jsou z hlediska dynamiky zemského jádra rozhodujícími silami právě Coriolisovy síly, síly elektromagnetického původu a Archimedovy síly. Vzhledem k rotaci Země a k působení Coriolisových sil má konvekce v jádru Země v prvním přiblížení geostrofický charakter, to znamená, že horizontální složky Coriolisovy síly a síly gradientu tlaku jsou v rovnováze. Přitom platí  $v_\varphi = s\zeta(s)$ ; přes tento základní pohyb se překládá spirálovitý pohyb v tenkých válcových buňkách rovnoběžných s rotační osou, jejichž příčný rozměr  $l \ll R_1$ , přičemž velká stáječící Coriolisova síla brání příčným posunutím kapaliny v buňce. Pohyb je vlivem výše uvedených sil dosti komplikovaný a v podmínkách zemského jádra je nevyhnutelně spojen s výskytem turbulence. Zemské hydromagnetické dynamo lze považovat za laminární a velkoprostorové, turbulentní pohyby v jádře jsou jen malých rozměrů a v generačním mechanismu nejsou důležité. Turbulentní pohyby v podmínkách jádra Země jsou však důležité v tepelných přenosových procesech; nahrazují totiž mnohem slabší molekulární mechanismy tepelné vodivosti a difúze.

V činnosti hydromagnetického dynamo je důležitá otázka rovnováhy válcových vrstev ( $s, s + ds$ ) v jádře. Torzní moment magnetického původu  $dM_Z^B$  (působící ve směru rotační osy), jenž působí na příslušnou vrstvu v jádře, se vyrovnává interakcí s pláštěm, avšak protože je interakce relativně slabá (viskozita jádra a elektrická vodivost pláště jsou malé), může takové vyrovnání vyžadovat velké geostrofické rychlosti  $\xi_1$ . Náhlé změny v magnetickém poli a jim odpovídající změny magnetického torzního momentu mohou vést k velkým zrychlením válcových vrstev právě vlivem torzního momentu  $dM_Z^B$ ; jinak řečeno, vznik proměnné rychlosti  $\xi_1$  vytahuje proměnná pole  $\vec{B}_\varphi$ , která mění torzní moment ( $dM_Z^B \sim B_\varphi B_s$ ). Tyto jevy, jak je ukázáno v [20], způsobují, že se prostředí stává pružným, takže v něm mohou vznikat torzní oscilace s relativně vysokými frekvencemi, u nichž je důležitá setrvačnost  $\rho \partial \vec{v}_\varphi / \partial t$ . Povaha těchto oscilací je podobná oscilacím známých Alfvénových vln. V podmínkách jádra Země dosahují jejich periody hodnoty řádu několika desítek let.

Rotující hydromagnetický systém s osově symetrickým magnetickým polem  $\vec{B}_\varphi$  a s hustotními nehomogenitami  $C$  je nestabilní [16, 17]. V takovém systému mohou být vzbuzeny časově závislé vlny typu  $\cos(k\varphi - \omega t)$ , jež postupují ve směru zeměpisné délky s rychlostí  $\omega/k \sim \vec{B}_\varphi^2 / 2\rho\Omega R_1^2$ . Pohyb ve vlnách je negeostrofický, Lorentzovy, Coriolisovy a Archimedovy síly jsou v něm v rovnováze. Proto byly nazvány MAC vlnami, tj. magnetické, Archimedovy a Coriolisovy vlny. Pohyby velkých rozměrů v MAC vlnách s rychlostí závislejší na  $\varphi$  budí pole  $\vec{B}'$  a mohou zajišťovat generaci meridionálního pole  $\vec{B}_p$  z azimutálního pole  $\vec{B}_\varphi$ . V důsledku velké vodivosti v zemském jádře je  $Rm = \mu\sigma_\varphi R_1 \gg 1$ ; zároveň se získává požadovaná generace nesymetrických polí  $\vec{v}'$ ,  $\vec{B}'$ , jež jsou malá ve srovnání s  $\vec{v}_\varphi$ ,  $\vec{B}_\varphi$ .

Takto navržený model zemského hydromagnetického dynamo je přibližně osově symetrický  $\alpha\omega$  typu se silným polem  $\vec{B}_\varphi$  a efektem  $\alpha$  vyvolaným MAC vlnami. Pole  $\vec{B}'$ , jež pronikají ven z jádra, mohou vyvolávat sklon geomagnetického dipólu a nedipólových polí, která se mění s charakteristickými periodami MAC vln řádu  $10^3$  let. MAC vlny jsou tedy zodpovědné jak za podstatu mechanismu generace  $\vec{B}_p$  z  $\vec{B}_\varphi$ , tak za pozorovaná hlavní spektra sekulárních variací geomagnetického pole.

Zemské dynamo je komplikovaný autooscilující systém. Z teorie i z pozorovaných údajů vyplývá, že ve spektru variací pole jsou přirozeně rozlišeny oscilace s periodami tří různých hodnot, a to základní variace dynamo s periodou  $8 \cdot 10^3$  roků, soubor oscilací s frekvencemi „prostředí“ s odpovídajícími periodami  $\approx 10^3$  roků a vysokofrekvenční oscilace s periodami  $\approx 10^2$  roků a méně. Zajímavá je skutečnost, že střední hodnota geomagnetického pole (magnetického momentu Země) není stacionární, nýbrž osciluje s periodou  $8 \cdot 10^3$  roků, ačkoliv všechny vnější podmínky i obecný režim dynamo zůstávají konstantní v mezích  $10^5$  let a více. To dokazuje, že mechanismus generace pole je nestacionární, pole osciluje kolem nenulové hodnoty za konstantních vnějších podmínek. Existence takovýchto oscilací se zdá přirozená vzhledem ke dvoustupňovému mechanismu činnosti dynamo. Generační rovnice pro dynamo připouštějí jak stacionární, tak i oscilující řešení. Je třeba poznamenat, že detailní vysvětlení hlavního oscilačního mechanismu v současnosti chybí. Vzhledem k tomu, že oscilace zahrnuje závažné přerozdělení polí v důsledku

dvoustupňového mechanismu dynamu, jakož i jejich difúze, dá se její perioda odhadnout jako  $T_0 = K\mu\sigma R_1^2$ , kde  $K$  je bezrozměrné číslo. Jednoduchý fenomenologický model základní oscilace sestavený v [16, 17] dává  $K = 6,6 \cdot 10^{-2}$ , což vede k odhadu elektrické vodivosti jádra  $\sigma = 2,6 \cdot 10^5 \Omega^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$ .

Variace geomagnetického pole s periodami  $10^3$  let mohou být přirozeně spojeny s výše zmíněnými MAC vlnami. Jejich periody jsou způsobeny přítomností charakteristické „mechanické“ frekvence dynamu, jež je vyvolána oscilacemi prostředí vlivem existujícího dynamického systému zemského jádra, a dají se odhadnout z rovnosti Coriolisových a Lorentzových sil. Teorie MAC vln není ještě důkladně rozpracována, přestože jí byl již věnován velký počet prací. Další úspěšné rozpracování teorie MAC vln v zemském jádru vyžaduje znalost středních hodnot magnetických polí a polí rychlosti v jádře. Samobuzení MAC vln je omezeno disipací a nelineárními efekty, jejichž výsledkem může být určitý komplikovaný obraz souboru vln vzájemně interagujících. Teoretické určení takového souboru vln je, vzhledem k závažným matematickým potížím, téměř vyloučeno a výsledky by pravděpodobně nebyly jednoznačné.

Další rozvoj poznatků o mechanismu vzniku magnetického pole Země a jeho dynamických projevů vyžaduje současné využití teoretických i experimentálních výsledků s cílem určit funkci  $\mathbf{B}(r, \vartheta, \varphi, t)$  např. za posledních  $2 \cdot 10^3$  let, popř.  $10^4$  let. Realizace takového úkolu vyžaduje další rozvoj teorie a výrazný vzrůst počtu pozorovaných údajů ze všech oblastí zemského povrchu. Je žádoucí získat pozorovací údaje z časových intervalů větších než jedna perioda, aby mohlo být ověřeno, zda skutečně existují pravidelné oscilace o základní periodě (zatím je to pouhý předpoklad), nebo zda jde o fluktuace kvaziperiodického charakteru. Objasnění těchto důležitých otázek naráží v současnosti na potíže způsobené nedostatkem pozorování.

Krátkoperiodické variace s periodami  $10^2$  let a méně jsou s hlavním mechanismem zemského dynamu jen nepřímě spojeny. Mezi krátkoperiodickými variacemi se dají velmi jasně vymezit ty oscilace, jejichž perioda je asi 60 let, amplitudy  $\approx 10^{-6}$  T; jsou zaznamenávány na mnoha observatořích. Bylo zjištěno, že tyto variace velice dobře korelují s variacemi úhlové rychlosti rotace Země (tj. s variacemi délky dne) a s variacemi kolísání šířky pólů. Dále byly pozorovány variace s ještě kratšími periodami a menšími amplitudami, jejichž perioda je 20 až 30 let. Ukazuje se, že krátkoperiodické variace vykazují určitou prostorově-časovou závislost na procesech mezi jádrem a pláštěm zemským a povrchové vrstvě jádra.

Inverze magnetického pole Země (změny polarity geomagnetického dipólu) jsou projevem nestability mechanismu generace magnetického pole Země. První pokusy o vysvětlení této zajímavé a z hlediska mechanismu generace pole i velmi závažné vlastnosti jsou spjaty s mechanismem elektromagnetické a slabé mechanické vazby mezi jádrem a pláštěm Země.

Elektromagnetická vazba mezi jádrem a pláštěm, představovaná magnetickým torzním momentem působícím na plášť  $\Gamma \sim B_r B_\varphi$  ( $B_r$  a  $B_\varphi$  jsou příslušné složky polí na rozhraní jádra s pláštěm), silně závisí na hodnotě polí  $B_r$  a  $B_\varphi$  blízko rozhraní jádra s pláštěm. Závažnou část polí  $B_\varphi$  a hlavně  $B_r$  v blízkosti rozhraní jádra a pláště určují MAC vlny a různá nepravidelná pole spojená s lokálními fluktuacemi a turbulentními pulzacemi v blízkosti hranice jádra. Taková pole vyvolávají změnu velikosti elektromagnetické vazby mezi jádrem a pláštěm zemským, jež se zároveň projevuje i změnou funkce  $\nu(s)$ , reprezentující diferenciální rotaci jádra. Změny v diferenciální rotaci jádra mohou vést k novému uspořádání polí v dynamu, což se nakonec může projevit jako změna polarity výsledného pole.

Paleomagnetické údaje o detailech procesu inverze pole jsou pro teorii dynamu obzvlášť důležité. Proces přepólování je relativně velmi rychlý ( $10^4$  let); jeho časový interval je srovnatelný se základní periodou dynamu ( $8 \cdot 10^3$  let) a je těsně spjat s vlastnostmi mechanismu dynamu.

Změny, jež se vyskytují v zemském dynamu v časových intervalech geologické škály (velkých ve srovnání se základní periodou), jsou spojeny s procesy vývoje Země. Změny parametrů jádra, interakce jádra s pláštěm, intenzita uvolňování tepla v jádře, únik tepla z jádra a vnášení nečistot do jádra v procesech vývoje Země se mohou samy o sobě projevit ve změně středních parametrů dynamu, což se potom zákonitě projeví v hodnotě intenzity pole, v amplitudě a periodě základních

oscilací, v průměrné hodnotě intenzity nedipólových složek pole, v průměrném intervalu mezi inverzemi pole atd. V současné geofyzice jsou teorie výše uvedených vztahů jakož i pozorované paleomagnetické údaje o parametrech dynamy dosti nejisté. Přesto je známo, že za posledních  $10^9$  let intenzita geomagnetického pole nezměnila řád své absolutní velikosti (s výjimkou krátkých období  $\approx 10^3$  let, kdy probíhaly inverze) a jsou určité náznaky o rostoucí frekvenci inverzí pole v obdobích zvýšené tektonické aktivity.

#### Literatura

- [1] Bullard E. C.: *Phil. Trans. Roy. Soc., ser. A* **243** (1950), 67.
- [2] Halley E.: *An account of the cause of the change of the variation of the magnetical needle, with an hypothesis of the structure of the Earth. Phil. Trans., 1692*, 563, (citováno podle [4]).
- [3] Gauss C. F.: *Allgemeine Theorie des Erdmagnetismus*. 1838, (citováno podle [4]).
- [4] Chapman S., Bartels J.: *Geomagnetism*. University Press, Oxford 1940.
- [5] Janáčková A.: *Čs. čas. fyz. A* **33** (1983), 528.
- [6] Yukutake T.: *J. Geomagn. Geoelec.* **40** (1962), 1.
- [7] Janovskij B. M.: *Zemnoj magnetizm I*. Izd. Leningradskogo univerziteta, Leningrad 1964.
- [8] Bucha V.: *Geomagnetické pole a jeho přínos k objasnění vývoje Země*. NČSAV, Praha 1975.
- [9] Bucha V.: *Čs. čas. fyz. A* **33** (1983), v tisku.
- [10] Bucha V.: *Project IUGS, UNESCO, 73/1/24 (1976c)*, 161.
- [11] Cox A.: *J. Geophys. Res.* **73** (1968), 3247.
- [12] Bucha V.: *J. Geomagn. Geoelec.* **32** (1980), SIII 47.
- [13] Pekeris O. L., Accad Y., Shkoller B.: *Phil. Trans. Roy. Soc. London A* **275** (1973), 425.
- [14] Kumar S., Roberts P. H.: *Proc. Roy. Soc. London A* **344** (1975), 235.
- [15] Braginskij S. I.: *Geomagn. i aeronom.* **4** (1964), 235.
- [16] Braginskij S. I.: *Geomagn. i aeronom.* **10** (1970), 221.
- [17] Braginskij S. I.: *Geomagn. i aeronom.* **10** (1970), 3.
- [18] Moffatt H. K.: *Magnetic field generation in electrically conducting fluids*. Cambridge Univ. Press, Cambridge—New York—Melbourne 1978.
- [19] Steenbeck M., Krause F., Rädler K.: *Naturforsch.* **21a** (1966), 369.
- [20] Taylor J. B.: *Proc. Roy. Soc. London A* **274** (1963), 274.
- [21] Martinec Z., Pěč K.: *Čs. čas. fyz. A* **33** (1983), 471.

Došlo 8. 2. 1983