
9 Magnetické a elektrické pole Země

Ve fyzice nejčastěji hovoříme o **elektromagnetickém poli**, neboť změny elektrického pole vyvolávají změny pole magnetického a naopak. Při studiu Země je zkoumání magnetického pole oddělováno, mj. proto, že vedle indukovaného magnetismu existuje tzv. remanentní magnetismus (viz dále), který je na současném elektrickém poli Země nezávislý.

9.1 Studium magnetického pole Země

Magnetometrie, zabývající se studiem magnetického pole Země, je nejstarší geofyzikální metodou. **Magnetická stříelka**, základ kompasu, byla známa již kolem r. 2600 př. n. l. v Číně. V Evropě byl primitivní magnetický kompas znám koncem 12. století našeho letopočtu. V r. 1492 zjistil KOLUMBUS při plavbě západním směrem existenci magnetické deklinace (úhel mezi zeměpisným a magnetickým poledníkem). Od r. 1640 používali Švédové kompas k vyhledávání ložisek železa, tvořených převážně magnetitem. O magnetometrii jako o geofyzikální metodě však můžeme hovořit teprve od počátku tohoto století, kdy byly A. SCHMIDTEM zkonstruovány magnetické polní váhy.

V současné době má magnetometrie k dispozici moderní, přesné a snadno ovladatelné aparatury, jimiž lze měřit na zemském povrchu, z letadel, družic, na lodích, ve vrtech i v podzemí. Podle rozložení magnetického pole lze mapovat geologická souvrství tvořená horninami se zvýšenou magnetizací a vyhledávat ložiska užitkových nerostů obsahující magnetické minerály.

Magnetometrie významně přispívá i ke studiu vnitřní stavby Země. Tak např. sama existence zemského magnetického pole svědčí o tom, že v jádru Země musí docházet k nepřetržitému uspořádanému pohybu hmot s vysokou vodivostí. Vzhledem k vysokým teplotám uvnitř Země nemůže být zemské těleso namagnetizováno, za zdroj zemského magnetického pole je považováno přirozené dynamo s vlastním buzením.

9.1.1 ZÁKLADNÍ POJMY MAGNETICKÉHO POLE

Prostor, ve kterém působí magnetické síly na magnet nebo cívku protékanou proudem, nazýváme **magnetickým polem**. K popisu magnetického pole v bodě P, jež budeme uvažovat vně zdroje pole, slouží následující veličiny:

U – magnetický potenciál (jednotkou je A),

H – intenzita magnetického pole (jednotkou je $A \cdot m^{-1}$),

B – magnetická indukce či prostě magnetické pole B (jednotkou je T).

Přitom platí

$$H = - \text{grad } U = - \frac{\delta U}{\delta s} \quad (9.1a)$$

(směr s je směrem největší změny potenciálu v těsném okolí uvažovaného bodu P), popř.

$$H_p = - \frac{\delta U}{\delta p} \quad (9.1b)$$

(kde H_p je složka intenzity v libovolně zvoleném směru p), a dále

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H}, \quad (9.2a)$$

kde $\mu = \mu_r \mu_o$ je **permeabilita prostředí** v okolí bodu P (bezrozměrná veličina, μ_r je poměrná permeabilita, μ_o je permeabilita vakua). Poměrná permeabilita vzduchu, vody i slabě magnetických hornin je prakticky rovna 1. Pro magnetické pole ve vzduchu lze tedy používat vztahu

$$\mathbf{B} = \mathbf{B}_o = \mu_o \mathbf{H}, \quad (9.2b)$$

přičemž $\mu_o = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ (H} \cdot \text{m}^{-1}\text{)}$.

Jakákoli látka vložená do magnetického pole se zmagnetizuje a sama se stane zdrojem magnetického pole. Stupeň zmagnetování látky popisuje veličina \mathbf{M} , nazývaná **magnetizací** (jednotkou je $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$). Jednou její složkou je **indukovaná magnetizace** \mathbf{M}_i ,

$$\mathbf{M}_i = \kappa_m \mathbf{H}, \quad (9.3)$$

kde κ_m je magnetická objemová susceptibilita (bezrozměrná veličina); u hornin závisí velikost κ_m zvláště na druhu a množství feromagnetických minerálů přítomných v hornině a na rozměru a tvaru jejich zrn. Druhou složkou celkové magnetizace \mathbf{M} bývá **remanentní magnetizace** (u hornin přirozená remanentní magnetizace \mathbf{M}_n), závislá na „magnetické historii“ látky. Je tedy

$$\mathbf{M} = \mathbf{M}_i + \mathbf{M}_n. \quad (9.4)$$

Ve specifických souvislostech se namísto \mathbf{M} může lépe uplatnit **magnetická polarizace** \mathbf{J} (jednotkou je T)

$$\mathbf{J} = \mu_o \mathbf{M}, \quad (9.5)$$

kteřá obecně rovněž sestává z indukované a remanentní složky.

Magnetismus tělesa je projevem pohybu elementárních částic jeho hmoty nesoucích elektrický náboj, tedy elementárních proudových smyček v tělese. **Magnetický moment** takové proudové smyčky, obepínající plošku dS a protékané proudem i , je

$$dm = i dS. \quad (9.6)$$

Vektorovým součtem elementárních momentů dm je dán magnetický moment \mathbf{M} tělesa (jednotkou je $\text{A} \cdot \text{m}^2$). Uvažujeme-li homogenně namagnetované těleso o objemu τ , je magnetizace momentem jeho objemové jednotky,

$$\mathbf{M} = \frac{m}{\tau}. \quad (9.7)$$

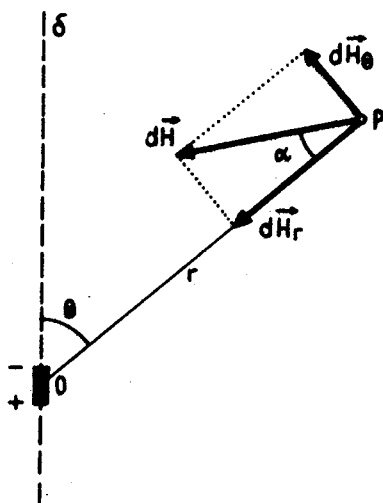
Zavedme formální představu o magnetickém dipólu jako dvou stejných magnetických množstvích opačných znamének ($+q$, $-q$), situovaných v infinitezimální vzdálenosti dl na magnetické ose, o magnetickém momentu

$$dm = q dl. \quad (9.8)$$

Lze ukázat, že **magnetické pole dipólu**, umístěného do středu elementární kruhové smyčky tak, že jeho moment je kolmý k ploše smyčky a má velikost $i dS$, je identické s polem smyčky. Takové pole je symetrické kolem magnetické osy dipólu. Umístí-li se do středu dipólu počátek souřadnic, lze vyjádřit magnetický potenciál dipólového pole v bodě P (r , Θ) podle obr. 9.1 vztahem

$$dU = -c' \frac{dm}{r^2} \cos \Theta, \quad (9.9)$$

kde $c' = \frac{1}{4\pi}$ a Θ je úhel mezi osou dipólu a průvodičem bodu P o délce r . Odtud lze



9.1 Složky intenzity magnetického pole elementárního dipólu; o – osa pole

s použitím obr. 9.1 stanovit složky intenzity magnetického pole dipólu v bodě P: složku dH_r , ve směru průvodiče (podle elementu δr)

$$dH_r = 2c' \frac{dm}{r^3} \cos \Theta, \quad (9.10a)$$

složku dH_Θ ve směru kolmém (podle elementu $r\delta\Theta$):

$$dH_\Theta = c' \frac{dm}{r^3} \sin \Theta, \quad (9.10b)$$

a jejich vektorovým sečtením velikost intenzity

$$dH = \sqrt{(dH_r)^2 + (dH_\Theta)^2} = c' \frac{dm}{r^3} \sqrt{3 \cos^2 \Theta + 1} \quad (9.11a)$$

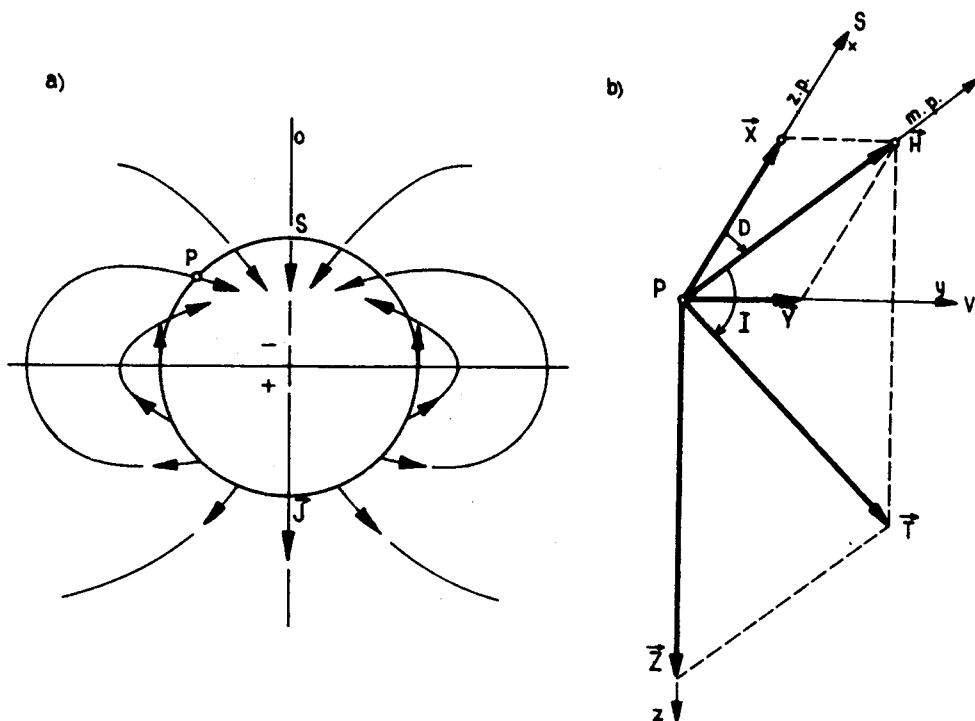
i její směr (úhel odklonu α od průvodiče)

$$\operatorname{tg} \alpha = \frac{dH_\Theta}{dH_r} = \frac{1}{2} \operatorname{tg} \Theta. \quad (9.11b)$$

Magnetický potenciál a intenzita magnetického pole tělesa konečných rozměrů ve zvoleném bodě P se určí sečtením (integrací) účinků „dipólů“ zahrnutých v jeho objemu.

9.1.2 GEOMAGNETICKÉ POLE

V této části se používá vžitých symbolů X, Y, Z, H, T pro složky a totální vektor geomagnetického pole. Vektor geomagnetického pole T v libovolném bodě P nad zemským povrchem má směr siločáry procházející tímto bodem a jeho velikost i směr jsou funkcí polohy bodu P (obr. 9.2a). Rozkládáme jej kolmým promítnutím na složky (obr. 9.2b). Průmětem vektoru T do vodorovné roviny (xy) je horizontální složka H , průmětem do osy z je vertikální složka Z . Vektor H udává směr magnetického poledníku v bodě P. Úhel mezi magnetickým a zeměpisným poledníkem je



9.2 Geomagnetické pole:

- a) průběh siločar a vektoru J aproximativního pole geocentrického dipólu, o – osa pole
 b) elementy zemského magnetického pole: z.p. – zeměpisný poledník, m.p. – magnetický poledník

magnetická deklinace D ; je kladná (záporná), probíhá-li magnetický poledník východně (západně) od zeměpisného. Úhel mezi vodorovnou rovinou (xy) a vektorem T je **magnetická inklinace I** ; je kladná (záporná), směřuje-li T pod (nad) vodorovnou rovinu. X, Y, Z, H, T, D, I jsou **elementy geomagnetického pole**. Orientační údaje o přibližných velikostech nejdůležitějších elementů poskytuje tab. 9.1.

Přibližná velikost elementů geomagnetického pole

Tabulka 9.1

Element	Přibližná velikost			Přibližný gradient v ČSSR	
	na pólech	na rovníku	v ČSSR	šířkový	výškový
Z	60 až 70 μT	0	43 μT	+6 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$	-20 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$
H	0	30 až 40 μT	20 μT	-3 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$	-9 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$
T	60 až 70 μT	30 až 40 μT	47 μT	+4 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$	-22 $\text{nT} \cdot \text{km}^{-1}$
D	neurčitá	+10° až -20°	0°		
I	$\pm 90^\circ$	0°	+65°		

Nejlépe představu o skutečném rozložení elementů geomagnetického pole na zemském povrchu poskytují **magnetické mapy** sestavené na podkladě přímých měření. Metodou postupného zhlazování se konstruují mapy izolinií, v nichž jsou odstraněny vlivy lokálních a regionálních poruch. Izolinie T, Z, H, X, Y se nazývají **izodynamní T, Z, H, X, Y** , izolinie

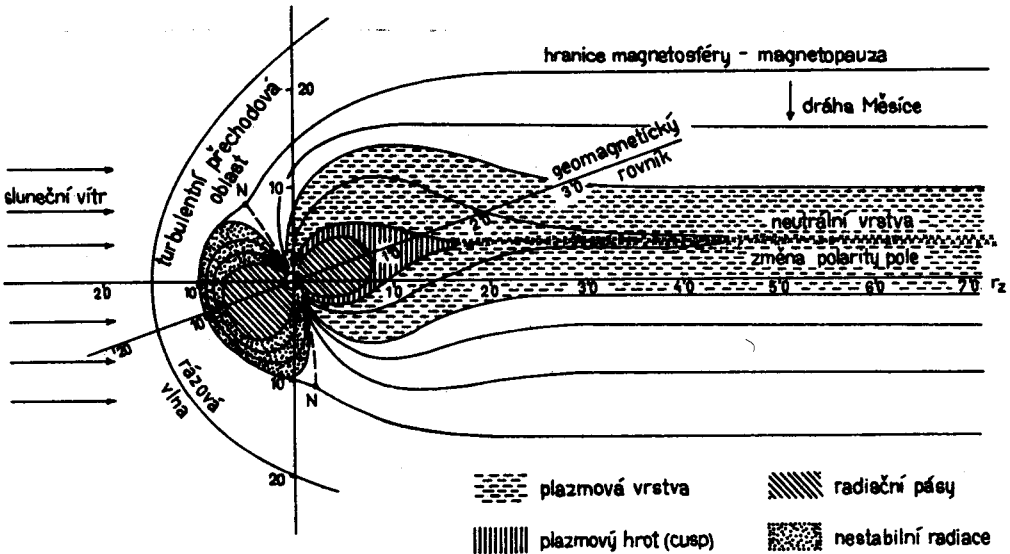
deklinací se nazývají **izogony**, izolinie inklinací se nazývají **izokliny**. Protože se elementy s časem poněkud mění, vztahují se vždy magnetické mapy k určité epoše (např. epocha 1980,0).

Analýza pozorovaného geomagnetického pole vede ke zjištění, že bezmála celé pole má své zdroje uvnitř Země a že jeho velmi podstatná část má **charakter pole magnetického dipólu** o magnetickém momentu $m = 8.10^{22} \text{ A} \cdot \text{m}^2$, umístěného v zemském středu (obr. 9.2a) a odkloněného o $11,5^\circ$ od osy rotace. **Osa dipólu** (tzv. **geomagnetická osa**) protíná zemský povrch v tzv. **geomagnetických pólech**. Jestliže toto pole geocentrického odkloněného dipólu odečteme od skutečného geomagnetického pole, obdržíme zbytkovou, nedipólovou část pole – tzv. **kontinentální anomálie**, kladné i záporné, o amplitudách 7 až $17 \mu\text{T}$ (kladné kontinentální anomálie – asijská, antarktická, americká, záporné – australská, africká, islandská).

Představa o dipólovém charakteru vnějšího magnetického pole Země platila až do padesátých let, tj. do zahájení výzkumu kosmického prostoru. Do té doby se předpokládalo, že všechny zdroje pole jsou uvnitř Země a prostředí v jejím okolí bylo považováno za vakuum. Průběh magnetického pole zjištěný na povrchu Země byl extrapolován do vnějšího prostoru pomocí teorie potenciálu (obr. 9.2a). Přímé měření magnetického pole Země pomocí družic poskytlo přesný obraz **magnetosféry**, tj. prostoru v blízkosti Země, v němž jsou podstatné jevy určovány magnetickým polem Země (R. LAUTERBACH, 1975). Měření z družic byl určen nejen tvar magnetosféry, ale byly také prozkoumány zákonitosti fyzikálních procesů uvnitř magnetosféry.

Na obr. 9.3 vidíme, že dipólový tvar magnetického pole Země je deformován působením Slunce, které vedle elektromagnetického záření o různé vlnové délce vysílá k Zemi i stálý tok plazmatu (nabitých částic – protonů a elektronů), označovaný jako **sluneční vítr**. Naše Země je tak vystavena neustálému působení slunečního větru, jehož energie je částečně přijímána, přetvářena a uchovávána v magnetosféře. Stav magnetosféry ovlivňuje cirkulační procesy v atmosféře (V. BUCHA, 1981). Magnetosféra také chrání zemský povrch před negativním působením slunečního větru na biosféru.

Na styku slunečního větru s magnetosférou (obr. 9.3) ve vzdálenosti 13 až $14 r_Z$ od povrchu Země vzniká **stojatá rázová vlna**, na níž se sluneční plazma stlačuje, zahřívá a zpomaluje. Tok nabitých částic má potom podzvukovou rychlost, je turbulentního charakteru, mění směr pohybu



9.3 Schematické zobrazení magnetosféry (S. FISCHER, 1976)

a obtéká magnetosféru. Tím vzniká **turbulentní přechodová oblast**, která zprostředkovává účinek slunečního větru na magnetosféru. Vnější hranici magnetosféry tvoří **magnetopauza** o mocnosti asi 100 km. Její poloha je určena rovnovážným tlakem slunečního větru a geomagnetického pole. Vycházíme-li ze střední rychlosti slunečního větru $500 \text{ km} \cdot \text{s}^{-1}$ a koncentrace částic $3,5 \text{ cm}^{-3}$, dostaneme pro vzdálenost magnetopauzy na denní straně 10 r_Z . Na vnější hranici magnetosféry se prudce mění intenzita magnetického pole z hodnot 0,08 až 0,16 $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$ na 0,004 až 0,008 $\text{A} \cdot \text{m}^{-1}$, tj. na intenzitu meziplanetárního pole.

Vlivem slunečního větru dochází k **deformaci průběhu magnetických siločar**. Na noční straně se tvoří protáhlý **ohon magnetosféry** o průměru kolem 40 r_Z a délce až 900 r_Z , rozdělený tenkou **neutrální vrstvou** na dvě části opačné polarity. Neutrální vrstva o mocnosti 0,1 r_Z je součástí **plazmové vrstvy** na noční straně. Na denní straně způsobuje sluneční vítr stlačení magnetosféry. V magnetopauze jsou umístěny **neutrální body N**, oddělující otevřené a uzavřené siločáry magnetického pole Země.

Magnetické pole Země se mění s časem, v závislosti na intenzitě slunečního větru. Při zesílení toku plazmatu dochází k přiblížení hranice magnetosféry na denní straně až na 5 r_Z . Mění se i tvar a rozměry ohonu. Při náhlém stlačení magnetosféry vzniká tzv. **diamagnetický elektrický proud**, obtékající Zemi ve vzdálenosti 3 až 5 r_Z .

Magnetické pole Země je schopno udržet velké množství nabitých částic, které jsou většinou soustředěny do oblastí uzavřených magnetických siločar, kde vytvářejí **radiační pásy Země**. Na pohybující se nabitě částice působí magnetické pole Lorentzovou silou, která je kolmá na rovinu, v níž leží vektory rychlosti a magnetické indukce. Částice se pak pohybují **cyklotronním pohybem** po „šroubovici“, tj. otáčí se kolem siločáry v rovině kolmé k vektoru intenzity magnetického pole. Vedle cyklotronního pohybu může částice vykonávat ještě **postupný pohyb**, takže výslednou trajektorii je spirála, v jejíž ose leží siločára.

Podle pohybu částic v magnetosféře rozlišujeme tzv. **aurorální radiaci (radiace polárních září)** a **uchvácenou radiaci**. Aurorální radiaci tvoří částice s cyklotronním a postupným pohybem. Malý drift způsobuje odchod částic do ohonu magnetosféry. Částice v uchvácené radiaci jsou trvale drženy magnetickým polem.

9.1.3 ČASOVÉ VARIACE GEOMAGNETICKÉHO POLE

Elementy geomagnetického pole se spojitě registrují speciálními přístroji na **magnetických observatořích** (v Čechách Budkov u Prachatic, na Slovensku Hurbanovo). Z pořízených záznamů je zřejmé, že elementy se s časem mění a že změny mají velmi rozmanitý charakter. Analýzou **varioqramů** lze zjistit, že kolísání elementů jsou jednak pravidelná (o různých periodách a amplitudách), jednak nepravidelná, neuspořádaná.

Z pravidelných variací krátkodobých je pro magnetický výzkum nejdůležitější **denní variace** o periodě délky slunečního dne. Její průběh závisí na zeměpisné šířce místa a částečně též na ročním období; ve složkách pole obnáší řádově desítky nT. Přes tuto pozvolnou variaci se překládají krátkoperiodické jevy o trvání od zlomků sekundy do desítek minut (o amplitudách od zlomků nT do desítek nT), pravidelného i nepravidelného průběhu. Přířnou nebo nepřímou příčinou je vesměs sluneční aktivita. Mimořádná sluneční činnost vyvolává intenzivní nepravidelné variace – **magnetické bouře**.

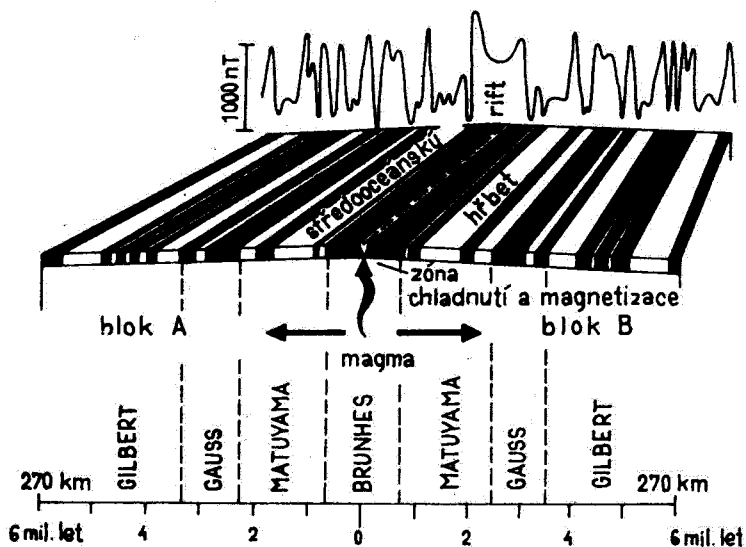
Porovnávají-li se střední roční hodnoty elementů pole, ukazuje se, že se mění systematicky. Teprve za dlouhou dobu se projeví skutečný, periodický charakter této dlouhodobé, tzv. **sekulární variace**. Její průběh je na různých místech Země různý a postihuje zejména nedipólovou část pole.

Složkou vektoru přirozené remanentní magnetizace M_n , horniny bývá mj. vektor primární remanentní magnetizace M_o , kterou hornina získala hned při svém vzniku. Pokud se výrazně neuplatňuje vliv některého typu magnetické anizotropie, získává M_o směr geomagnetického pole T_o , které působí v době vzniku horniny, a modul M_o je úměrný velikosti T_o . Může tedy M_o v příznivých případech informovat o směru a vzácně též o velikosti geomagnetického pole v době vzniku vybraných datovaných hornin. Podmínkou pro použití uvažované horniny k paleomagnetickému výzkumu je neproměnnost nebo alespoň reprodukovatelnost její primární polohy.

a)

								K-Ar stáří (mil. let)
								polarita
Gilbertova inverzní		Gaussova normální		Matuyamaova inverzní		Brunhesova normální		epocha polarit
Laschamp		Jaramillo		Gilsá		Olduvai		krátkodobý zvrát polarit
Kaena Mammoth		Olduvai		Olduvai		Olduvai		
Cochiti		Nunivak						

b)



9.4 Inverze geomagnetického pole:

a) Časová stupnice inverzní (podle A. COXE in J. VERHOOGEN et al., 1970). Existence geomagnetického pole, jeho sekulárních změn a inverzí umožňuje usuzovat o procesech, které probíhají v zemském nitru.

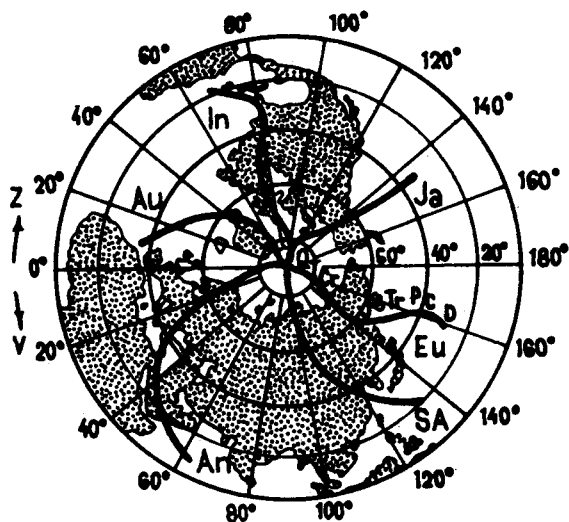
b) Zjištění inverzí a odpovídajícího sledu kladných a záporných magnetických zón ve světových oceánech se stalo základem pro teorii o rozšiřování oceánického dna a o blokové stavbě zemské kůry (podle W. C. PITMANA in J. VERHOOGEN et al., 1970)

Jestliže **paleomagneticky** vyšetřujeme soubor vzorků např. z jediné sedimentární vrstvy či jediného lávového proudy, které se formovaly v relativně krátkém údobí, pak nalezený střední směr M_0 zřejmě odpovídá „okamžitému“ směru paleopole, plně ovlivněnému sekulární variací. Detailní výzkumy tohoto typu jsou proto cenným podkladem pro studium **charakteru sekulární variace** v geologické minulosti. Tak se mj. zjistilo, že v minulosti docházelo též k poměrně rychlým **inverzím polarit** geomagnetického pole (obr. 9.4).

Jestliže však na lokalitě odebereme kolekci vzorků např. z mocného sedimentárního souvrství nebo z početné série lávových proudů, můžeme se oprávněně domnívat, že ve středním směru M_0 je vystředěna sekulární variace. Takový střední směr nazýváme paleomagnetickým a považujeme jej za směr pole geocentrického sousého dipólu (D_0, I_0). Deklinace D_0 určuje směr paleopoledníku, na kterém leží **paleomagnetický pól** příslušející epoše vzniku zkoumaných hornin. Inklinace I_0 určuje polohu pólu na paleopoledníku prostřednictvím doplňkové paleošířky

lokality podle $\cotg \Theta_0 = \frac{1}{2} \operatorname{tg} I_0$. Ukázalo se, že s rostoucím stářím epoch se paleopól stále

více vzdaluje od současného zeměpisného pólu a že charakter této zdánlivé migrace pólu či dipólové osy je různý pro různé kontinenty (obr. 9.5).



9.5 Křivky zdánlivého putování severního pólu pro různé kontinenty (schematizováno podle různých autorů): Eu – Evropa (označení viz tab. 11.1; T – třetihory, Tr – trias), SA – Severní Amerika (od siluru), An – Antarktida (od kambria), Au – Austrálie (od karbonu), In – Indie (od křídly), Ja – Japonsko (od křídly). Např. Evropa byla v permokarbonu od pólu v úhlové vzdálenosti zhruba 90°, tj. nacházela se v oblasti magnetického rovníku. Tyto výsledky oživily teorii kontinentálního driftu a staly se východiskem moderních koncepcí o stavbě zemské kůry a procesech jejího vývoje

9.1.5

PŮVOD GEOMAGNETICKÉHO POLE

Existence a konfigurace geomagnetického pole, jeho sekulární změny a inverze umožňují usuzovat o procesech, které probíhají hluboko v zemském nitru. Je pravděpodobné, že geomagnetické pole vzniká **magnetohydrodynamickým mechanismem** na základě toho, že Země rotuje (rotací vzniká slabé pole, gyromagnetický efekt) a v jejím vnějším jádru dochází

v důsledku vertikálního teplotního gradientu ke konvekčním pohybům „tekutých“ vodivých hmot (indukcí pak vzniknou elektrické proudy a jim odpovídající magnetická pole, jimiž se původní slabé pole zesiluje). Pohyby ovšem probíhají různě, ale rotace do nich vnášejí jisté uspořádání, takže pole má vcelku sousoý charakter. Podobně vznik kontinentálních anomálií lze spojovat s konvekčním prouděním vodivých hmot ve spodním plášti.

9.1.6 MAGNETICKÉ ANOMÁLIE

Vektor T geomagnetického pole v bodě P na zemském povrchu lze schematicky vyjádřit jako vektorový součet

$$T = T_d + T_k + T_{or} + T_{ab} \quad (9.12)$$

kde T_d značí podíl pole odkloněného dipólu, T_k podíl kontinentální anomálie, T_{or} podíl anomálie regionální a T_{ab} anomálie lokální (zdroje v různých hloubkových úrovních zemské kůry). Při konstrukci světových magnetických map se T_{or} a T_{ab} odstraňují vyhlazováním izolinií. Avšak pro regionální a ložiskovou geologii právě ony mají hlavní indikační význam, kdežto součet $T_d + T_k$ představuje nezajímavé **normální regionální pole T_{nr}** .

Regionální anomálie. Jde o pojem relativního významu. Často se jimi rozumějí magnetická pole vyvolaná spíše hlouběji uloženými a objemově značně rozsáhlými geologickými tělesy o magnetizaci výrazně odlišné od okolního geologického prostředí. Informace o geologickém zdroji anomálie T_{or} (o hloubce horního a dolního okraje, tvaru, rozměrech, petrografické povaze ap.) se odrážejí v konfiguraci anomálie a tu je proto třeba z měřených hodnot celkového pole T vyčlenit: $T_{or} = T - T_{nr} - T_{ab}$. Přitom T_{nr} lze určit např. ze vzorce pro mezinárodní geomagnetické referenční pole jako funkci zeměpisných souřadnic φ, λ bodů měření. Možných lokálních vlivů T_{ab} se zbavujeme buď vhodným rozložením sítě měřických bodů nebo měřením ve výšce (z letadla), popř. speciálními postupy. Mapování regionálních anomálií je dnes převážně úkolem letecké magnetometrie.

Lokální anomálie. Zpravidla se jimi rozumí magnetická pole vyvolaná relativně mělce uloženými a objemově omezenými geologickými tělesy o magnetizaci výrazně odlišné od okolního prostředí. V porovnání s regionálními anomáliemi zaujímají menší plochy, jsou ostřejší (mají vyšší horizontální gradient) a s výškou rychleji zanikají (vyšší vertikální gradient).

K vyčlenění lokální anomálie z celkového měřeného pole T podle vztahu: $T_{ab} = T - T_{nr} - T_{or}$ se obvykle definuje **normální lokální pole T_{nb}** , které zahrnuje i regionální anomálii $T_{ab} = T - T_{nr}$. T_{nr} lze stanovit statisticky ze souboru zjištěných T : je jí hodnota, která se nejčastěji vyskytuje v okolním poli, obklopujícím zájmové lokální anomálie.

Současné přístroje pro magnetický průzkum umožňují většinou měřit absolutní nebo relativní hodnotu modulu geomagnetického pole T či jeho složky Z , popř. H . Jako rozdíl naměřených a normálních hodnot definujeme proto nejen **anomálie totální $T_a = T - T_{nr}$** , ale i **vertikální $Z_a = Z - Z_{nr}$** , **horizontální $H_a = H - H_{nr}$** , a $\Delta T = T - T_{nr}$ (rozdíl modulů), přičemž podle povahy normálního pole se jedná buď o anomálie regionální nebo lokální.

Podobně jako v gravimetrii (část 8.5) můžeme i v magnetometrii konstruovat různé typy **odvozených map**. Vzhledem k tomu, že v aeromagnetometrii, základní technologii sběru geomagnetických dat, jsou hodnoty geomagnetického pole získávány v číslicové formě na magnetický záznam, jsou do prvotního zpracování zahrnuty nejen mapy T_{or} , ale také mapy přepočtené na různé výškové úrovně, mapy vertikálních či horizontálních gradientů, mapy Linslerových indikací a další. Mapy vertikálních a horizontálních gradientů magnetického pole jsou v poslední době získávány přímo měřením gradiometry.

9.1.7 GEOMAGNETICKÁ MĚŘENÍ

Vědeckotechnický rozvoj v posledních desetiletích se odrazil i ve vývoji moderních magnetometrů, vyznačujících se vysokou citlivostí a jednoduchou obsluhou. Přitom se radikálně změnil fyzikální princip, na němž se zakládá jejich konstrukce.

Ještě v šedesátých letech se používalo převážně magnetických torzních Z- a H-vah k měření relativních hodnot složek Z a H geomagnetického pole. Hlavní součástí je magnet tvaru válečku, upevněný na torzním vlákně vodorovně (u Z-vah) nebo svisle (u H-vah). Přejde-li se s přístrojem z normálního do anomálního pole, magnet se v důsledku změny ve složce Z či H vychýlí z normální polohy. Úhel vychýlení je mírou hledané změny. Dalším typem staršího geomagnetického přístroje jsou magnetometry s ferosondou.

Od 70. let je nejběžněji používaným leteckým i pozemním typem magnetometru k měření modulu pole T protonový (jaderný) magnetometr. Hlavní součástí je sonda, která sestává z nádoby naplněné kapalinou bohatou na protony (uhlovodíky) a ovinutá cívkou, jejíž osa se orientuje zhruba kolmo k měřenému poli T . Při průtoku dostatečně silného proudu cívkou se spinové magnetické momenty protonů uspořádají paralelně s osou cívky. Po vypnutí proudu se vracejí do směru T a to precesním pohybem s frekvencí $f = 4\,257,6 \cdot 10^4 T$ (Hz). Tímto pohybem se v cívce budí slabé střídavé napětí, jehož frekvenci lze po zesílení určit. Hodnota T , odpovídající této frekvenci, se přečte na číslicovém displeji. Obsluha magnetometru (obr. 9.6) je prostá. Sonda na tyči se umístí do měřeného bodu, na panelu přístroje se stiskne knoflík a po 2 až 3 sekundách se objeví digitální údaj T s přesností 0,1 až 1 nT. Nové typy jsou vybaveny pevnou pamětí, takže odpadá potřeba vést zápisník. Přístroj nemá chod.

Pro přesná měření gradientů magnetického pole jsou vyráběny atomové magnetometry (rubidiový, césiový) a magnetometry SQUID (superconducting quantum interference device). První typ má citlivost 0,01 nT, druhý 0,0001 nT.

Většina geomagnetických měření je v současné době realizována z letadel.

Zpracování aeromagnetických měření je plně automatizováno až po konstrukci map izolinií. Opravy z variací magnetického pole a normální pole (bývá stanoveno k určité epoše, je závislé na zeměpisné šířce a délce) jsou zaváděny automaticky. Variace magnetického pole jsou registrovány na variační stanici přístrojem, který je plně synchronizován s přístrojem umístěným na letadle. V poslední době dochází k plné automatizaci zpracování i u pozemních geomagnetických měření. Oprava z variací je zaváděna podobně jako při leteckém měření, normální pole je stanoveno s ohledem na velikost proměřované plochy. Přesnost pozemních magnetických měření je stanovena podobně jako v gravimetrii (kap. 8.6) z opakovaných měření.

9.1.8 INTERPRETACE GEOMAGNETICKÝCH ANOMÁLIÍ

Způsob interpretace geomagnetických anomálií závisí na řešeném problému, zejména na měřítku interpretovaných podkladů. Pro geomagnetické mapy, zvláště v terénech bez sedimentárního pokryvu, je typická velká členitost pole, což je v souladu s proměnlivostí magnetických vlastností hornin.

Magnetismus hornin je složitý fyzikální jev, závisící na stavbě vnitřních a vnějších elektronových obalů atomů prvků a na krystalochemických vlastnostech minerálů tvořících horninu. Magnetické vlastnosti hornin v mnoha případech závisí na fyzikálně-chemických podmínkách při vzniku horniny a na procesech přeměny, jimž byla hornina podrobena. Proto má studium magnetických vlastností hornin význam nejen pro geofyzikální výzkumy, ale i pro bezprostřední řešení tektonických, strukturně-geologických, stratigrafických, petrogenetických a dalších problémů.



9.6 Měření protonovým magnetometrem

Anomální magnetické pole nad magnetizovaným geologickým objektem je závislé na jeho hloubce, velikosti, tvaru a na vektoru celkové magnetizace \mathbf{M} . Ta je vektorovým součtem indukované magnetizace \mathbf{M}_i a přirozené remanentní magnetizace \mathbf{M}_r . Koeficient Q ,

$$Q = \frac{M_r}{M_i}, \quad (9.13)$$

udává, kolikrát větším podílem přispívá k celkové magnetizaci vektor \mathbf{M}_r .

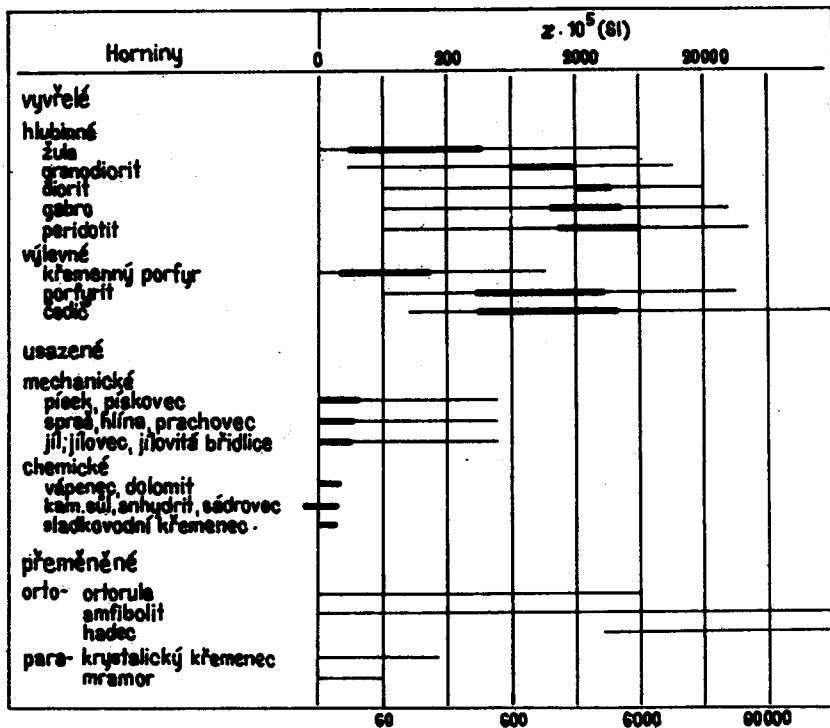
Indukovaná magnetizace \mathbf{M}_i je u slabě magnetických hornin přímo úměrná objemové magnetické susceptibilitě κ . U středně a silně magnetických hornin ($\kappa > 10^{-4}$ (SI)) je nutno brát v úvahu závislost na tvaru tělesa a na anizotropii magnetické susceptibility.

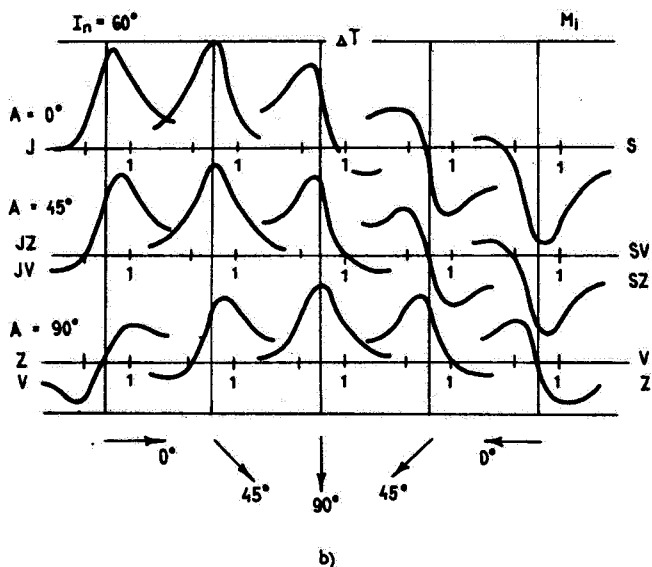
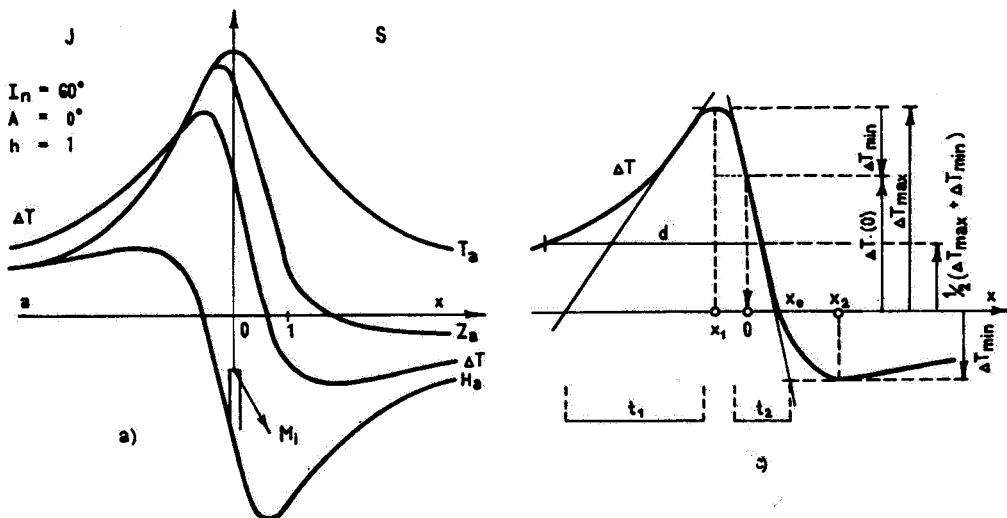
Přirozená remanentní magnetizace hornin \mathbf{M}_r je složitý magnetický parametr, neboť dochází ke vzniku různých druhů remanentní magnetizace, které mohou být zastoupeny současně v téže hornině. Přirozená remanentní magnetizace je tedy vektorovým součtem několika složkových vektorů remanentní magnetizace, odlišných svým vznikem a stabilitou. Rozlišuje se remanentní magnetizace izotermální, viskozní, termoremanentní, chemická, detritická a dynamická.

Při speciálních laboratorních výzkumech magnetických vlastností hornin bývá určován **Curieův bod**, tj. teplota, při níž zahříváná hornina ztrácí své feromagnetické vlastnosti. Cennou informací o charakteru přirozené remanentní magnetizace poskytuje koercitivní síla, nezbytná k úplnému odstranění remanentní magnetizace.

Údaje o magnetických vlastnostech hornin můžeme získat jak v terénu, tak v laboratoři. Celkovou magnetizaci rušivých těles můžeme přibližně určit rozborem magnetických anomálií.

Magnetické vlastnosti hornin jsou určeny magnetickými vlastnostmi minerálů, z nichž se skládají. Jako **diamagnetické** označujeme ty minerály, jejichž magnetická susceptibilita je





9.7 Magnetické anomálie nad tenkou deskou:

a) Průběh anomálií Z_a , H_s , ΔT , T_a na charakteristickém profilu nad tenkou svislou deskou směru V-Z o velkém hloubkovém dosahu, namagnetovanou indukovaně (např. nadrudní nebo vulkanitovou žílou)

b) Magnetické pole ΔT nad šikmými tenkými deskami o velkém hloubkovém dosahu namagnetovanými indukovaně v poli o inklinaci $I_n = 60^\circ$ (podle M. S. REFORDA, 1966). Šipky udávají polohu a sklon desky

c) Označení interpretačních parametrů

záporná a dosahuje hodnot 10^{-6} až 10^{-5} (SI) (např. grafit). **Paramagnetické minerály** mají kladnou susceptibilitu o hodnotách 10^{-5} až 10^{-3} (SI) (např. muskovit). Při měnící se intenzitě magnetického pole zůstává velikost magnetické susceptibility diamagnetických a paramagnetických minerálů konstantní. **Feromagnetické minerály** mají kladnou susceptibilitu dosahující velmi vysokých hodnot, měnících se v závislosti na intenzitě působícího magnetického pole a na teplotě (např. magnetit, hematit).

Horniny se nejčastěji chovají jako fero-paramagnetické, jejich vlastnosti jsou určeny především podílem nejsilnější magnetických minerálů. Objemové magnetické susceptibility vybraných horninových typů jsou v tab. 9.2. Analogickou závislost bychom zjistili i pro přirozenou remanentní magnetizaci \mathbf{M}_r , což svědčí o vzájemném vztahu κ a \mathbf{M}_r .

Při interpretaci mapy magnetických anomálií je užitečné mít představu o **konfiguraci anomálií** vyvolávaných geologickými nehomogenitami různých tvarů. Přestože ve skutečnosti jde o tvary složité, bývá možné je připodobnit k tvarům geometricky jednoduchých modelů (deska, hranol, válec, koule, stupeň ap.) anebo k útvarům složeným z jednoduchých modelů. Průběh anomálií nad modely o zvolených parametrech (tvaru, prostorové poloze ap.) se řeší v rámci tzv. **přímé úlohy magnetometrie**, a to v jednodušších případech analyticky nebo graficky, ve složitějších matematickým analogovým modelováním nebo na samočinných počítačích.

Na obr. 9.7a je uveden příklad průběhu křivek Z_a , H_a , T_a a ΔT na charakteristickém s.-j. profilu ($A = 0$) přes tenkou svislou desku s velkým hloubkovým dosahem, směřující V-Z, namagnetovanou indukovaně v zemském poli o zvoleném I_n . Určující analytické výrazy mají v tomto případě tvar

$$\begin{aligned} Z_a &= \frac{\mu_0}{4\pi} \cdot \frac{2b2M}{x^2 + h^2} (h \sin I_n - x \cos I_n) \\ H_a &= - \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2b2M}{x^2 + h^2} (h \cos I_n + x \sin I_n) \\ T_a &= \sqrt{Z_a^2 + H_a^2} = \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2b2M}{(x^2 + h^2)^{1/2}} \\ \Delta T &= - \frac{\mu_0}{4\pi} \frac{2b2M}{x^2 + h^2} (h \cos 2I_n + x \sin 2I_n), \end{aligned} \quad (9.14)$$

kde $2b$ je mocnost desky, h hloubka horního okraje, $M = \kappa_m T$ je magnetizace, κ proměnná vzdálenost výpočetního bodu od bodu 0. Obr. 9.7b znázorňuje proměnlivost průběhu anomálie ΔT nad tenkými deskami o různém směru a sklonu.

Magnetické anomálie, zobrazené v mapách anomálního pole, jsou indikacemi přítomnosti geologických těles o jiných magnetických vlastnostech, než jaké má okolní „normální“ prostředí. Jádrem jejich interpretace je řešení **obrácené úlohy magnetometrie**: podle známé konfigurace anomálií na dané ploše nalézt tvar, polohu a rozměry odpovídajících rušivých těles. Interpretaci se však kromě toho rozumí též určení horninových typů a struktur, které jsou příčinami anomálií. Při interpretaci je tedy zapotřebí znát nejen výsledky čistě geomagnetických měření, ale i geologii oblasti a magnetické vlastnosti hornin, které se v ní vyskytují.

Řešení obrácené úlohy magnetometrie je v obecném případě mnohoznačné, podobně jako v gravimetrii. Např. z části 9.1.1 plyne, že lze najít množství koulí o proměnném poloměru R a magnetizaci \mathbf{M} , jež vyvolají stejnou anomálii.

Podrobné údaje o určujících parametrech rušivého geologického tělesa lze získat **kvantitativní interpretací**, při které se používá někdy značně složitých postupů a výpočtů. Běžně se řeší nejprve otázka tvaru tělesa, pak ostatní parametry. Zkušený interpretátor může v mnohých případech vhodný tvar odhadnout podle konfigurace anomálie v mapě izanomál, nebo jej lze určit cestou srovnání zjištěné anomálie s magnetickými poli modelových těles zobrazenými v atlasech teoretických křivek ap. Byla vypracována celá řada metod kvantitativního vyhodnocení magnetických anomálií.

Přehled dílčích řešení obrácené úlohy magnetometrie pro případ tenké svislé desky z obr. 9.7a (vysvětlení symbolů v obr. 9.7c)

Anomální křivka	Z_a	H_a	ΔT	T_a
Určení počátku 0 (polohy okraje desky)	$Z_a(0) = Z_{a \max} + Z_{a \min}$	$H_a(0) = H_{a \max} + H_{a \min}$	$\Delta T(0) = \Delta T_{\max} + \Delta T_{\min}$	$T_a(0) = T_{a \max}$
ze souřadnice x_0 nulové anom. hodnoty	$h = x_0 \cotg I_n$	$h = -x_0 \operatorname{tg} I_n$	$h = -x_0 \operatorname{tg} 2I_n$	
ze vzdálenosti $(x_2 - x_1)$ mezi minimem a maximem	$h = (x_2 - x_1) \frac{\cos I_n}{2}$	$h = (x_2 - x_1) \frac{\sin I_n}{2}$	$h = (x_2 - x_1) \frac{\sin 2I_n}{2}$	
z šířky d anomálie uprostřed mezi max a min	$h = d \frac{\sin I_n}{2}$	$h = d \frac{\cos I_n}{2}$	$h = d \frac{ \cos 2I_n }{2}$	$h = d \frac{1}{2\sqrt{3}}$
Určení součinu $2b \cdot M$ (odtud $2b$ při známém M)	$2bM = \frac{h Z_a(0)}{2c \sin I_n}$	$2bM = \frac{-h H_a(0)}{2c \cos I_n}$	$2bM = \frac{-h \Delta T(0)}{2c \cos 2I_n}$	$2bM = \frac{h T_{a \max}}{2c}$

Odhad hloubky h ze vzdálenosti t průsečíků, ve kterých tečna, vedená ve vnitřním inflexním bodě křivky, protíná tečny v přilehlých extrémech:

$$h \approx \frac{1}{2} t \left[\text{bere se průměr z obou větví křivky, } t = \frac{1}{2} (t_1 + t_2) \right]$$

Metoda charakteristických bodů je založena na řešení analytických vztahů, odvozených při řešení přímé úlohy pro modelová tělesa. K výpočtu hledaných parametrů, především hloubky horního okraje nebo těžiště tělesa, se využívá vzájemné vzdálenosti nebo souřadnic některých zvláštních bodů anomální křivky, které se odečtou z naměřené křivky a dosadí do vzorců získaných řešením. Příkladem je případ tenké desky na obr. 9.7a, popsany rovnicemi (9.14), jehož řešení je dáno vzorcem v tab. 9.3 s vysvětlením symbolů na obr. 9.7c.

Metoda tečen, využívající tečen vedených k anomální křivce v různých vhodně volených bodech, byla rozpracována do řady modifikací. Nejjednodušší z nich vyplývá z tab. 9.3 a obr. 9.7c.

O **srovnávací metodě modelových křivek**, přehledně seřazených v atlasech, byla už výše zmínka: řešením jsou parametry toho modelu, jehož teoretická křivka se nejlépe přimyká ke křivce naměřené.

Strojné početní metody. Samočinné počítače se uplatňují nejen při automatickém zpracování naměřených dat, konstrukci map magnetického pole a jeho transformacích, ale i při některých postupech řešení obrácené úlohy. Naznačíme si jeden z nich.

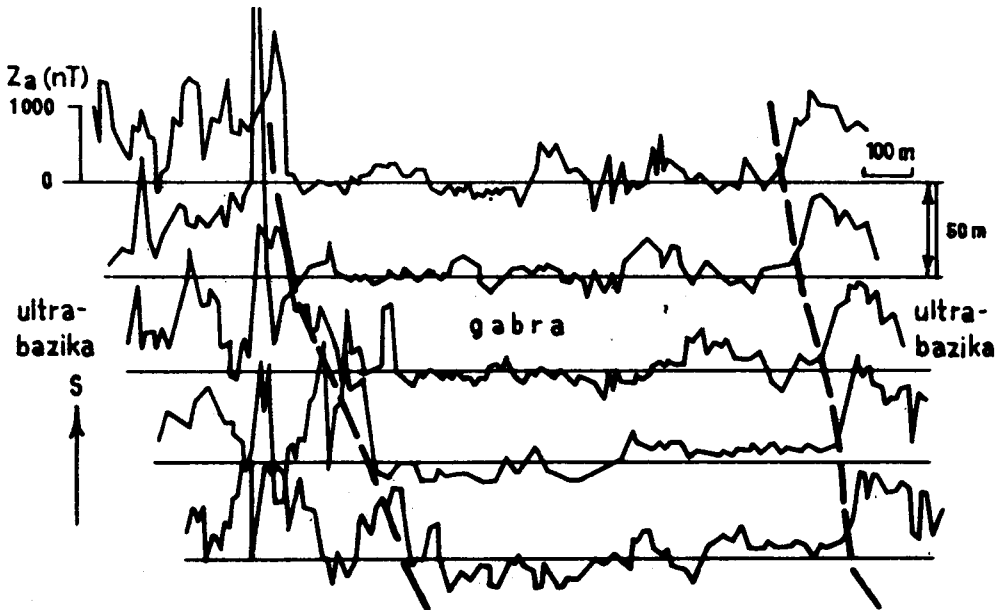
Metoda nejlepší shody pozorované anomálie s magnetickým polem vypočteného modelu umožňuje vysledovat parametry rušivého objektu do značných podrobností. Počátečním krokem je odhad tvaru a parametrů tělesa některými přibližnými manuálními metodami a s využitím poznatků o geologických poměrech a magnetických vlastnostech. Pak se vypočte účinek odhadnutého modelu, porovná se s naměřenou anomálií a na základě zhodnocení odchylek se určí první série oprav modelových parametrů. Postup se opakuje, vždy s opravenými parametry, dokud se nedosáhne zvoleného stupně shody účinků.

Magnetometrie má zásadní význam při **globálním studiu Země**. Již sama existence hlavní dipólové složky zemského magnetického pole svědčí o uspořádaném pohybu vodivých hmot uvnitř zemského jádra. Podobně kontinentální magnetické anomálie jsou dokladem pohybů hmot ve spodním pláští.

Paleomagnetický výzkum přinesl poznatky, které hluboce ovlivnily globální geologii: lze uvést např. oživení teorie kontinentálního driftu a pokusy o jeho rekonstrukci, teorie o rozšiřování oceánického dna a pohyblivých litosférických deskách, teorie o procesech probíhajících v zemském nitru, studie o změnách zemského poloměru v geologické minulosti, studie o možné souvislosti inverzí geomagnetického pole a náhlých změn ve vývoji organismů, studie o příčinách zalednění, změn klimatu a počasí. Paleomagnetickými metodami je možno nalézt odpověď i na řadu otázek regionálního a lokálního dosahu, např. vyšetřovat paleotektonické pohyby regionálního měřítka, rekonstruovat nezfetelné vrstevní plochy, ověřovat pravost výchozů, rozlišovat lávové příkrovy od ložních žil, odhadovat hloubku vzniku vyvěřelin, stanovit opěrné stratigrafické horizonty a časově korelovat geologické formace (sedimentární souvrství, lávové proudy ap.), určovat neznámé stáří hornin a rud aj.

Aeromagnetometrie je jednou ze základních metod nejen regionálního geofyzikálního výzkumu, ale též prvé etapy vyhledávání ložisek celé řady nerostných surovin.

Pozemní magnetometrie lze zpřesnit lokalizací aeromagnetických anomálií a detailně vyšetřit jejich průběh a tím získat podklady pro spolehlivější interpretaci. Zejména významné je její použití při podrobném průzkumu areálů nadějných na výskyt ložisek železných rud, ale i polymetalických rud geneticky spjatých s pyrrhotinem či magnetitem, rud a surovin vázaných na horniny o kontrastní magnetizaci vůči okolí (např. Ni-Cu rud, Cr rud, Mn rud, W a Mo rud) někdy též bauxitu, diamantonosných sopouchů, zlatonosných křemenných žil, rozsypových ložisek aj. Vzhledem k obvykle dostatečně zřetelným rozdílům v magnetických vlastnostech různých typů



9.8 Profilové křivky Z_a z oblasti Ranského masívu, umožňující stanovit průběh kontaktu mezi gabry a ultrabazickými horninami (podle F. MARKA in J. GRUNTORÁD et al., 1985)

hornin přináší pozemní magnetometrie zpravidla velmi cenné informace při podrobném **geologickém mapování** v nejrozdílnějších terénech a je proto běžně zařazována do komplexu mapovacích metod (obr. 9.8). Za zmínku též stojí možnost pozemní magnetometrie při řešení **negeologické problematiky**: v současné době je základní geofyzikální metodou v archeologickém průzkumu, používá se jí k vyhledávání nevybuchlých leteckých bomb z 2. světové války, k obnově ztracené lokalizace různých technických zařízení (např. potrubí) ap.

Geomagnetické pole také hraje významnou úlohu v **biogeofyzice**, novém vědním oboru rozvíjejícím se v posledních letech. Prostřednictvím magnetosféry je do biosféry přenášena sluneční aktivita, projevující se mj. ve změnách počasí a působením na nervovou soustavu lidského organismu.

9.2 Studium elektrického pole Země

Globální přirozené **elektrické pole Země** má složitý a v čase proměnlivý charakter. Má část elektrostatickou a elektrodynamickou. Rozložení pole je podmíněno elektrickými vlastnostmi pevného zemského tělesa i jeho atmosférického obalu. **Elektrostatické pole** je stále měněno doplňováním novými náboji přinášenými z kosmického prostoru nebo vznikajícími ionizační atmosféry. **Elektrodynamické pole** je úzce spojeno s procesy v magnetosféře. Globální charakter mají i uměle vytvářená elektromagnetická pole radiovysílačů. V blízkosti zemského povrchu se hojně vyskytují lokální elektrická pole elektrochemického původu. Lokální charakter mají pole umělá, spojená s elektrifikovanou dopravou a s průmyslovou činností.

9.2.1 ZÁKLADNÍ POJMY ELEKTRICKÉHO POLE

Teoretické základy elektrického pole jsou velmi složité. Obecně jsou definovány Maxwellovými rovnicemi, z nichž můžeme odvodit základní vztahy definující pole elektrostatické, pole stejnosměrné stacionární a pole elektromagnetické.

Definice elektrostatického pole vychází z **Coulombova zákona**:

$$\mathbf{F}_{12} = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{q_1 q_2}{r_{12}^2} \mathbf{r}_{12}^0, \quad (9.15)$$

kde \mathbf{F}_{12} je síla, kterou náboj q_1 působí na náboj q_2 , umístěný ve vzdálenosti r_{12} ; \mathbf{r}_{12}^0 je jednotkový vektor ve směru r_{12} . Konstanta $\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r$ je **permitivita prostředí**, která charakterizuje vliv prostředí na výslednou sílu. $\epsilon_0 = 8,85 \cdot 10^{-12} \text{ A}^2 \cdot \text{kg}^{-1} \cdot \text{m}^{-3} \cdot \text{s}^{-4}$ je permitivita vakua (v tabulkách je udávána s rozměrem $\text{F} \cdot \text{m}^{-1}$), ϵ_r je relativní permitivita, která je bezrozměrná a platí pro ni: $\epsilon_r \geq 1$.

Elektrostatické pole bodového zdroje (podobně jako gravitační) může být popsáno **intenzitou pole \mathbf{K}_e** pro niž platí:

$$\mathbf{K}_e = \frac{1}{4\pi\epsilon} \frac{q}{r^2} \mathbf{r}_0. \quad (9.16)$$

Elektrostatické pole lze definovat i **potenciálem U_e** , pro který je:

$$\mathbf{K}_e = - \text{grad } U_e. \quad (9.17)$$

Množina bodů $U_e = \text{konst.}$ tvoří **ekvipotenciální plochu**, vektor \mathbf{K}_e je k ní kolmý a má směr maximálního poklesu potenciálu. Rozdíl potenciálů $\Delta U_{12} = U_{e1} - U_{e2}$ mezi dvěma body pole nazýváme **napětí**. Jednotkou elektrického náboje je coulomb (C), jednotkou napětí je volt (V).

Měrný elektrický odpor hornin [Ωm] (upraveno podle E. I. PARCHOMENKO, 1965)

Horniny		vlhké	suché
vyvěřelé			
hlubinné:	žula	$3,0 \cdot 10^5$	—
	granodiorit	$2,0 \cdot 10^4$	$2,0 \cdot 10^5$
	diorit	$2,8 \cdot 10^4$	—
	gabro	$10^2 - 10^5$	—
	peridotit	$3,0 \cdot 10^3$	$6,5 \cdot 10^3$
výlevné:	křemenný porfyr	$9,2 \cdot 10^5$	—
	porfyrít	10	$3,3 \cdot 10^3$
	čedič	$1,6 \cdot 10^3$	—
usazené			
mechanické:	písek	$10 - 10^3$	10^5
	pískovec	$1,4 \cdot 10^5$	$6,4 \cdot 10^8$
	spraš, hlína	$10^{-1} - 10$	—
	jíl, jílovec	$10 - 10^2$	—
chemické:	jílovitá břidlice	$6,4 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^5$
	vápenec, dolomit	$3,0 \cdot 10^5$	$1,8 \cdot 10^7$
	kamenná sůl	—	$10^{14} - 10^{15}$
anhydrit		$10^7 - 10^{10}$	—
	přeměněné		
orto:	ortorula	$6,8 \cdot 10^4$	$3,2 \cdot 10^6$
	amfibolit	10^3	—
	hadec	$10^2 - 10^3$	—
para:	krytalický křemenec	$10 - 10^5$	—
	mramor	$1,4 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^8$

Náboje v elektrostatickém poli se mohou buďto přitahovat (mají opačné znaménko) nebo odpuzovat (mají stejné znaménko). Tomu odpovídá i průběh siločar pole, tečna k siločáře udává směr \mathbf{K}_e . Z kladného náboje siločáry vycházejí, do záporného vstupují.

Elektrostatické pole existuje tam, kde prostředí klade pohybu nábojů vysoký odpor. Takovým prostředím je vrstva atmosféry při zemském povrchu, jejíž měrný odpor (viz dále) je velmi vysoký. Např. A. P. KRAJEV (1965) udává hodnotu $5 \cdot 10^{13} \Omega\text{m}$.

Za relativně dobrý vodič můžeme považovat litosféru a hydrosféru. Odpory hornin vyskytujících se při zemském povrchu jsou patrný z tab. 9.4. Vidíme, že jsou až o 10 řádů nižší nežli odpor přízemní atmosféry. Odpor hydrosféry závisí na mineralizaci vody, např. odpor vody v oceánech dosahuje desítek Ω . m. V zemském tělese proto dochází k elektrickému proudění, které může být popsáno buď jako pole stejnosměrné stacionární (při frekvenci 0 až prvé desítky Hz), nebo jako pole elektromagnetické (při vyšších frekvencích). Základním parametrem prostředí je **měrný elektrický odpor**, pro elektromagnetické pole o vysokých frekvencích přistupuje permitivita.

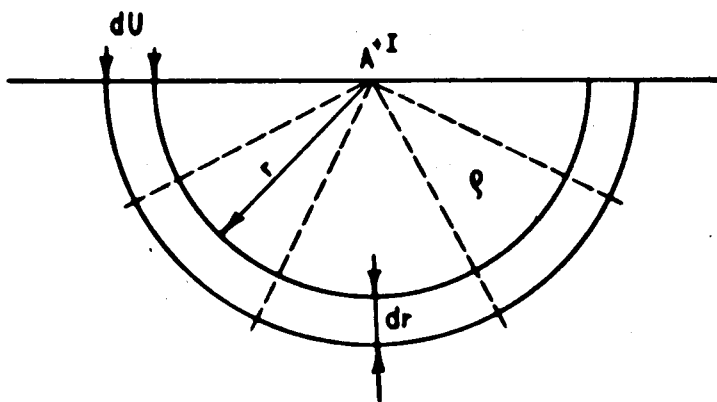
Některé základní vztahy stejnosměrného stacionárního pole můžeme odvodit z **Ohmova zákona**:

$$\Delta U = RI, \quad (9.18)$$

kde ΔU je napětí na vodiči o odporu R , jímž prochází proud I . Vodič může mít tvar válce či hranolu o průřezu S a délce l , takže pro jeho odpor R platí

$$R = \frac{\rho l}{S}, \quad (9.19)$$

kde ρ je měrný elektrický odpor.



9.9 Odvození potenciálu bodového zdroje

Modifikovaný Ohmův zákon nám umožňuje zjistit rozložení elektrického potenciálu v homogenním poloprostoru s měrným odporem ρ , na jehož povrchu je v bodě A zaváděn elektrický proud o intenzitě I (obr. 9.9). Opíšeme-li kolem bodu A polokoule o poloměru r a $r + dr$, pak pro odpor kladený proudem I mezi polokoulemi můžeme psát:

$$R \doteq \frac{\rho dr}{2\pi r^2}, \quad (9.20a)$$

pro potenciální rozdíl platí:

$$dU \doteq \frac{-I\rho dr}{2\pi r^2}. \quad (9.20b)$$

Integrací výrazu (9.20b) dostaneme:

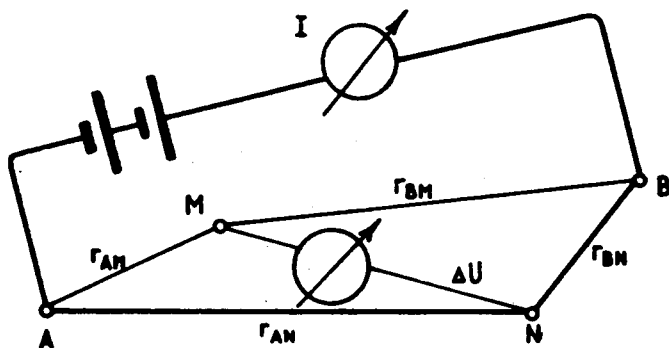
$$U = \frac{I\rho}{2\pi r}, \quad (9.20c)$$

což je vzorec pro potenciál U ve vzdálenosti r od bodového proudového zdroje A. Z porovnání výrazů (9.16) a (9.20b) vyplývá analogie mezi elektrostatickým a stejnosměrným stacionárním polem.

Elektrický potenciál U je skalární veličina, proto můžeme účinky bodových zdrojů sčítat, eventuálně zjišťovat potenciální rozdíl ΔU mezi dvěma body. V **geoelektrických odporových metodách** proud I do země nejčastěji zavádíme dvěma proudovými elektrodami A a B, potenciální rozdíl ΔU měříme potenčními elektrodami M a N (obr. 9.10). Při měření v terénu, kdy prostor pod zemským povrchem pokládáme za nekonečný poloprostor, je mezi elektrodami AB zapojen zdroj proudu (baterie, generátor) a měřidlo proudu I , mezi elektrodami MN měřidlo potenciálního rozdílu ΔU .

Teoretickou hodnotu **potenciálního rozdílu** ΔU mezi elektrodami MN získáme tak, že s ohledem na znaménko vypočteme v bodě M účinek elektrod A a B, totéž v bodě N a získané hodnoty odečteme:

$$\begin{aligned} \Delta U &= [U_M^A - U_M^B] - [U_N^A - U_N^B] = \\ &= \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right]. \end{aligned} \quad (9.21)$$



9.10 Zapojení proudových a potenčních elektrod v odporové metodě

Při geoelektrickém odporovém měření zjišťujeme **měrný elektrický odpor hornin**, který ze vztahu (9.21) můžeme vyjádřit:

$$\rho = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (9.22)$$

kde k je tzv. konstanta uspořádání

$$k = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BM}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right]} \quad (9.23)$$

Ve vzorci (9.22) vyjadřujeme ρ v $\Omega \cdot m$, potenciální rozdíl ΔU v mV, proud I v mA a konstantu uspořádání k v m. V homogenním poloprostoru se odpor vypočtený podle (9.22) rovná skutečnému měrnému odporu. Při geoelektrickém odporovém měření v terénu se s homogenním prostředím prakticky nesetkáváme. Vypočtený měrný odpor je ovlivněn rozdíly v odporech geologických objektů, jejich tvarem, uspořádáním elektrod, morfologií terénu a dalšími faktory. Proto hovoříme o **zdánlivém měrném odporu** a značíme jej ρ_z .

Geoelektrická odporová metoda, jejíž princip byl vyloučen v předchozím odstavci, patří k základním metodám průzkumné geofyziky. Byly však realizovány terénní výzkumy (A. P. KRAJEV, 1965), kdy při rozestupech elektrod 50 až 75 km byly získány údaje o odporových poměrech v zemské kůře.

V současné době je hlubší stavba zemského tělesa zkoumána elektromagnetickými metodami, využívajícími umělá a přirozená elektromagnetická pole. **Umělá elektromagnetická pole** jsou nejčastěji harmonická, sledované veličiny se mění podle vztahů:

$$\begin{aligned} H(t) &= H_o \cos(\omega t - \varphi_H), \\ E(t) &= E_o \cos(\omega t - \varphi_E), \\ j(t) &= j_o \cos(\omega t - \varphi_j), \end{aligned} \quad (9.24)$$

kde $H(t)$, $E(t)$, $j(t)$ jsou postupně okamžité hodnoty intenzity magnetického pole, intenzity elektrického pole a proudové hustoty v čase t . H_o , E_o a j_o jsou jejich maximální možné hodnoty, ω je úhlová frekvence neboli počet period za 2π sekund. Úhly φ_H , φ_E a φ_j udávají, jaké je fázové zpoždění veličin H , E a j za proudem I v generátoru.

Metoda frekvenční sondáže (FS) je založena na studiu harmonického elektromagnetického pole, buzeného neuzemněnou smyčkou (magnetickým dipólem) nebo uzemněným (elektrickým)

dipólem. Měřena je vertikální složka magnetického, resp. horizontální složka elektrického výsledného pole. Podobně jako v metodě vertikálního elektrického sondování je i v metodě FS výsledkem měření zdánlivý měrný odpor

$$\rho_w = k \frac{\Delta U}{I}, \quad (9.25)$$

kde ΔU je napětí indukované v měřicí cívce nebo napětí mezi měřicími elektrodami MN, I je proud v neuzemněné smyčce nebo v elektrickém dipólu. Výpočetní konstanta k závisí na typu zdroje a na celkovém uspořádání měření. V metodě odporové roste hloubkový dosah s rozestupy elektrod. V metodě frekvenční sondáže hloubkový dosah závisí na frekvenci pole (čím nižší frekvence, tím větší hloubkový dosah).

Pro studium odporových poměrů ve velkých hloubkách (až stovky km) mají největší význam **magnetotelurické metody (MT)**, v nichž je měřeno přirozené elektromagnetické pole Země. Toto pole se skládá z polí různého původu (převážně důsledek působení Slunce na magnetosféru), frekvence (perioda od zlomků sekund až po dny, měsíce) je časově proměnná co do velikosti a směru. V MT metodách je pole Země číslicově registrováno a podrobeno Fourierově harmonické analýze. Teoretické základy jsou stejné jako v metodě frekvenční sondáže.

V MT metodách je zdánlivý měrný odpor nejčastěji určován z **impedance** Z , tj. z poměru vzájemně kolmé horizontální elektrické a magnetické složky pole. Nad homogenním poloprostorem je impedance úměrná odmocnině měrného odporu:

$$|Z_x| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = |Z_y| = \left| \frac{E_y}{H_x} \right| = (\omega\mu\rho)^{\frac{1}{2}}. \quad (9.26)$$

Z rovnice (9.26) snadno určíme zdánlivý měrný odpor ρ_T nehomogenního poloprostoru (Cagniardův – Tichonovův vztah):

$$\rho_T = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2. \quad (9.27)$$

Magnetotelurickou metodou byla ve svrchním plášti vysledována souvislá zóna snížených odporů, shodná se zónou snížených rychlostí (astenosférou) zjištěnou seismologicky. Pokles odporu prostředí lze vysvětlit zvýšením teploty a částečným natavením.

9.2.2 VNĚJŠÍ ELEKTRICKÉ POLE ZEMĚ

Atmosféru můžeme z hlediska elektrických vlastností rozdělit na dvě odlišné části. Část při povrchu Země má vysoký elektrický odpor, proto procesy v ní probíhající se řídí zákony elektrostatiky. Svrchní část atmosféry, zvaná ionosféra, obsahuje vrstvy se zvýšenou vodivostí, což umožňuje existenci elektrodynamických jevů.

Povrch Země má ve srovnání s přízemní vrstvou atmosféry vysokou vodivost (vyšší o 10 řádů), proto se vůči atmosféře projevuje jako ekvipotenciální plocha. Ekvipotenciální plochy v nižších vrstvách atmosféry zprvu kopírují reliéf, s rostoucí vzdáleností se deformace zmenšují a postupně mizí. Intenzita elektrického pole Země se při povrchu pohybuje kolem $130 \text{ V} \cdot \text{m}^{-1}$, její vektor \mathbf{K}_e je orientován směrem k povrchu Země, náboj Země je záporný, potenciál roste s rostoucí výškou. Velikost **náboje Země** můžeme vypočítat podle vzorce

$$q_Z = 4\pi\epsilon_0 r_Z^2 K_e, \quad (9.28)$$

po dosazení všech veličin dostaneme hodnotu $q_Z = 5,88 \cdot 10^5 \text{ C}$. Pro **potenciál Země** obdržíme zápornou hodnotu:

$$U_{eZ} = \frac{q_Z}{4\pi\epsilon_0 r_Z} = -8,28 \cdot 10^8 \text{ V}. \quad (9.29)$$

Atmosféra je nabitá kladně. Prostor mezi zemským povrchem a vodivou ionosférou můžeme chápat jako kulový kondenzátor, pro jehož kapacitu dostaneme (umístíme-li ionosféru do výšky $h = 100$ km):

$$C_z = 4\pi\epsilon_0 \frac{r_z(r_z+h)}{h} \doteq 0,05 \text{ F} . \quad (9.30)$$

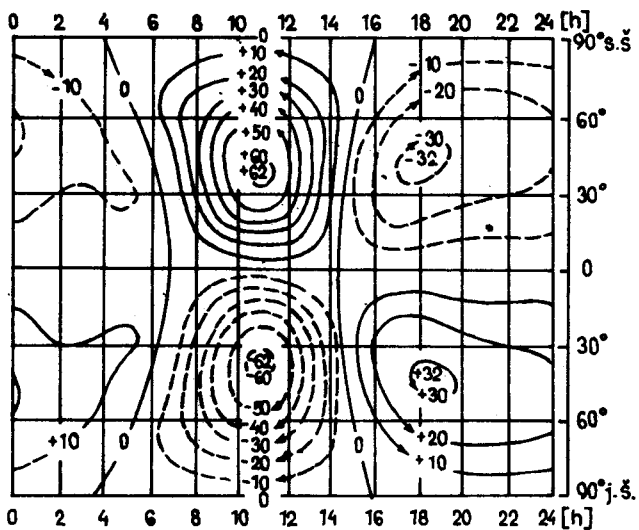
Vysoký odpor nižších vrstev atmosféry může být zmenšen místními podmínkami, např. ionizací vzduchu způsobenou radioaktivními horninami, obohacením atmosféry o ionty přičiňující ze zemského nitra po tektonických zónách, antropogenními vlivy na atmosféru atp. Dochází ke stálému pohybu nábojů z atmosféry směrem k Zemi, hustota tohoto proudu dosahuje až $10^{-12} \text{ A} \cdot \text{m}^{-2}$. Po čase by mělo dojít k vyrovnání potenciálu Země a atmosféry. Tomu však brání bouřková činnost soustředěná zejména v okolí rovníku.

V **bouřkových oblacích** dochází k sekundární tvorbě nábojů (elektrizace oblačných elementů, rozdělení kladných a záporných nábojů). Tím vzniká jednak v samotném oblaku a jednak mezi oblakem a Zemí velký potenciální rozdíl s gradientem dosahujícím desítky $\text{kV} \cdot \text{m}^{-1}$. Při blesku jsou záporné náboje odváděny na Zemi, kladné náboje odcházejí z oblaku do svrchních vrstev atmosféry. **Blesk** je příkladem tzv. **jiskrového výboje**, který nastává při potenciálním rozdílu řádově 10^9 V mezi oblaky nebo mezi oblakem a Zemí. Za dobu trvání 10^{-3} s je přenášena energie až několik MWh, přitom přenesený náboj má velikost desítky coulombů. V rozsahu celého zemského povrchu jsou předpokládány stovky až tisíce výbojů za sekundu, celkový proud je odhadován na 1500 A. K velkému úbytku kladného náboje Země (tedy k obnovování celkového záporného náboje) dochází v důsledku tzv. **tichých výbojů (Eliášův oheň** na částech vodiče s velkým zakřivením povrchu – na hrotech věží, stožárech lodí atp.).

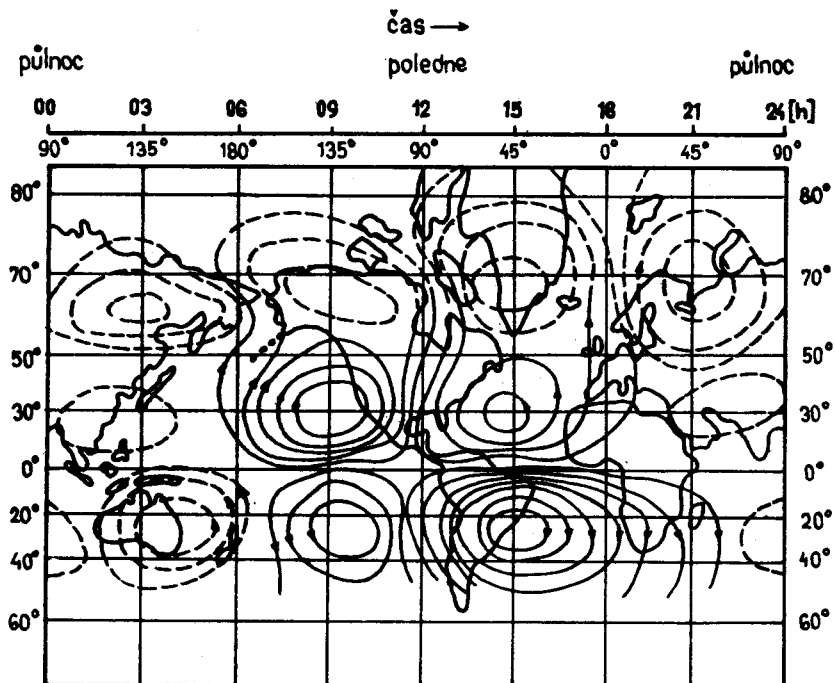
Svrchní vrstvy atmosféry Země mají velmi malou hustotu a jsou vystaveny intenzivnímu působení slunečního a kosmického záření a vlivu částic aurorální a uchvácené radiace. Díky tomu dochází k **ionizaci** původně neutrálních atomů a molekul plynu ve svrchní atmosféře. Bylo zjištěno, že ionizace je ze 66 % výsledkem ultrafialového, rentgenového a gama záření, zbytek připadá na korpuskulární záření. **Ionosféra** je nejčastěji vymežována v rozmezí 50 až 400 km nad zemským povrchem, je dělena na vrstvu D (50 až 90 km), E (Heavisdeova vrstva ve výšce 110 km) a F (175 až 400 km). Charakter ionosféry, tj. proměnlivost jejich elektrických vlastností, můžeme nejlépe sledovat podle chování jejich jednotlivých částí vůči elektromagnetickému poli radiovysílačů.

Vrstva D existuje pouze při denním světle, odráží radiové vlny o extrémně nízkých (ELF), velmi nízkých (VLF) a nízkých (LF) frekvencích, absorbuje vlny o středních (MF) a částečně o vysokých (HF) frekvencích. **Vrstva E** existuje nepřetržitě, při denním světle odráží zpět na Zemi vlny HF, během noci vlny MF. Nejvyšší **vrstva F** odráží radiovlny až po frekvenci 50 MHz. Při denním světle se dělí na dvě vrstvy, **spodní F₁** (175 až 250 km) a **svrchní F₂** (250 až 400 km). Vrstva F₂ existuje i v noci a je hlavním reflektorem vln HF během noci. Z chování jednotlivých vrstev ionosféry vyplývá, že její vodivost roste směrem od zemského povrchu, což je v souladu s její klesající hustotou a s růstem počtu nábojů na jednotku objemu. Ve vrstvě D je předpokládáno 10^3 až 10^4 nábojů v cm^3 , ve vrstvě E – $2 \cdot 10^5$, F₁ – $4 \cdot 10^5$, F₂ – (1 až 5) $\cdot 10^6$. Nad vrstvou F koncentrace nábojů výrazně klesá, ve výškách 5000 až 7000 km dosahuje $10^3 \cdot \text{cm}^{-3}$.

Nejvýznamnějším elektrodynamickým jevem v ionosféře je **systém elektrických proudů**, který se koreluje s denními variacemi magnetického pole Země. Tento systém je fixován vzhledem ke Slunci a zjednodušeně zahrnuje dva hlavní okruhy (na severní a na jižní polokouli). Schematicky je znázorněn na obr. 9.11 (proudy tekou ve směru šipek, jejich intenzita je udána v tisících ampér).

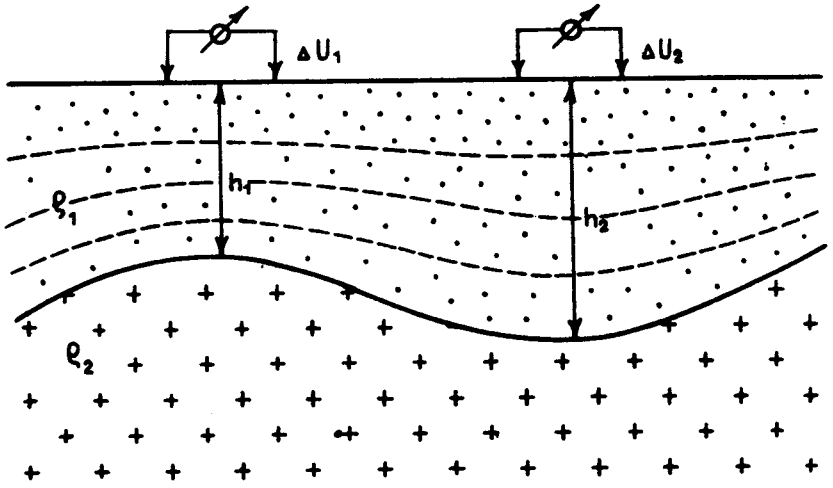


9.11 Systém elektrických proudů v ionosféře (B. M. JANOVSKIJ, 1964)



9.12 Světový systém telurických proudů (podle O. GISHE in J. MAŠÍN, R. VÁLEK, 1963)

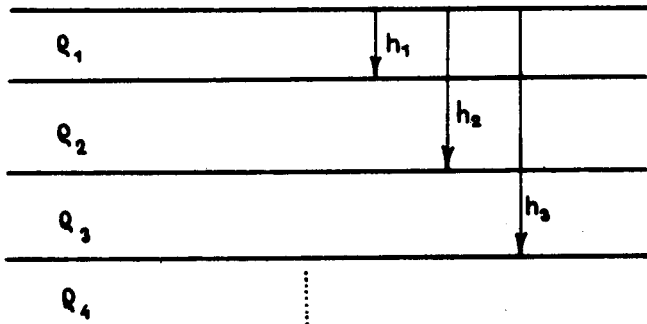
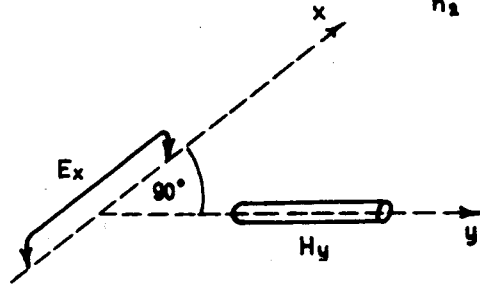
a)



$$\rho_2 \gg \rho_1$$

$$\frac{h_2}{h_1} = k \frac{\Delta U_2}{\Delta U_1}$$

b)



$$|Z_x| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right|$$

$$\rho_T = \frac{1}{\omega \mu} |Z|^2$$

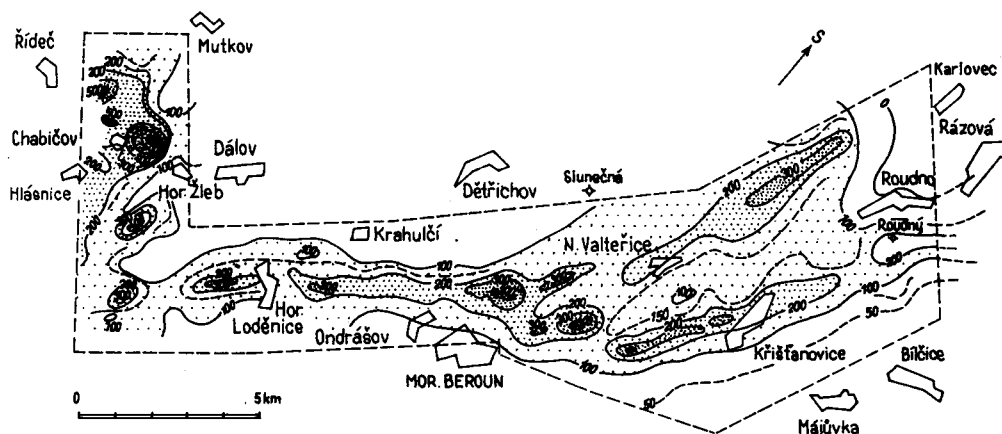
9.13 a) Princíp metody telurických proudů,
b) princíp metody magnetotelurické

Zemské těleso je z hlediska elektrických vlastností heterogenní. Nízký elektrický odpor je předpokládán v zemském jádru, byl zjištěn v astenosféře a v některých částech zemské kůry. Odporové poměry ovlivňují globální i detailní šíření elektrických proudů, ať přirozených či umělých. Z přirozených elektrických proudů mají globální charakter proudy telurické, v zemském tělese jsou indukovány elektrickými proudy probíhajícími ve svrchních částech ionosféry. Podobně jako proudy v ionosféře jsou fixovány vzhledem ke Slunci, vykazují stejný charakter variací jako pole magnetické. Jejich průběh je schematicky znázorněn na obr. 9.12. Telurické proudy mají složitou frekvenční charakteristiku, frekvence se mění od zlomků Hz až po zvukovou i vyšší. Tato široká škála frekvencí umožňuje využití telurických proudů k řešení velice rozmanitých geologických problémů.

Nejprve našly telurické proudy uplatnění při vyhledávání ložisek ropy, nalézajících se v sedimentární výplni pánví. **Telurickou metodou** je totiž možné sledovat mocnost vodivých sedimentů nalézajících se nad nevodivým krystalinikem. Princip telurické metody je patrný z obr. 9.13a. V současné době ustupuje telurická metoda do pozadí, ke studiu vnitřní stavby Země je v širokém měřítku využívána magnetotelurická metoda – MT [vzorce (9.26) a (9.27)]. Princip metody je znázorněn na obr. 9.13b. Interpretací naměřených hodnot získáme údaje o odporech a mocnostech geologických vrstev. Při studiu svrchního pláště, tj. při sledování průběhu astenosféry, má analyzované magnetotelurické pole frekvenci zlomků Hz, při měření pro účely ropné prospekce je využívána frekvence podstatně vyšší.

Zvukové frekvence magnetotelurického pole (hlavním zdrojem jsou jiskrové výboje v rovňkových oblastech) jsou využívány v metodě AFMAG, vhodné ke sledování vodivých zón při zemském povrchu. Na analogickém principu spočívá metoda VDV, využívající pole radiostanic o velmi nízké frekvenci (VLF). Pomocí indukčních cívek a sklonoměru (obr. 9.14) je měřeno elektromagnetické pole, deformované vyhledávaným vodičem.

Početná lokální přirozená elektrická pole vznikají nad vodiči prvního řádu (sulfidická rudní tělesa, grafitizované břidlice), uloženými v horninách, jejichž póry jsou zaplněny elektrolytem s proměnnými vlastnostmi (při povrchu oxidační, v hloubce redukční). Tato pole jsou elektrochemického původu (přirozený galvanický článek), jsou využívána v metodě spontánní polarizace (SP). Anomálie SP jsou záporné, dosahují hodnot až 1500 mV, jejich směrná délka se mění od prvých stovek metrů po desítky kilometrů. Příklad mapování grafitizovaných hornin metodou SP je na obr. 9.15.



9.14 Měření metodou VDV



9.15 Mapování vodivých grafitizovaných břidlic metodou spontánní polarizace

Při zemském povrchu existuje velké množství umělých lokálních elektrických polí. Větší část z nich jsou tzv. **bludné proudy**, související s elektrifikovanou dopravou a s průmyslovou činností. Různé typy lokálních umělých polí jsou generovány pro velmi rozmanité a početné metody geoelektrického průzkumu. Princip jedné z nich, metody odporové, byl naznačen v kapitole 9.2.1.

9.2.4 GEOELEKTRICKÉ METODY V GEOLOGII

Při **studiu hlubinné stavby zemského tělesa** nalézá uplatnění MT metoda. Vzhledem k velkému hloubkovému dosahu tato metoda umožňuje vymezení zón s vysokou vodivostí ve svrchním plášti, které se korelují se zónami se zvýšenou teplotou. MT metoda, v kombinaci s hlubinnou seismickou sondáží, se také uplatňuje při studiu zemské kůry a hlubinné stavby pásemných pohoří alpsko-himálajského typu.

Geoelektrické metody poskytují cenné informace při **geologickém mapování** různých měřítek. V sedimentárních oblastech lze odporovými a MT metodami členit sedimentární souvrství podle odporu a sledovat reliéf krystalinika pod sedimenty. V terénech se strmě upadajícími geologickými vrstvami můžeme odporovými a elektromagnetickými metodami mapovat kontakty hornin s odlišným měrným odporem a sledovat tektonické linie. Při vyhledávání ložisek ropy a plynu jsou metodami odporovou a MT lokalizovány antiklinální struktury, v nichž dochází k akumulaci ropy a plynu. Velké uplatnění nalézají geoelektrické metody v rudní prospekci. Mnohé rudní minerály, zejména sulfidy, mají vysokou vodivost a polarizovatelnost, takže mohou být zdrojem anomálií vodivosti a spontánní polarizace.