

Univerzita Karlova v Praze

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geotechnologie



Ing. arch. Lucie Bartášková

Magnetický průzkum v Průhonickém parku

Magnetic survey in Pruhonice park

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: Günther Kletetschka, Ph.D.

Praha, 2013

Prohlášení:

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, 14. 08. 2013

Podpis.....

Poděkování:

Ráda bych poděkovala vedoucímu své bakalářské práce, panu Güntheru Kletetschkovi, Ph.D. za cenné rady a konzultace. Dále děkuji RNDr. Vratislavu Blechovi, CSc., RNDr. Ph. Dr. Jiřímu Dohnalovi, Doc. RNDr. Tomáši Fischerovi PhD. a RNDr. Janu Vilhelmovi, CSc. Také děkuji Přf UK za možnost použití programu ArcGis.

Bibliografická identifikace:

Jméno a příjmení autora: Ing. arch. Lucie Bartášková

Název práce: Magnetický průzkum v Průhonickém parku.

Typ práce: bakalářská

Pracoviště: Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta, katedra geologie

Vedoucí práce: Günther Kletetschka, Ph.D.

Rok obhajoby práce: 2013

Abstrakt: Cílem práce bylo seznámit se s měřením magnetického pole země na konkrétním příkladu, v oblasti Průhonického parku, kde geologické struktury jsou zakryty vodní plochou, a není k horninám přímý přístup. Dále bylo navrženo plavidlo pro měření magnetického pole na vodní hladině. Výsledek měření byl porovnán se současnými geologickými mapami a interpretován z hlediska magnetických zdrojů. Na základě seznámení se s průběhem získávání magnetometrických dat a jejich zpracováním na Zemi byl navržen postup měření magnetického pole na planetě Mars.

Klíčová slova: Magnetické anomálie, potenciální pole, robotika, geomagnetické pole, strukturální geologie.

Počet stran: 49

Jazyk: Český jazyk

Bibliographic identification:

Autor's first name and surname: Ing. arch. Lucie Bartášková

Title: Magnetic survey in Pruhonice park.

Type of thesis: bachelor

Institution: Charles University in Prague, Faculty of Science, Department of Geology

Supervisor: Günther Kletetschka, Ph.D.

The year of presentation: 2013

Abstract: The aim of the thesis was to get acquainted with the measurement of the magnetic field of the earth on a concrete example, in Průhonice Park, where the geological structures are covered pond, and there is direct access to rock. It was also proposed vessel for measuring the magnetic field on the surface of the water. The measurement result was compared with existing geological maps and interpreted in terms of magnetic sources. On the basis of familiarity with the course of magnetometric data acquisition and processing the earth was proposed procedure for measuring the magnetic field of the planet Mars.

Keywords: Magnetic anomalies, potential fields, robotics, geomagnetic field, the structural geology.

Number of pages: 49

Language: Czech

Obsah

Prohlášení.....	ii
Poděkování.....	iii
Bibliografická identifikace	iv
Bibliographic identification	v
Seznam obrázků.....	viii
Seznam tabulek	ix
1. Úvod.....	1
1.1 Mars.....	1
1.2 Průhonický park	4
2. Geografické vymezení oblasti rybníku Bořín.....	5
3. Geologická stavba okolí rybníku Bořín	8
3.1 Svrchní proterozoikum.....	8
3.2 Paleozoikum.....	9
3.3 Mesozoikum, terciér.....	10
3.4 Kvartér.....	10
4. Teoretické základy magnetometrie	13
4.1 Využití magnetometrie.....	13
4.2 Zemské magnetické pole.....	13
4.3 Coulombův zákon	15
4.4 Poissonův vztah.....	16
4.5 Fyzikální veličiny používané při popisu magnetického pole	16
4.5.1 Intenzita magnetického pole a magnetická indukce.....	16
4.5.2 Magnetická permeabilita μ	17
4.5.3 Permeabilita vakua μ_0	17
4.5.4 Relativní permeabilita μ_r	17
4.5.5 Magnetická susceptibilita	17
4.5.6 Intenzita magnetizace	18
4.5.7 Magnetický moment	18
4.6 Magnetický potenciál dipólu.....	18
4.7 Elementy zemského magnetického pole	18
4.8 Sférická harmonická analýza	19
4.9 Magnetické pole geocentrického odkloněného dipólu.....	20

4.10 Nedipólové magnetické pole.....	20
4.11 Světové magnetické mapy.....	21
4.12 Krátkodobé variace geomagnetického pole	23
4.13 Sekulární variace geomagnetického pole.....	23
4.14 Magnetická pole Z_a (vertikální složka), H_a (horizontální složka), těles s vertikální magnetizací	24
4.14.1 Tenká svislá tyč	24
4.14.2 Koule.....	24
4.14.3 Tenká svislá deska	25
4.14.4 Mocná svislá deska	25
4.15 Magnetická pole Z_a (vertikální složka), H_a (horizontální složka) těles s obecnou magnetizací	26
4.16 Stanovení anomálií magnetického pole ΔT	28
5. Magnetické vlastnosti hornin.....	30
5.1 Indukovaná magnetizace	30
5.2 Remanentní magnetizace	31
5.3 Celková magnetizace	32
6. Způsoby měření pozemních magnetických anomálií	35
6.1 Magnetometr s ferosondou (fluxgate).....	35
6.2 Protonový magnetometr	36
6.3 Cesiový magnetometr.....	36
6.4 Overhauserův magnetometr	37
7. Metodika	38
7.1 Použité přístroje	38
7.2 Metodika měření	39
7.3 Zpracování dat.....	39
8. Diskuse.....	41
8.1 Naměřená data.....	41
8.2 Interpretace naměřených dat	42
8.3 Návrh měřícího zařízení na vodní hladině	42
8.4 Návrh měření magnetického pole na povrch Marsu	45
9. Závěr	46
10. Literatura.....	47

Seznam obrázků

Obrázek 1 Mars (dostupné 30.5.2013: http://science.ksc.nasa.gov/mars/science/rotational	1
Obrázek 2 Štítová sopka Olympus Mons (Březina, 2012)	2
Obrázek 3 Magnetické pole Marsu (Connerney, 2001).....	3
Obrázek 4 Mapa Průhonického parku 1:20 000 (Souček, 2008).....	4
Obrázek 5 Lokalizace zkoumaného území (GOOGLE. Maps [online]. 2013 [cit. 2013-07-15]. Dostupné z: https://maps.google.com)	7
Obrázek 6 Výřez z geologické mapy 1:25 000 list 12-422 Průhonice (Mašek, 1984)...	12
Obrázek 7 Schéma magnetického pole Země (Pospíšil, 2007)	14
Obrázek 8 Struktura magnetosféry (Kaizr, 2004).....	15
Obrázek 9 Elementy zemského magnetického pole (Pospíšil, 2007).....	19
Obrázek 10 Globální mapa izogon nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973) ...	21
Obrázek 11 Globální mapa izoklín nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973) ..	22
Obrázek 12 Globální mapa izodynam T nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973)	22
Obrázek 13 Tenká svislá tyč – rozložení uvažovaných prvků (Mareš, 1990).....	24
Obrázek 14 Průběh složek pole Z_a , H_a nad tenkou svislou deskou o vertikální magnetizaci (Mareš, 1990)	25
Obrázek 15 Mocná svislá deska – rozložení uvažovaných prvků (Mareš, 1990).....	26
Obrázek 16 Orientace souřadného systému pro vyjádření složek celkové magnetizace (Mareš, 1990).....	27
Obrázek 17 Průběh složek pole Z_a , H_a nad šikmo magnetizovanou koulí (Mareš, 1990).....	27
Obrázek 18 Průběh složek pole Z_a , H_a nad šikmo magnetizovanou tenkou svislou deskou (Mareš, 1990).....	28
Obrázek 19 Normální T_n , anomální T_a a celkové geomagnetické pole T v bodě P (Mareš, 1990)	28
Obrázek 20 Izolinie ΔT nad tenkou svislou deskou ($h_2 \rightarrow \infty$) o vertikální magnetizaci, při $I_n = 60^\circ$ (Mareš, 1990).....	29
Obrázek 21 Königsbergův poměr (Dunlop, 1997)	33
Obrázek 22 Schéma fluxgate magnetometru (Boyd, 2003).....	35
Obrázek 23 Fluxgate vektorový magnetometr (Meda, 2000).....	38

Obrázek 24 GSM -19 overhauser magnetometr (GEMsystems, 2013).....	39
Obrázek 25 Lokalizace měřených dat (GOOGLE EARTH [online]. 2013 [cit. 2013-07-15].).....	40
Obrázek 26 Geomagnetické mapa rybníku Bořín.....	41
Obrázek 27 Schéma půdorysu plavidla	43
Obrázek 28 Schéma řezu plavidla	44
Obrázek 28 Mars Rover (dostupné 31.7.2013: http://www.nasa.gov/centers/jpl/images/content/263919main_mer1-browse.jpg).....	45

Seznam tabulek

Tabulka 1 Magnetická susceptibilita vybraných minerálů při pokojové teplotě / cm ³ (podle Breiner, 1973)	43
--	----

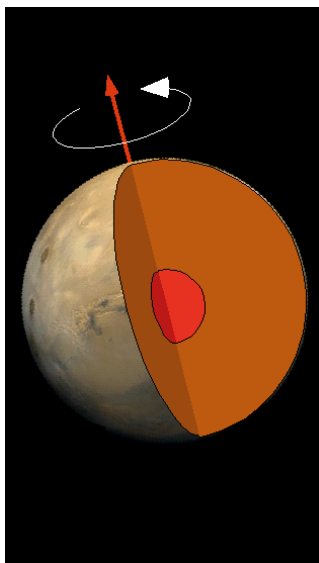
1. Úvod

Předmětem této bakalářské práce je měření magnetického pole země na rybníku Bořín v jihozápadní části Průhonického parku pomocí plavidla, které ponese magnetometr a GPS. Výsledek bude porovnán se současnými geologickými mapami a interpretován z hlediska magnetických zdrojů a bude navržen postup podobného měření na planetě Mars.

1.1 Mars

Mars je čtvrtá planeta od Slunce, druhá nejmenší ve sluneční soustavě. Je typický svým červeným zbarvením, díky kterému je také označován jako Červená planeta. Tuto barvu způsobuje silně oxidované trojmocné železo rozptýleného hematitu Fe_2O_3 , který může vznikat jen volným kyslíkem chybějícím v dnešní atmosféře Marsu. Tato planeta má rovníkový průměr 6792,4 km. Jeho hustota je $3,935 \text{ g/cm}^3$ a jeho hmota je průměrně 0,107 hmoty Země. Mars obíhá kolem Slunce na oběžné dráze, jejíž delší poloosa má délku 1,524 AU, excentricita oběhu je 0,093 a sklon oběhu k ekliptice je $1,858^\circ$. Oběžná doba Marsu kolem Slunce je 686,971 dní (Seeds, 2012).

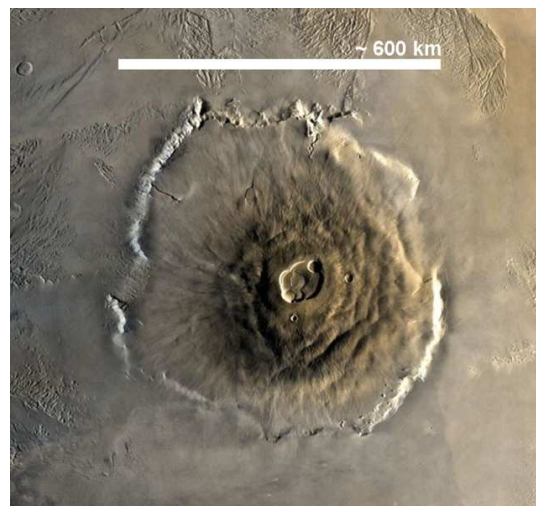
Z magnetických anomálií naměřených na planetě předpokládáme, že kůra má tloušťku 50 km, pod ní se nalézá silikátový plášť. Ve středu planety je pravděpodobně kovové jádro, jehož přesný stav zůstává neznámý, i když nedávná pozorování vedla k závěru, že musí být alespoň částečně kapalné (Langlais, 2008).



Obr. 1 Mars (dostupné 30.5.2013: <http://science.ksc.nasa.gov/mars/science/rotational.html>)

Mars nemá v současnosti žádné globální magnetické pole vnitřního původu, ale z provedených měření vyplývá, že v minulosti magnetické pole mít musel. Na povrchu Marsu tedy není indukovaná magnetizace, ale nachází se zde oblasti s intenzivní remanentní magnetizací marsovských hornin. Tuto magnetizaci mohly horniny získat pouze v globálním magnetickém poli. Magnetické pole Marsu je kromě remanentní magnetizace kůry tvořeno i vnějším magnetickým polem. Toto vnější pole vzniká interakcí slunečního větru s atmosférou Marsu a je velmi variabilní. Jeho hodnoty se pohybují v rozmezí od několika nT až do 100 nT (Connerney, 2005).

Na severní polokouli Marsu jsou magnetické anomálie způsobené remanentní magnetizací slabé, jejich hodnoty se pohybují ve výšce 400 km nad povrchem planety kolem 10 nT. Oblasti s intenzivní remanentní magnetizací jsou soustředěny na jižní polokouli Marsu. Zde hodnoty magnetických anomálií dosahují ve výšce 400 km nad povrchem planety až hodnot 650 nT (např. oblasti Terra Cimmeria a Terra Sirenum). Největší vulkanické oblasti Tharsis, Elysium a Olympus a velké impaktní krátery Hella, Argyre a Isidis nevykazují žádné magnetické anomálie. Z tohoto vyplývá, že tyto události zasáhly Mars až poté, co jeho vnitřní magnetické pole zmizelo (Langlais, 2008).



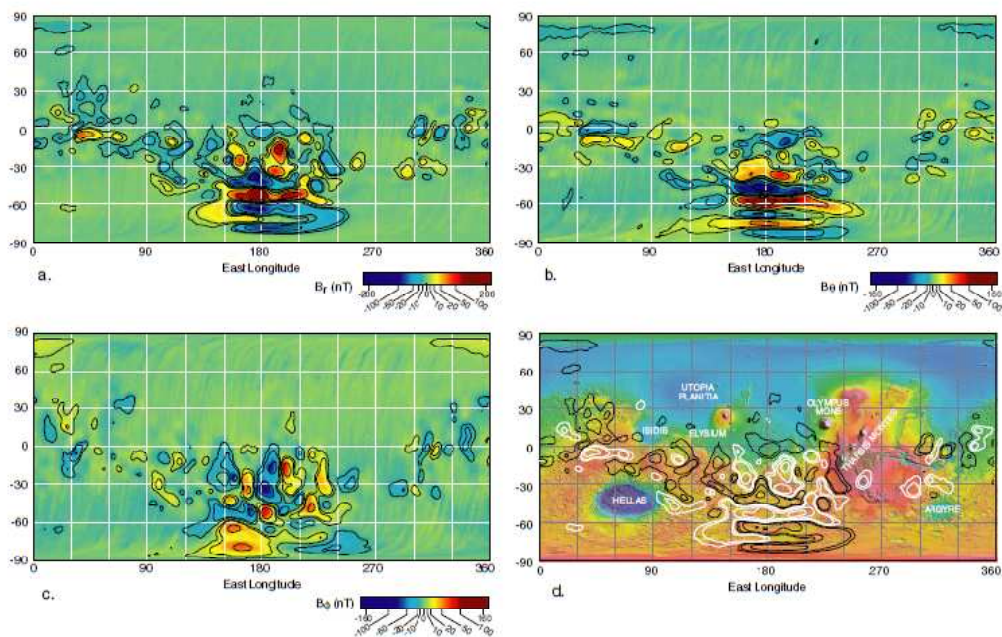
Obr. 2 Štítová sopka Olympus Mons (Březina, 2012)

Detailní zkoumání planety umožnilo od 60. let 20. století 20 úspěšných automatických sond. Magnetické pole Marsu měřila například americká sonda Mars Global Surveyor. Tato sonda byla vypuštěna v listopadu 1996 a oběžné dráhy Marsu dosáhla v září 1997. 2. listopadu 2006 se se sondou nepodařilo znovu navázat spojení. Předpokládá se, že to bylo způsobeno problémy se slunečními panely. Sonda

pravděpodobně nedokázala udržovat správné nastavení ke Slunci a neměla tedy dost energie pro svůj provoz. O tři dny později byl zachycen slabý signál oznamující, že sonda přešla do nouzového režimu. V lednu 2007 NASA misi oficiálně ukončila a oznámila, že sondu je nutné považovat za ztracenou (Langlais, 2008).

Sondě Mars Global Surveyor se podařilo získat vektorová měření magnetického pole planety. Jako první sonda měřila magnetické pole ve fázi tzv. aerobrakingu, ve výšce 85 km nad povrchem. Data z tohoto měření je méně a pokrývají planetu jen velmi řídko. Dále sonda měřila ve výšce 370 až 438 km nad povrchem Marsu. Data z mapování v této fázi téměř rovnoměrně pokrývají planetu a byla použita pro sestavení magnetické mapy Marsu. Sonda měřila v mapovacích cyklech trvajících 28 dní a pro sestavení mapy bylo použito 18 cyklů, od března 1999 do srpna 2000 (Connerney, 2001).

Po zpracování naměřených dat se zjistilo, že oblasti se silnou magnetizací se objevují v oblastech mezi nižšími severními a vyššími jižními zeměpisnými šířkami. Velikost magnetických anomálií koreluje s tloušťkou marsovské kůry a také s jeho geologií. Hladká a plochá kůra lehce poseta krátery v severních nížinách naznačuje sedimentární nebo sopečné horniny. Nejvýznamnější zdroje magnetizace marsovských hornin jsou rozsáhlé oblasti na jižní polokouli ve směru východ-západ Terra Cimmeria a Terra Sirenum (Connerney, 2001).



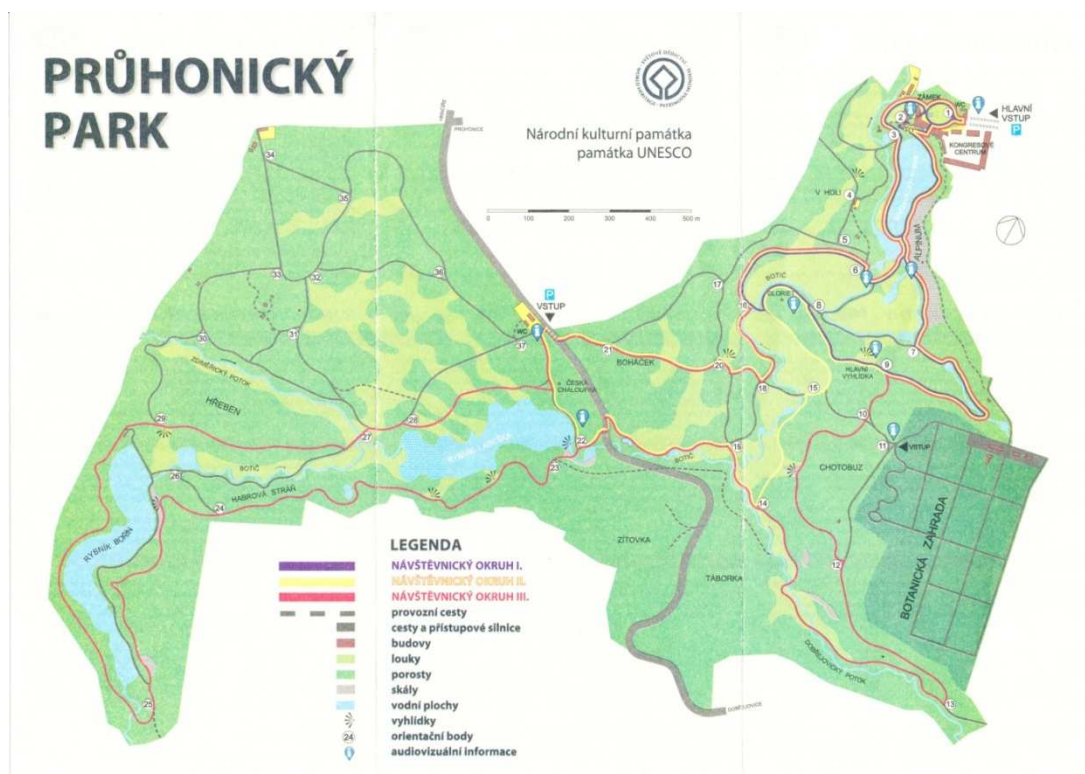
Obr. 3 Magnetické pole Marsu (Connerney, 2001)

Na základě petrografických rozborů meteoritů z Marsu a magnetických experimentů sond Viking a Pathfinder usuzujeme, že mezi nejvýznamnější minerály podílející se na remanentní magnetizaci patří magnetit, hematit a pyrrhotit (Kletetschka, 2000).

Z pozorování vektorového magnetického pole nad zdroji nelze jednoznačně určit intenzitu nebo směr magnetizace v kůře (Connerney, 2001). Pro přesnou představu geologické struktury Marsu je potřeba provést měření magnetického pole přímo na povrchu planety.

1.2 Průhonický park

S metodikou měření magnetického pole pomocí přenosných magnetometrů se seznámíme v oblasti kolem rybníku Bořín v Průhonickém parku. Ten se nachází jihovýchodně od Prahy a je to jeden z nejvýznamnějších krajinných prvků této oblasti. Průhonický park je Národní kulturní památkou a památkou UNESCO. Přírodně krajinářský park o rozloze 250 ha byl založen v roce 1885. Jeho zakladatelem byl habsburský kníže Emanuel Silva – Tarouca (3. ledna 1860 Čechy pod Košifem - 15. srpna 1936 Schwaigern). V kompozici parku se velice výrazně uplatňuje členité údolí potoka Botiče a jeho dvou přítoků Dobřejovického a Zdimeřického potoka (Souček, 2008).



Obr. 4 Mapa Průhonického parku 1:20 000 (Souček, 2008)

2. Geografické vymezení oblasti rybníku Bořín

Nejviditelnějším geologickým prvkem dnešní Evropy je řetěz pohoří, vzniklých v třetihorách při kolizi západní části Eurasie s Afrikou a několika menšími deskami. Pyreneje, Alpy a Karpaty kontrastují s podstatně plošším terénem západní, střední i východní Evropy, kde je povrch tvořen hlavně druhohorními a třetihorními usazenými horninami. Na některých místech však zpod tohoto pokryvu vystupují tzv. masívy, jako Massif Central ve Francii či Český masív - rozsáhlé části starší kůry, s přeměněnými a vyvřelými horninami, které vznikly při předchozím velkém horotvorném procesu, tzv. variské (též hercynské) orogenezi na konci prvohor, před 360-300 milióny let. Toto vrásnění bylo následkem kontinentální kolize, jež během období karbonu vedla ke vzniku superkontinentu Pangea (Boháč, 1996).

Z geomorfologického hlediska je tedy území obce Průhonice součástí Hercynského systému. Systém je nejvyšší geomorfologická jednotka. Hercynský systém dělíme na Hercynská pohoří, do kterých patří i oblast Průhonic a Epihercynské (vněhercynské) nížiny. Hercynská pohoří mají osm provincií. Provincií, do které spadá řešené území, je Česká vysočina. Česká vysočina zabírá podstatnou část českého území, ale přesahuje i do sousedních států. V německém členění jí odpovídá region Östliche Mittelgebirge (Východní středohoří), v Rakousku pak Granit- und Gneishochland (Žulovo-rulová vysočina). Jde o geologicky stará, erozí ohlazená horstva, jejichž nejvyšší partie tvoří přirozenou hranici Čech. Na severu spadá do Středoevropské nížiny, na východě ji Moravské úvaly oddělují od Západních Karpat. Na jihu je zhruba ohraničena Dunajem, i když v některých místech Rakouska k ní geologicky patří i výběžky na pravém břehu Dunaje. V Německu pokračuje horskými celky na sasko-bavorských hranicích až do Durynska (Boháč, 1996).

Česká vysočina má pět soustav. Průhonice leží v Poberounské soustavě, která se rozkládá ve středních a jihozápadních Čechách. Poberounská soustava má dvě podoblasti. Území Průhonic spadá do podoblasti Brdská oblast (Boháč, 1996).

Brdská oblast zaujímá středozápadní vnitrozemní Čechy, přibližně v západní čtvrti Středočeského kraje. Rozloha oblasti činí 3 438 km², její nadmořská výška se pohybuje od 170 metrů (údolí Vltavy u Chvatěrub) po 865 metrů (vrch Tok v Brdech). Reliéf je různorodý, obsahuje jak zvlněné plošiny (~ 50 m) v severozápadním okolí Prahy, tak hlubokými údolními (~ 350 m) členěné Křivoklátsko. Na území oblasti se rozkládá převážná část hlavního města Prahy, z dalších významnějších sídel pak např.

Kladno, Příbram, Beroun, Hořovice a Slaný; nacházejí se zde též dvě velkoplošná chráněná území – CHKO Křivoklátsko a CHKO Český kras. Podoblastí Brdské soustavy je celkem pět. Průhonice náleží podoblasti Pražská plošina (Boháč, 1996).

Pražská plošina se rozkládá ve středních Čechách, zhruba na území hlavního města Prahy a v jeho západním a jihovýchodním okolí. Rozloha celku činí 1 128 km², její nadmořská výška se pohybuje od 170 metrů (údolí Vltavy před Kralupami u Chvatěrub) po 435 metrů (lesnatá planina Na rovinách asi ½ km severovýchodně od Srb na západním Kladensku). Základ reliéfu představuje tabule, protnutá úzkým a hlubokým údolím řeky Vltavy, které se v jejím středu otevírá v Pražskou kotlinu. Zatímco okrajové části Pražské plošiny jsou charakteristické malou členitostí s výškovými rozdíly nejvýše desítek metrů, směrem k Vltavě drobné potoky vytvořily síť výrazně se zahlubujících úzkých údolí s převýšeními přesahujícími 100 m. Na území celku leží převážná část Prahy (vyjma okrajových severovýchodních čtvrtí a Zbraslavi), z dalších významnějších sídel pak např. Kladno, Slaný, Roztoky, Hostivice, Říčany a Úvaly. Z velkoplošných chráněných území zasahuje na jihozápad Pražské plošiny CHKO Český kras (Boháč, 1996).

Reliéf dotčeného území je v rámci Pražské plošiny součástí podcelku Říčanská plošina. Ta zaujímá jižní a východní část Pražské plošiny o rozloze 572 km². Střední výška povrchu je 295,2 m n.m., nejvyšším bodem je Hradínovský kopec (410 m.n.m.) západně od Černošic. Podle geomorfologických poměrů se Říčanská plošina člení na čtyři okrsky: Třebotovskou, Uhříněveskou a Úvalskou plošinu a Pražskou kotlinu. Území obce Průhonice se rozkládá v Úvalské plošině. Ta se nachází ve střední a severovýchodní části Říčanské plošiny (Boháč, 1996).

Ve sledovaném území se nadmořské výšky pohybují v rozmezí 320 – 335 m.n.m. Plochý reliéf tabule je narušen nepříliš hlubokými (~ 15 m), avšak ostře zaříznutými údolními drobných vodních toků směřujících k severu. Morfologicky nejvýrazněji se zde uplatňuje údolí potoka Botiče. Údolí mají asymetrický profil, ploché svahy na levých k východu orientovaných březích toků jsou většinou kryté sraší, pravobřežní k západu orientované svahy jsou strmé až skalnaté. Klimaticky jde o mírně suchou a poměrně teplou oblast s převládajícími západními větry (Mašek, 1984).



Obr. 5 Lokalizace zkoumaného území (GOOGLE. Maps [online]. 2013 [cit. 2013-07-15]. Dostupné z: <https://maps.google.com>)

3. Geologická stavba okolí rybníku Bořín

Skalní podklad zkoumaného území je tvořen horninami barrandienského svrchního proterozoika s křídovými a neogenními relikty. Kvartérní pokryv má značné rozšíření. Horniny svrchního proterozoika, vzniklé v marinním geosynklinálním prostředí, patří štěhovické skupině. Štěhovická skupina tvořená souvrstvím drob, břidlic a slepenců má flyšový ráz (Mašek, 1984).

Svrchnoproterozoické komplexy byly za kadomské orogeneze mírně zvrásněny a postiženy nejslabšími projevy regionální metamorfózy. V různých etapách byly prostoupeny plochami radiální tektoniky (Mašek, 1984).

V mořské pánvi, vytvořené po dlouhém období denudace, se počátkem ordoviku uložily převážně klastické sedimenty (břidlice, droby, křemence) s chudou faunou a se slabými projevy vulkanismu ve spodním ordoviku (arenigu). Sedimenty jsou spodně ordovického (tremadockého) až svrchně ordovického (berounského) stáří (Mašek, 1984).

Po ukončení sedimentace bylo paleozoikum za variské orogeneze intenzivně zvrásněno a porušeno zlomy. Proterozoická kora byla nasunuta na ordovik. Magmatická fáze variského cyklu se jen slabě projevila žilnými intruzemi a lokálním kontaktním působením (Mašek, 1984).

Následující dlouhé období denudace bylo porušeno svrchnokřídovou transgresí a neogenní fluvio-limnickou sedimentací. V kvartéru došlo k erozi vytvořené paroviny a k ukládání eolických, fluviatilních a jiných sedimentů, vznikly půdy a činností člověka se dotvořila krajina (Mašek, 1984).

3.1 Svrchní proterozoikum

Štěhovická skupina

Horniny svrchního proterozoika jsou zastoupeny v celé zkoumané oblasti. Rybník Bořín leží na východním okraji rozsáhlého horninového komplexu Štěhovické skupiny. Tato skupina představuje výhradně sedimentární horniny v nadloží kralupsko-zbraslavské skupiny. Ve zkoumaném území je mocná asi 1200 – 1600 m. Horniny této jednotky vznikaly v mořském prostředí zčásti klidnou pelagickou sedimentací, z větší části však uplatněním turbiditních proudů a podmořských skluzů (Zoubek, 1980).

Skupinu je možno dále rozčlenit na tři neformální jednotky, které mají povahu souvrství: spodní je převážně břidličná, střední tvoří droby se slepenci a ve svrchní opět převládají břidlice a prachovce (Röhlich, 1961).

Spodní (břidličná) jednotka je tvořena převážně prachovci a břidlicemi se slabým magnetismem, obsahujícími z větší části laminy a vrstvičky jemnozrnných a střednězrnných drob o mocnosti v milimetrech, centimetrech, vzácněji v decimetrech. Obsahuje i polohy tvořené břidlicemi a prachovci prakticky bez drobových lamin, zpravidla s jemnou (až vlasovou) laminací. Mocnost tohoto souvrství byla odhadnuta na 500 m (Röhlich, 1961).

Ve střední části štěchovické skupiny se spolu s břidlicemi uplatňují významně droby různé zrnitosti, včetně hrubozrnných, a zejména pak čočkovitá tělesa slepenců a drob s valouny. Souvrství má patrně kolísavou mocnost a místy nezřetelné hranice s podložní i nadložní jednotkou. Jeho mocnost byla odhadnuta velmi přibližně na 300 – 400 m (Röhlich, 1961).

Svrchní část štěchovické skupiny, jež je současně nejmladší jednotkou barrandienského proterozoika vůbec, je charakterizována výraznou převahou prachovců a břidlic, většinou jemně laminovaných, zčásti i bez zřetelné laminace. Obsahuje i menší polohy drob a partie břidlic páskovaných drobovými laminami. Mocnost této jednotky silně kolísá, zejména v důsledku denudace a dosahuje pravděpodobně mocnosti až 500 m (Röhlich, 1961).

Petrografické složení hornin štěchovické skupiny je poměrně jednotvárné a vcelku jednotné v průběhu celé skupiny. Materiál je zčásti sedimentární, zčásti pochází z vulkanitů podložní skupiny. Jednotlivé horninové druhy se mnohonásobně rytmicky opakují. Jsou to prakticky výhradně klastické, resp. klastické a jílovité horniny různé zrnitosti (Röhlich, 1961).

3.2 Paleozoikum

Ve zkoumaném území jsou paleozoické horniny zastoupeny především bazaltem, jehož magnetické působení je výrazně silnější než u prachovců a břidlic. Jedná se pravděpodobně o bazaltovou žílu probíhající zhruba severozápadním směrem a protínající rybník Bořín v jeho jihovýchodní části. Horninové žíly prorážejí vesměs proterozoický skalní podklad a jsou směrově shodné s klivážovým systémem (50 – 60°) (Mašek, 1984).

Alterovaný žilný bazalt (diabas) se rozptýleně vyskytuje v celém zkoumaném území. Řada výskytů je pravděpodobně skryta pod kvartérem. Strmě upadající žíly mají mocnost nejčastěji 1 – 2 m (Mašek, 1984).

Alterované bazalty jsou za čerstva nazelenalé až namodralé šedé, částečně rozložené jsou hnědé. Většinou jsou masivní, někdy s kulovou odlučností. Některé jsou drcené, některé silně zbrídlíčňelé a připomínají zelené břidlice. Zrnitost kolísá od jemné až k velmi hrubé, struktura je ofitická, někdy částečně porfyrická. Ve složení se uplatňují hlavně plagioklasy různé bazicity. Dále je přítomen pyroxen a v kolísavém množství chlorit. Chlorit je podstatnou součástí zbrídlíčňelých žil. Příměs tvoří křemen, rudní minerály aj. (Mašek, 1984).

3.3 Mesozoikum, terciér

Ke svrchní křídě (cenomanu) řadíme s určitou rezervou denudační zbytky, vyskytující se ostrůvkovitě na různých místech zkoumaného území. Jejich mocnost nepřesahuje 10 m, nadmořská výška jejich báze silně kolísá. Je pravděpodobné, že většina křídových reliktnů zůstává skryta pod kvartérem. Relikty řazené k těmto vrstvám jsou tvořeny většinou středně až hrubě zrnitými pískovci, písky a drobnozrnnými rozpadavými slepenci a štěrků (Mašek, 1984).

Neogenního stáří jsou pravděpodobně limnické, případně fluviálně-limnické hlinitojílovité úlomkovité sedimenty vyplňující deprese v podloží kvartéru s bází kolem 300 m (Mašek, 1984).

3.4 Kvartér

Pleistocén

Jedná se o eolické sedimenty – naváté písky a spraše se sprašovými hlínami nacházejícími se ve východní části zkoumaného území. Naváté písky tvoří buď souvislé, nebo jen nepatrné relikty jako výplně mrazových klínů a hrnců. Tyto uloženiny byly většinou vyváté z eluvií hornin proterozoika a ordoviku. Menším podílem jsou v nich zastoupena zrna z cenomanských pískovců a fluviálních uloženin (Mašek, 1984).

Spraše a sprašové hlíny jsou ve zkoumaném území z kvartérních pokryvů plošně nejrozšířenější. Jejich magnetická susceptibilita má datovací význam a umožňuje detekovat klimatické změny (Kletetschka, 1995). Jsou zde rozšířeny odvápněné spraše,

které označujeme jako sprašové hlíny. Vznikly zde v důsledku silnějšího výluhu srážkovou vodou. Jako recentní půdní typ je na spraších většinou vyvinuta hnědozem, na sprašových hlínách pak více nebo méně mramorované pseudogleje (Mašek, 1984).

Spraše a sprašové hlíny tvoří na většině území plošné pokryvy o průměrné mocnosti kolem 4 m. Místy se vyskytují i ve formě závějí na svazích, kde dosahují vyšších mocností (až kolem 7 m) (Mašek, 1984).

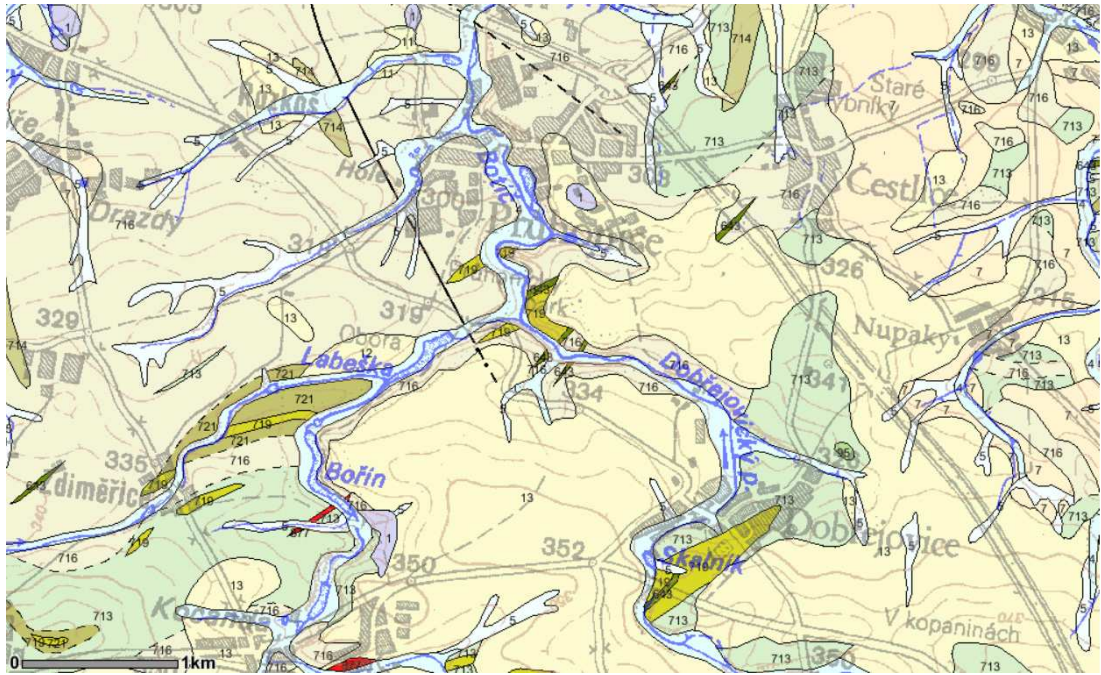
Sprašové sedimenty jsou z litologického i geneticko-stratigrafického hlediska většinou komplikovaným souborem, tvořeným kromě eolických sedimentů také polohami různých druhů deluviálních, zejména soliflukčních uloženin. Jsou rozčleněny pohřbenými fosilními půdami autochtonního charakteru. Vrty v nich byly zjištěny až dvě interglaciální fosilní půdy, které však nelze přesněji stratigraficky zařadit, poněvadž jednak postrádají paleontologický i archeologický obsah, jednak spočívají přímo na předkvartérním podloží. Jedná se především o fosilní půdy typu pseudogleje až parapodzoly (Mašek, 1984).

Holocén

Fluviální, převážně písčitohlinité sedimenty, vyplňují údolní nivy vodních toků. Nacházejí se především v jižní části zkoumaného území, podél toku Botiče. Litologicky jsou tvořeny převážně písčitými hlínami, promíšenými úlomky proterozoických, případně ordovických hornin a ojediněle i valouny křemene. Jejich mocnost kolísá mezi 1 až 4 m. Lokálně jsou nivní sedimenty tvořeny písčitými šterky (Mašek, 1984).

Deluviofluviální sedimenty vyplňují bezvodá, vanovitá, často prstovitě se rozvětvující mělká erozní údolíčka. Jsou tvořeny převážně humózními, písčitými, někdy i poněkud jílovitými hlínami, obsahujícími klastickou příměs v závislosti na výchozech okolních hornin. Jejich mocnost se pohybuje většinou mezi 1 až 3 m (Mašek, 1984).

Antropogenních uloženin bylo v údolí Botiče využito pro stavbu rybníčních hrází (Mašek, 1984).



Obr. 6 Výřez z geologické mapy 1:25 000 list 12-422 Průhonice (Mašek, 1984)

4. Teoretické základy magnetometrie

Magnetometrie je geofyzikální disciplína zabývající se studiem současného geomagnetického pole Země, jeho anomálií a magnetických vlastností hornin a antropogenních objektů. V geologii je její aplikace založena na tom, že magnetická pole geologických těles se projevují jako poruchy normálního geomagnetického pole (magnetické anomálie). Tyto anomálie se mohou vytvořit proto, že tato tělesa obsahují v různé míře feromagnetické minerály, a že vznikla a nacházejí se v zemském magnetickém poli. Tyto anomálie nelze měřit přímo, měří se jejich absolutní či relativní hodnoty totálního geomagnetického pole, nebo jeho složek a anomálie se z nich určují jako regionální anebo lokální nepravidelnosti (Mareš, 1990).

4.1 Využití magnetometrie

Magnetometrie je významná při vyhledávání ložisek železných a polymetalických rud a celkově všech objektů s vysokou magnetizací nebo s vysokým kontrastem magnetizace vůči okolí. Lze ji využít i pro geologické mapování, v archeologii nebo při vyhledávání nevybuchlé munice, ať už z posledních válek nebo při čištění starých vojenských území. Poslední dobou je velmi časté využití magnetometrie při vyhledávání barelů obsahujících různé kontaminanty (Pospíšil, 2007).

Magnetometrii lze dále využít při studiu paleomagnetismu. Látky, jež obsahují minerály s remanentní magnetizací, si pamatují směr geomagnetického pole, které působilo v době jejich vzniku. Díky tomu lze zjistit směr geomagnetického pole, který byl při vzniku vzorku. Díky paleomagnetismu lze určovat stáří hornin, dělat paleogeografické rekonstrukce a lze ho využít při studiu deskové tektoniky. Kratší časové změny geomagnetického pole lze využít při studiu archeomagnetismu. Studium anizotropie magnetické susceptibility lze užít při řešení texturních otázek - u sedimentů lze zjistit směr proudění vody, u vyvřelin směr pohybu magmatu (Pospíšil, 2007).

Aeromagnetometrii lze použít při studiu geologické stavby větších geologických celků a při vyhledávání ložisek nerostných surovin (Pospíšil, 2007).

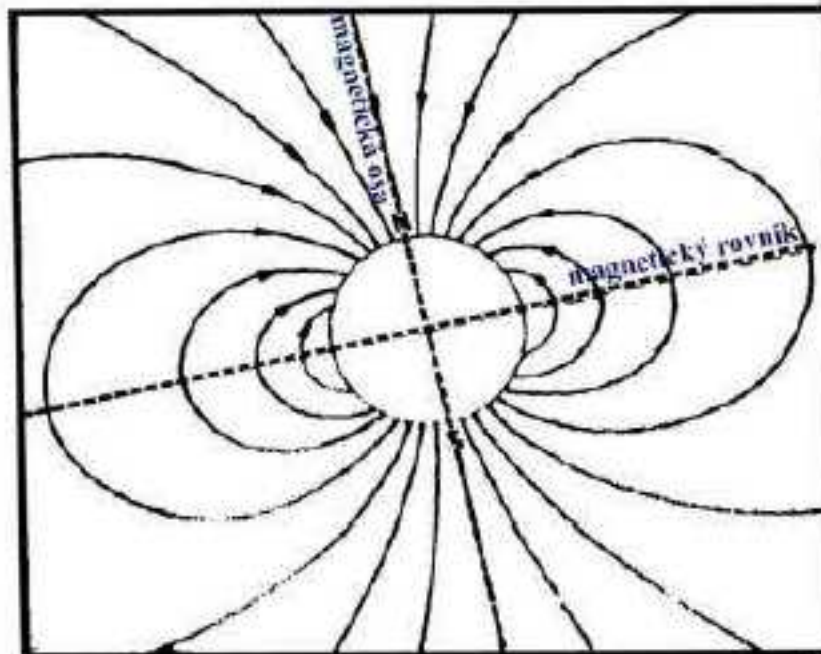
4.2 Zemské magnetické pole

Magnetické pole Země či geomagnetické pole je indukované magnetické pole v určitém prostoru okolo Země, ve kterém působí magnetická síla generovaná geodynamem uvnitř planety (Bochníček, 2004).

Zdrojem magnetického pole Země jsou fázové změny a pohyb elektricky vodivých hmot ve vnějším jádře. Z paleomagnetických výzkumů víme, že pole měnilo mnohokrát v minulosti svou polaritu. Intervaly mezi inverzemi se pohybovaly od desítek tisíců do desítek milionů let. Poslední inverze proběhla před 720 tisíci lety (Kletetschka,1992).

Z rozboru magnetických měření, prováděných na povrchu kontinentů i oceánů již po několik století vyplývá, že zemské magnetické pole lze v prvním přiblížení považovat za pole axiálního geocentrického dipólu. Magnetický moment tohoto dipólu je zhruba $8 \cdot 10^{22} \text{ Am}^2$ (Bochníček, 2004).

Geomagnetický pól se na severní polokouli nalézá v Kanadě a jeho zeměpisné souřadnice jsou 79°N , 104°W . V důsledku této excentricity je geomagnetická šířka Severní Ameriky větší než geomagnetická šířka Evropy. V ČR se hodnota intenzity geomagnetického pole pohybuje kolem 48 000 nT a roste o několik desítek nT ročně (Bochníček, 2004).



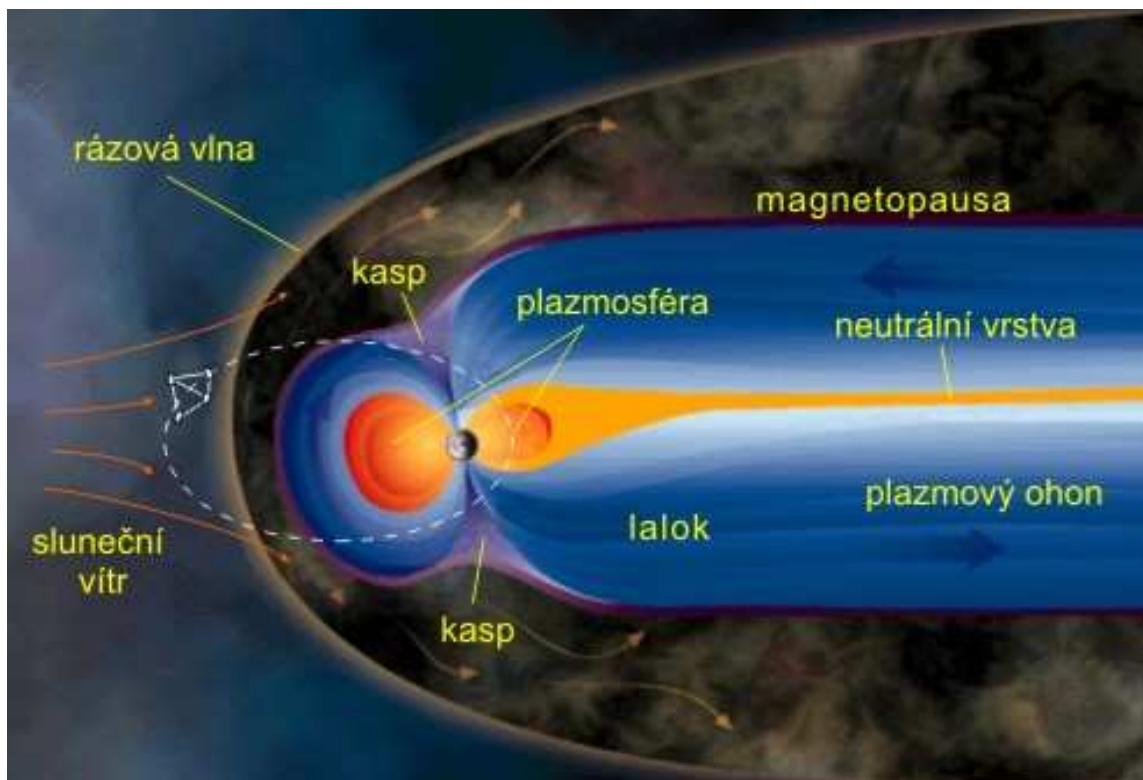
Obr. 7 Schéma magnetického pole Země (Pospíšil, 2007)

Prostor kolem Země, kde se projevuje magnetické pole, nazýváme magnetosféra. Ta je neustále vystavena tlaku způsobeného slunečním větrem, který se převážně skládá z kladně nabitých protonů (heliových jader) a záporně nabitých elektronů. Tlak, který je na magnetosféru vyvíjen, způsobuje deformaci této vrstvy. Na přivrácené straně je stlačena a siločáry magnetického pole jsou uzavřené křivky,

zatímco na odvrácené straně se vytváří dlouhý ohon magnetosféry, který zasahuje hluboko za oběžnou dráhu Měsíce (Müller, 1985).

Vnější ostrou hranici magnetosféry nazýváme magnetopauza a vnitřní hranici tvoří ionosféra. Tvar magnetosféry se vlivem intenzity slunečního větru, která není konstantní, neustále mění. Při silných magnetických bouřích se magnetosféra z obvyklých 60 000 km na přivrácené straně může stlačit až na polovinu (Müller, 1985).

Ne vždycky dokáže magnetické pole Země zabránit vniknutí částic slunečního větru do zemské atmosféry. Sluneční vítr obtéká Zemi a v oblastech pólů se mohou částice dostat do oblasti ionosféry a dochází k rekombinaci iontů, jež byly ionizovány slunečním zářením. Uvolněná energie ve formě světla je ze zemského povrchu pozorována jako polární záře (Müller, 1985).



Obr. 8 Struktura magnetosféry (Kaizr, 2004)

4.3 Coulombův zákon

Pro popis magnetického pole pomocí magnetických pólů můžeme využít analogii magnetického a elektrického pole (Dunlop, 1997).

$$F_m = -k \frac{\Phi^1 \Phi^2}{r^2} \quad [N] \quad (1)$$

Coulombův zákon stanovený pro elektrostatiku, můžeme využít i u magnetického pole. Dva magnetické póly se přitahují, nebo odpuzují magnetickou silou, přímo úměrnou jejich magnetickým tokům Φ^1 , Φ^2 a nepřímo úměrnou jejich vzdálenosti r . k je v Coulombově zákoně konstanta úměrnosti, která má pro vakuum, a přibližně pro vzduch hodnotu $k = -1/4\pi\mu_0$, kde μ_0 je permeabilita vakua (Dunlop, 1997).

4.4 Poissonův vztah

Poissonův vztah platí pro hustotně homogenní a homogenně namagnetovaná tělesa a říká, že magnetický potenciál je v každém bodě úměrný té složce tíže, která je ve směru magnetizace (Dunlop, 1997).

$$W = k \left(\frac{M_z}{G\rho} \right) g_z \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (2)$$

W je magnetický potenciál

ρ je hustota

M_z je velikost vertikální magnetizace

G je gravitační konstanta.

k je konstanta, $k = \mu_0/4\pi$, μ_0 je permeabilita vakua

g_z je vertikální složka intenzity gravitační síly

4.5 Fyzikální veličiny používané při popisu magnetického pole

4.5.1 Intenzita magnetického pole a magnetická indukce

Intenzitu magnetického pole \mathbf{H} v libovolném bodě prostoru, kde neexistuje žádný elektrický proud, a tedy žádná magnetická hmota, vyjádříme jako gradient magnetického potenciálu W :

$$\mathbf{H} = - \text{grad } W \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (3)$$

Kde W je funkcí souřadnic vyhovujících Laplaceově rovnici $\Delta W = 0$ neboli

$$\frac{\partial^2 W}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 W}{\partial z^2} = 0 \quad (4)$$

a x, y a z jsou kartézské souřadnice. Prostor, ve kterém působí magnetické síly na magnet nebo cívku protékanou proudem, nazýváme magnetickým polem. Silový vliv pole charakterizuje magnetická indukce \mathbf{B} ,

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad [\text{nT}] \quad (5)$$

kde $\mu = \mu_r \mu_0$ je permeabilita prostředí, vyjádřená jako součin relativní permeability μ_r a permeability vakua μ_0 . Relativní permeabilita μ_r vzduchu, vody i slabě magnetických hornin ($\kappa < 10^{-6}$) je prakticky rovna 1 (Mareš, 1990).

Uvažujeme stacionární magnetické pole a měření nad zemským povrchem. Pro magnetické pole ve vzduchu lze použít vztahu

$$\mathbf{B} = B_0 = \mu_0 H \quad [\text{nT}] \quad (6)$$

přičemž $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} \text{ (Hm}^{-1}\text{)}$ (Mareš, 1990).

4.5.2 Magnetická permeabilita μ

Permeabilita je fyzikální veličina, která vyjadřuje vliv určitého prostředí na výsledné účinky působícího magnetického pole (Dunlop, 1997).

$$\mu = B/H \quad [\text{Hm}^{-1}] \quad (7)$$

4.5.3 Permeabilita vakua μ_0

Absolutní permeabilita vakua je $\mu_0 = 4\pi * 10^{-7} \text{ [Hm}^{-1}\text{]}$. Magnetické pole s intenzitou H působící ve vakuu, způsobí magnetickou indukci (Dunlop, 1997).

$$B_0 = \mu_0 H \quad [\text{nT}] \quad (8)$$

4.5.4 Relativní permeabilita μ_r

Relativní permeabilita je poměr dvou permeabilit – magnetické permeability a permeability vakua (Dunlop, 1997).

$$\mu_r = \mu/\mu_0 \Rightarrow \mu = \mu_r \mu_0 \quad [\text{Hm}^{-1}] \quad (9)$$

4.5.5 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita κ popisuje chování materiálů ve vnějším magnetickém poli. Jedná se v soustavě SI o bezrozměrnou veličinu.

$$\mathbf{B} = \mu H = \mu_r \mu_0 H = \mu_0 H + \mu_0 (\mu_r - 1) H = \mu_0 H + \mu_0 \kappa H = \mu_0 (H + \kappa H) \quad [\text{nT}] \quad (10)$$

$$\kappa = \mu_r - 1 \Rightarrow \mu_r = 1 + \kappa \quad [\text{SI}] \quad (11)$$

Ve vakuu je μ_r rovno 1 a κ rovno 0. Většina minerálů a hornin má nízké hodnoty magnetické susceptibility např. grafit $-177 * 10^{-6} \text{ SI}$ a kalcit $-13,1 * 10^{-6} \text{ SI}$ a relativní permeabilitu blízko jedné. Vysoké magnetické susceptibility a permeability mají některé kovy např. magnetit $3000000 * 10^{-6} \text{ SI}$ (Dunlop, 1997).

4.5.6 Intenzita magnetizace

Magnetizace je vektorová veličina charakterizující magnetické vlastnosti látkového prostředí vystaveného vnějšímu magnetickému poli. Magnetizace představuje objemovou hustotu magnetického dipólového momentu v prostředí. Značíme ji \mathbf{M} (Dunlop, 1997).

$$\mathbf{M} = \kappa \mathbf{H} \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (12)$$

Platí:
$$\mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}) \quad [\text{nT}] \quad (13)$$

4.5.7 Magnetický moment

Máme-li těleso o objemu V , které je stejnoměrně zmagnetizované s intenzitou magnetizace M , pak vektorovou veličinu \mathbf{m} nazýváme magnetický moment (Dunlop, 1997).

$$\mathbf{m} = V\mathbf{M} = V\kappa\mathbf{H} \quad [\text{Am}^2] \quad (14)$$

4.6 Magnetický potenciál dipólu

Mějme tyčový magnet délky $2l$, v jehož pólech jsou soustředěna magnetická množství $+q$, $-q$. Magnetický potenciál v bodě P bude

$$W = c' \left(\frac{q}{r_1} - \frac{q}{r_2} \right) = c' q \frac{r_2 - r_1}{r_1 r_2} \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (15)$$

Při $l < r$ je $r_2 - r_1 = 2l \cos\theta$, $r_1 r_2 = r^2$, pak přibližně platí

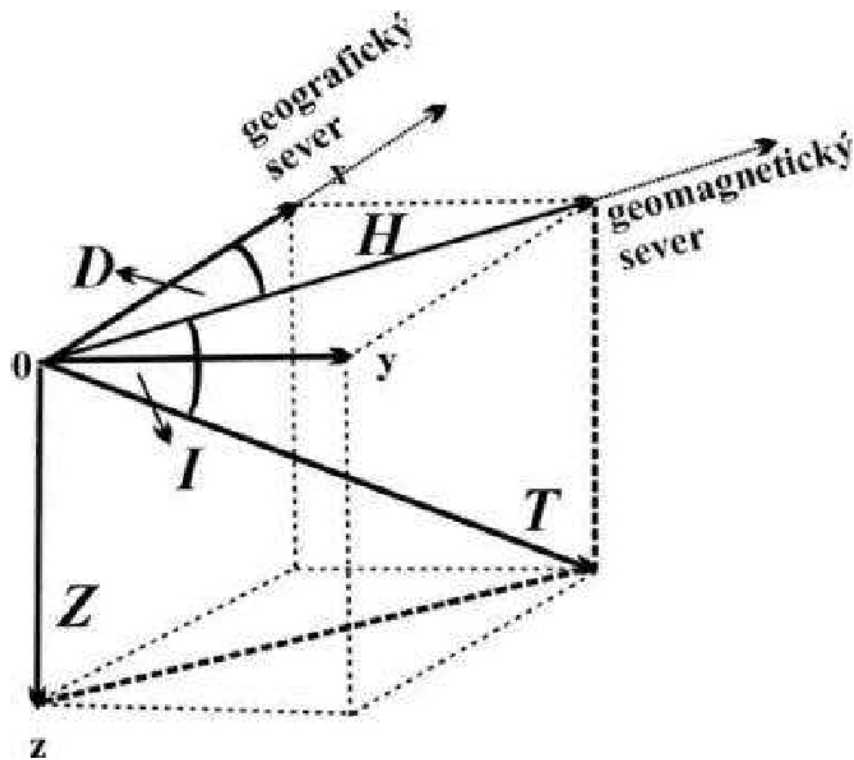
$$W = c' \frac{2ql}{r^2} \cos\theta = c' \frac{m}{r^2} \cos\theta \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (16)$$

kde $2ql = m$ je magnetický moment velmi krátkého magnetu a $c' = 1/4\pi$. Pro dipól platí tento vztah přesně v důsledku infinitezimální vzdálenosti mezi póly. Při změně polarity se změní znaménko (Mareš, 1990).

4.7 Elementy zemského magnetického pole

Vektor intenzity zemského magnetického pole T (totální složka) v libovolném bodě P nad zemským povrchem má směr siločáry procházející tímto bodem a jeho velikost i směr jsou funkcí polohy bodu P . Jeho průmětem do horizontální roviny je složka H a do vertikální roviny složka Z . Horizontální složka udává směr magnetického poledníku v bodě P a rozkládáme ji na severní složku X a východní složku Y . Úhel mezi geografickým a magnetickým poledníkem je magnetická deklinace D . Úhel mezi

horizontální rovinou a vektorem T je magnetická inklinace I . Pokud magnetický poledník probíhá východně od geografického, je magnetická deklinace D kladná, probíhá-li západně, je záporná. Směřuje-li vektor T pod horizontální rovinu, je inklinace I kladná (severní polokoule), směruje-li nad horizontální rovinu, je inklinace záporná (jižní polokoule) (Pospíšil, 2007).



Obr. 9 Elementy zemského magnetického pole (Pospíšil, 2007)

4.8 Sférická harmonická analýza

Geomagnetické pole na zemském povrchu a nad ním popisujeme potenciálem W . Toto pole není závislé pouze na vzdálenosti r od zemského středu a na doplňkové šířce $\theta=90-\varphi$, ale i na zeměpisné délce λ . Měříme tři složky pole,

$$X = \frac{\mu_0}{r} \frac{\partial W}{\partial \theta}, \quad Y = -\frac{\mu_0}{r \sin \theta} \frac{\partial W}{\partial \lambda}, \quad Z = \mu_0 \frac{\partial W}{\partial r} \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (17)$$

v řadě známých bodů (r, θ, λ) . Výpočtem se najdou takové hodnoty těchto koeficientů, které vyhovují pozorováním. Výsledkem takové analýzy je např. zjištění, že člen, který roste se vzdáleností r , musí reprezentovat zdroj, který je od počátku více vzdálen než zemský povrch, neboť magnetické pole slábne se vzdáleností od zdroje. Velmi malá hodnota těchto členů svědčí o tom, že zemské magnetické pole má svůj původ z největší části uvnitř Země. Podíl zdrojů nad zemským povrchem, jakými jsou např. elektrické proudy v ionosféře, je zanedbatelně malý (Mareš, 1990).

Gaussův magnetický potenciál W úhrnu vnitřních zdrojů můžeme vyjádřit jako (Mareš, 1990),

$$W = c \cdot R \sum_{n=1}^{\infty} \left(\frac{R}{r}\right)^{n+1} \sum_{m=0}^n [g_n^m \cos m\lambda + h_n^m \sin m\lambda] P_n^m(\cos\theta) = W_1 + W_2 + \dots + W_n +$$

[Am⁻¹] (18)

kde R je poloměr Země (pro body na jejím povrchu $r = R$), g_n^m a h_n^m jsou konstantní součinitele, $P_n^m(\cos\theta)$ jsou tzv. přidružené Legendreovy funkce, a kde každý člen W_1, W_2, \dots vyhovuje Laplaceově rovnici.

$$W_1 = c \cdot R \left(\frac{R}{r}\right)^2 [g_1^0 \cos\theta + (g_1^1 \cos\lambda + h_1^1 \sin\lambda) \sin\theta] \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (19)$$

$$W_2 = c \cdot R \left(\frac{R}{r}\right)^3 \left[\frac{1}{2} g_2^0 (3\cos^2\theta - 1) + (g_2^1 \cos\lambda + h_2^1 \sin\lambda) 3\sin\theta \cos\theta + (g_2^2 \cos 2\lambda + h_2^2 \sin 2\lambda) 3\sin^2\theta \right] \quad [\text{Am}^{-1}] \quad (20)$$

4.9 Magnetické pole geocentrického odkloněného dipólu

Jedná se o jednu z metod, jak aproximovat geomagnetické pole. Zvolíme pravouhly souřadný systém $(0, x_1, x_2, x_3)$ tak, aby osa x_1 ležela v rovině rovníku a greenwichského poledníku ($\lambda=0$), x_2 také v rovině rovníku ($\lambda=90^\circ$) a osa x_3 v ose rotace Země ($\theta=0$). Z tohoto vyplývá, že další členy v rovnici 19 představují rovněž potenciály dipólů: potenciál dipólu o momentu $g_1^1 R^3$ podél x_1 a potenciál dipólu o momentu $h_1^1 R^3$ podél x_2 . Ke vzniku W_1 tedy přispívají tři geocentrické dipóly, jeden koaxiální a dva vzájemně kolmé ekvatoriální; ty je možno považovat za složkové dipóly jediného geocentrického dipólu, který je vzhledem k x_3 nakloněn o 11° . Jeho magnetický moment je

$$m = R^3 \sqrt{(g_1^0)^2 + (g_1^1)^2 + (h_1^1)^2} = 8 \cdot 10^{22} \quad [\text{Am}^2] \quad (21)$$

a jeho osa (tzv. geomagnetická osa) protíná zemský povrch v geomagnetických pólech (Mareš, 1990).

4.10 Nedipólové magnetické pole

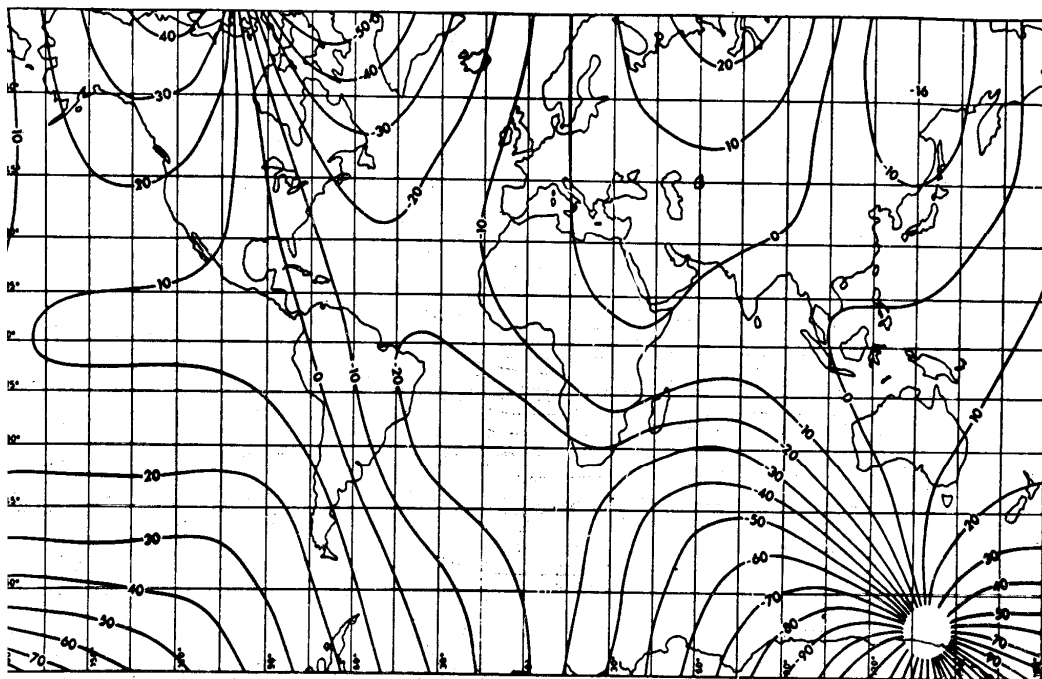
Jedná se o tzv. zbytkové nedipólové pole, které reprezentuje kontinentální anomálie. Je určeno potenciály W_2, W_3, \dots z rovnice 18 a získáme ho odečtením pole geocentrického odkloněného dipólu od skutečného pole, které můžeme zjistit ze světových magnetických map. V současnosti na Zemi existuje šest výrazných kontinentálních anomálií. Mezi kladné anomálie patří asijská, antarktická a americká,

mezi záporné potom australská, africká a islandská. Velikost těchto anomálií se pohybuje v rozmezí 7000 až 17 000 nT (Mareš, 1990). Jihoamerická anomálie je nejspíše místem budoucího severního magnetického pólu (Trivedi, 2005).

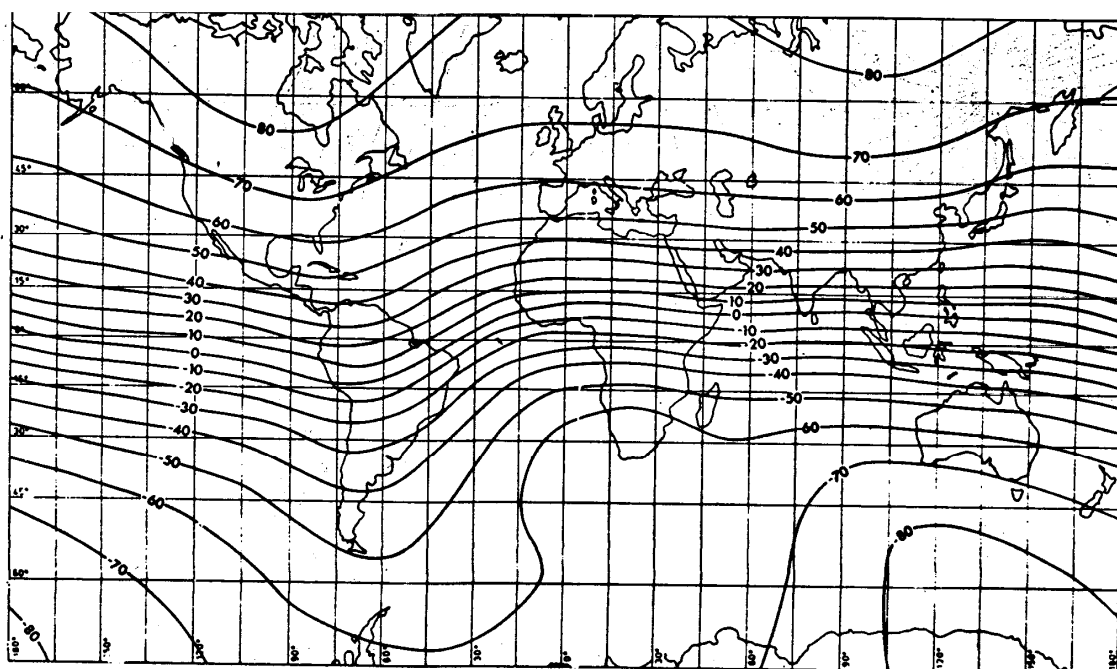
Kontinentální anomálie můžeme též vyjádřit jako pole šesti nebo většího počtu radiálně uspořádaných dipólů či proudových smyček, vhodně rozmístěných při povrchu zemského jádra v houbce asi 3000 km. Střední rozměr kontinentálních anomálií je asi 7000 km. U regionálních anomálií je rozměr podstatně menší, bývá v rozmezí desítky až stovky km, což znamená, že jejich zdroje se nacházejí v zemské kůře. Na Zemi se nevyskytují anomálie o rozměrech 700 až 3500 km. Je to způsobeno tím, že v plášti, v hloubkách okolo 40 km až 2900 km, se nenacházejí žádné magnetické zdroje (Mareš, 1990).

4.11 Světové magnetické mapy

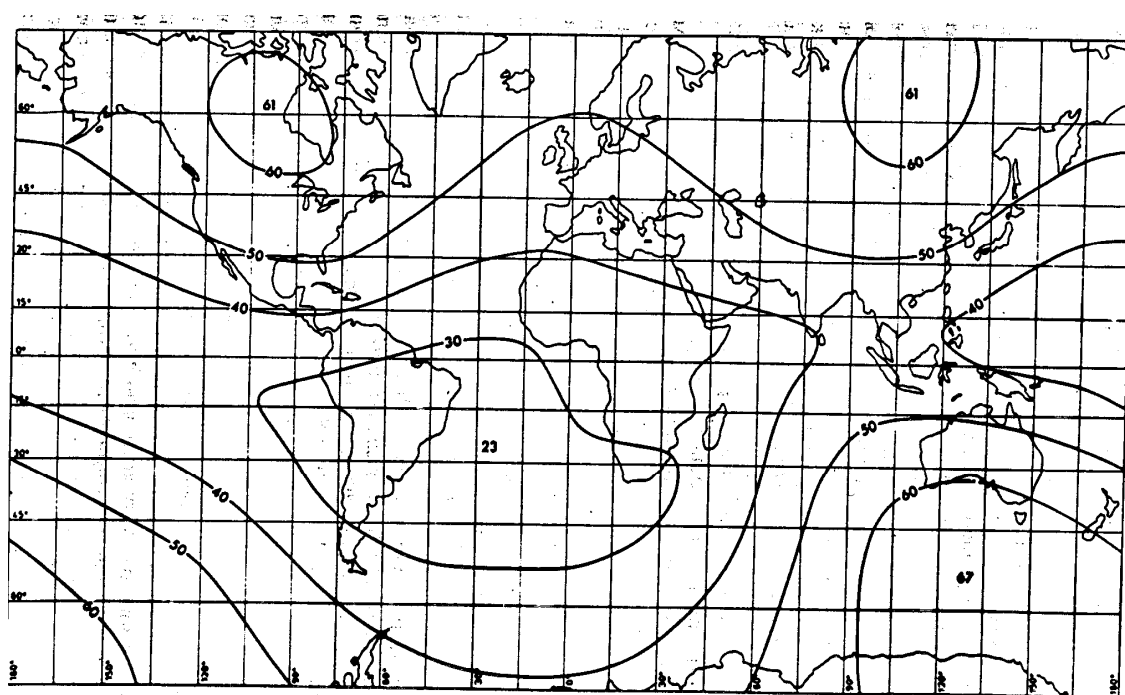
Představují skutečné rozložení elementů geomagnetického pole na zemském povrchu. Sestrojují se na základě přímých měření. Metodou postupného shlazování se potom konstruují mapy izolinií, v nichž jsou odstraněny vlivy lokálních a regionálních poruch. Izolinie T,Z,H,X,Y se nazývají isodynami T,Z,H,X,Y, izolinie deklinací se nazývají izogony a izolinie inklinací se nazývají izoklíny. Protože se elementy geomagnetického pole s časem mění, sestrojují se mapy vždy k nějakému okamžiku, kterému se říká epocha (Mareš, 1990).



Obr. 10 Globální mapa izogon nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973)



Obr. 11 Globální mapa izoklín nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973)



Obr. 12 Globální mapa izodynam T nad světovou mapou kontinentů (Breiner, 1973)

4.12 Krátkodobé variace geomagnetického pole

Krátkodobé variace geomagnetického pole jsou detekovány v intervalech od zlomků vteřin až po několik let. Na krátkodobé variace geomagnetického pole má vliv hlavně sluneční aktivita, ta není stálá a s časem se mění. Při vysoké sluneční aktivitě rychle nabitě sluneční částice ze Slunce prolétají geomagnetickým polem, indukují elektrické proudy a magnetická pole těchto proudů registrujeme na Zemi jako variace geomagnetického pole. Sluneční aktivita se mění v průměru po jedenácti letech. V průběhu tohoto cyklu dochází ke slunečním erupcím a obdobím zvýšené aktivity, které se na Zemi projevují jako magnetické poruchy a bouře. Ve vysokých zeměpisných šířkách jsou tyto jevy doprovázeny polární září (Pospíšil, 2007).

Dalšími prvky, které mají vliv na krátkodobé variace geomagnetického pole, jsou účinky Slunce a Měsíce a také periodicky proměnný ohřev denní strany vysoké atmosféry. Tyto účinky způsobují změny v ionosférických elektrických proudech a projevují se jako variace geomagnetického pole s periodou denní a roční (Pospíšil, 2007).

Z hlediska geofyzikálního průzkumu mají největší význam denní variace a magnetické bouře. Denní variace musíme registrovat a měření o ně opravit. Při magnetických bouřích musí být měření přerušeno. Denní variace nabývají nejčastěji hodnot v rozmezí 10 nT – 30 nT, při magnetických bouřích dosahují rychlé změny geomagnetického pole až hodnot 1000 nT (Pospíšil, 2007).

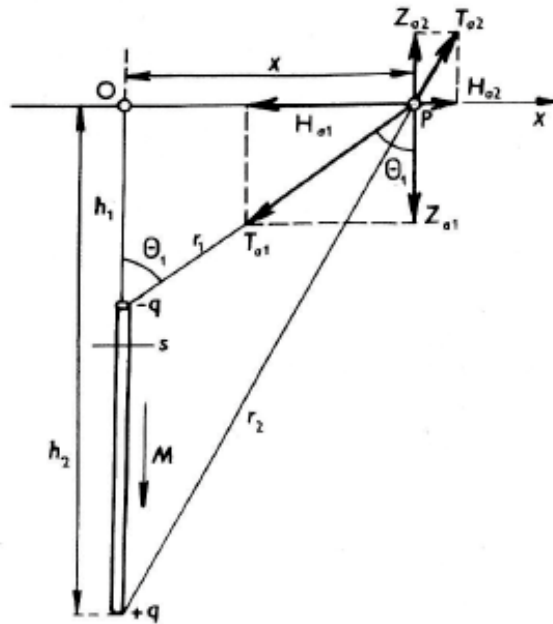
4.13 Sekulární variace geomagnetického pole

Jedná se o pomalé změny geomagnetického pole, které jsou patrné až z dlouhodobých měření trvajících desítky až stovky let. Zdrojem těchto variací jsou procesy ve vnějším tekutém zemském jádře. Sekulárním variacím podléhá dipólová i nedipólová část geomagnetického pole. V dipólové části pole se projevují jako změna intenzity pole a polohy geomagnetických pólů. V nedipólové části pole se projevují jako změna intenzity, tvaru a polohy kontinentálních a oceánských anomálií (Pospíšil, 2007).

4.14 Magnetická pole Z_a (vertikální složka), H_a (horizontální složka), těles s vertikální magnetizací

Předpoklad vertikálního směru magnetizace zjednodušuje řešení geofyzikálních úloh. V geologickém prostředí bývá splněn jen v omezeném množství případů (na pólech) (Mareš, 1990).

4.14.1 Tenká svislá tyč



Obr. 13 Tenká svislá tyč – rozložení uvažovaných prvků (Mareš, 1990)

Složky magnetického pole tělesa jsou :

$$Z_a = \frac{cq h_1}{(x^2 + h_1^2)^{3/2}} - \frac{cq h_2}{(x^2 + h_2^2)^{3/2}} \quad [\text{nT}] \quad (22)$$

$$H_a = \frac{cq x}{(x^2 + h_2^2)^{3/2}} - \frac{cq x}{(x^2 + h_1^2)^{3/2}} \quad [\text{nT}] \quad (23)$$

Kde $c = \mu_0 c' = 10^{-7} \text{ Hm}^{-1}$, h_1^2 jsou konstantní součinitele a $q = \text{Ms}$ (Mareš, 1990).

4.14.2 Koule

Magnetické pole koule se středem v hloubce h a poloměrem x .

$$Z_a = cm \frac{2h^2 - x^2}{(x^2 + h^2)^{5/2}} \quad [\text{nT}] \quad (24)$$

$$H_a = -cm \frac{3hx}{(x^2 + h^2)^{5/2}} \quad [\text{nT}] \quad (25)$$

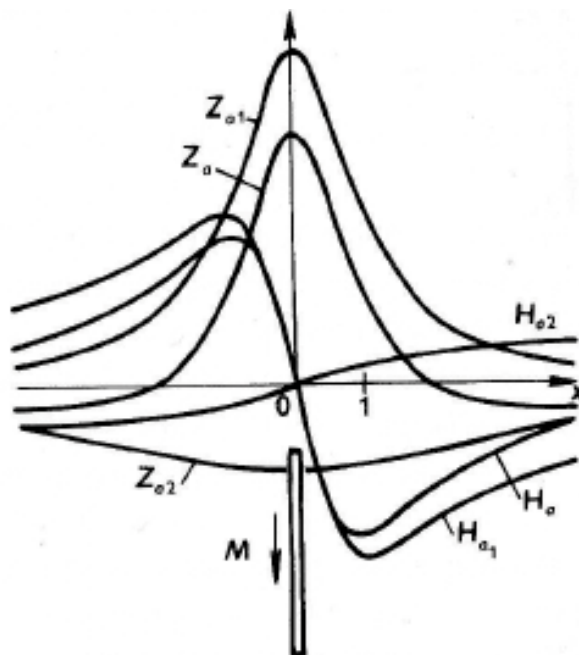
Kde $m = \frac{4}{3} \pi R^3 M$, R je poloměr koule (Mareš, 1990).

4.14.3 Tenká svislá deska

Předpokládáme, že její směrná délka je nekonečná. Osa x je kolmá na její směr, počátek je nad deskou a osa y je orientovaná ve směru desky. Z tenké desky o mocnosti 2b, vyřizneme ve vzdálenosti y tenkou svislou tyč o průřezu ds=2bdy. Účinek desky se rovná součtu všech takovýchto elementárních tyčí (Mareš, 1990).

$$Z_a = 2cM2b \left(\frac{h_1}{x^2+h_1^2} - \frac{h_2}{x^2+h_2^2} \right) \quad [\text{nT}] \quad (26)$$

$$H_a = 2cM2b \left(\frac{x}{x^2+h_2^2} - \frac{x}{x^2+h_1^2} \right) \quad [\text{nT}] \quad (27)$$



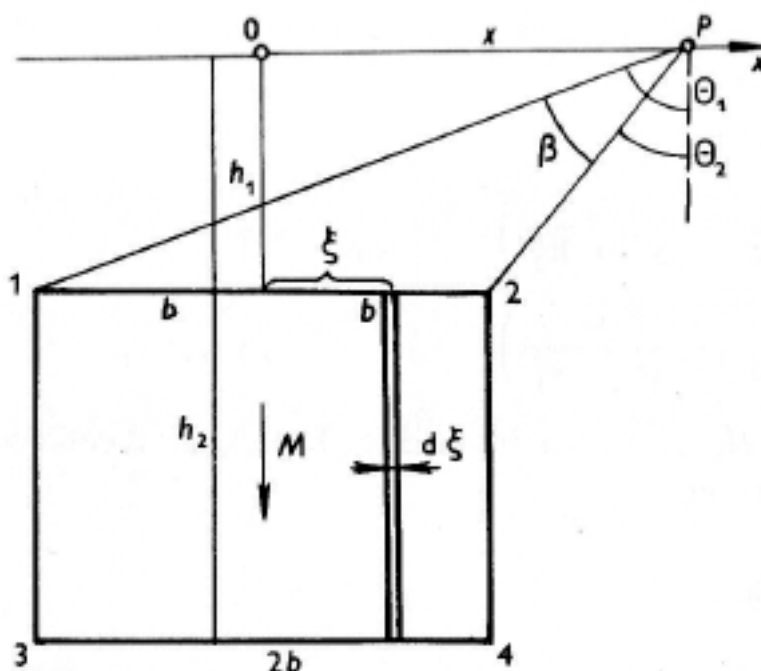
Obr. 14 Průběh složek pole Z_a , H_a nad tenkou svislou deskou o vertikální magnetizaci (Mareš, 1990)

4.14.4 Mocná svislá deska

Jedná se o velmi dlouhý pravoúhlý hranol. Z tohoto hranolu o mocnosti 2b vyřizneme ve vzdálenosti ξ od počátku tenkou svislou desku. Účinek hranolu vypočítáme pomocí integrace v mezích od $-b$ do $+b$ účinků všech takových elementárních desek (Mareš, 1990).

$$Z_a = 2cM \left(\arctg \frac{x+b}{h_1} - \arctg \frac{x-b}{h_1} - \arctg \frac{x+b}{h_2} + \arctg \frac{x-b}{h_2} \right) \quad [\text{nT}] \quad (28)$$

$$H_a = cM \left[\ln \frac{h_2^2+(x+b)^2}{h_2^2+(x-b)^2} - \ln \frac{h_1^2+(x+b)^2}{h_1^2+(x-b)^2} \right] \quad [\text{nT}] \quad (29)$$



Obr. 15 Mocná svíslá deska – rozložení uvažovaných prvků (Mareš, 1990)

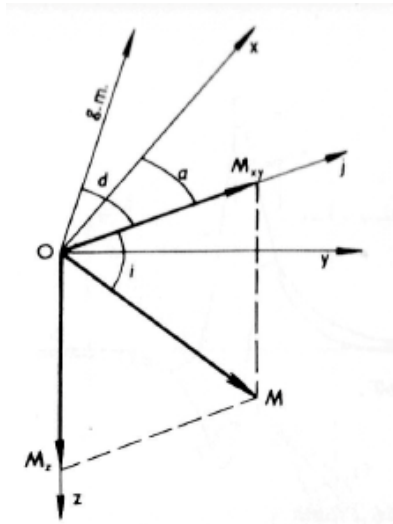
Při šikmé magnetizaci poloprostoru se uplatní jen svíslá složka magnetizace.

$$Z_a = 2\pi c M_z \quad [\text{nT}] \quad (30)$$

4.15 Magnetická pole Z_a (vertikální složka), H_a (horizontální složka) těles s obecnou magnetizací

Složky magnetizace M_x , M_y , M_z vyjádříme v souřadném systému, kde z je svíslá osa, x položíme do profilu, na němž hledáme magnetické účinky a osa y bude pravotočivě kolmá k x. Magnetické pole tělesa hledáme zpravidla na charakteristickém profilu, který přechází:

- 1) Tělesa silně protažená podél horizontály kolmo ke směru jejich protažení. Osa y je rovnoběžná se směrem protažení, potenciál ve směru y je konstantní $\partial V_a / \partial y = 0$ (Mareš, 1990).
- 2) Tělesa izometrická a vertikálně protažená tělesa izometrického průřezu nad jejich středem v rovině magnetizace, $M_y = 0$ (Mareš, 1990).



Obr. 16 Orientace souřadného systému pro vyjádření složek celkové magnetizace (Mareš, 1990)

Pro oba případy platí Poissonův vztah : $W_a = -\frac{c'}{G\rho} (M_x V_x + M_z V_z) [\text{Am}^{-1}]$ (31)

Kde V je gravitační potenciál a G je gravitační konstanta.

Složky obecné magnetizace potom jsou: $Z_a = -\mu_0 W_z = \frac{cM_x}{G\rho} V_{xz} + \frac{cM_z}{G\rho} V_{zz} \text{ [nT]}$ (32)

$X_a = H_a = -\mu_0 W_x = \frac{cM_x}{G\rho} V_{xx} + \frac{cM_z}{G\rho} V_{xz} \text{ [nT]}$ (33)

Složky pole při vertikální magnetizaci ($i=90^\circ$, $M_x = 0$, $M_z = M$):

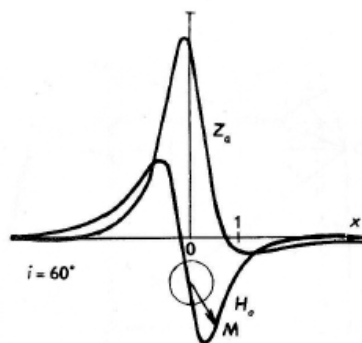
$Z_a^v = \frac{cM}{G\rho} V_{zz} \text{ [nT]}$ (34)

$X_a^v = H_a^v = \frac{cM}{G\rho} V_{xz} \text{ [nT]}$ (35)

Pro šikmo magnetizovanou kouli platí:

$Z_a = \frac{cM\tau}{(x^2+h^2)^{5/2}} [(2h^2 - x^2)\sin(i) - 3hx\cos(i)] \text{ [nT]}$ (36)

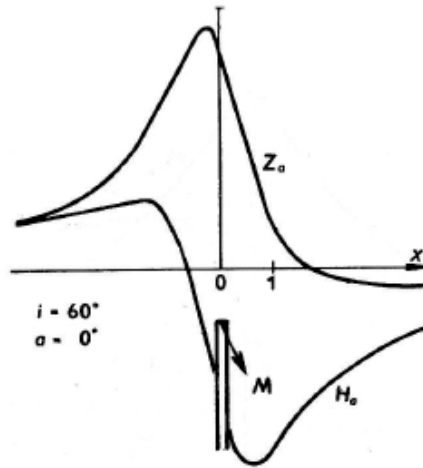
$H_a = -\frac{cM\tau}{(x^2+h^2)^{5/2}} [(h^2 - 2x^2)\cos(i) + 3hx\sin(i)] \text{ [nT]}$ (37)



Obr. 17 Průběh složek pole Z_a , H_a nad šikmo magnetizovanou koulí (Mareš, 1990)

Pro svislou tenkou desku platí: $Z_a = \frac{2cM2b}{x^2+h_1^2} (h_1 \sin(i) - x \cos i \cos(a))$ [nT] (38)

$$H_a = -\frac{2cM2b}{x^2+h_1^2} (h_1 \cos(i) \cos(a) + x \sin(i))$$
 [nT] (39)

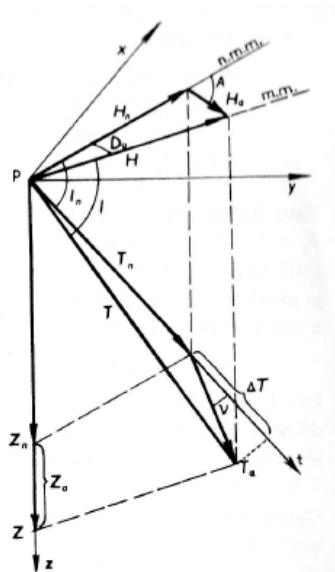


Obr. 18 Průběh složek pole Z_a , H_a nad šikmo magnetizovanou tenkou svislou deskou (Mareš, 1990)

4.16 Stanovení anomálií magnetického pole ΔT

Při měření protonovými magnetometry se měří absolutní hodnoty T a určují se anomálie ΔT (Mareš, 1990).

$$\Delta T = T - T_n \quad [\text{nT}] \quad (40)$$



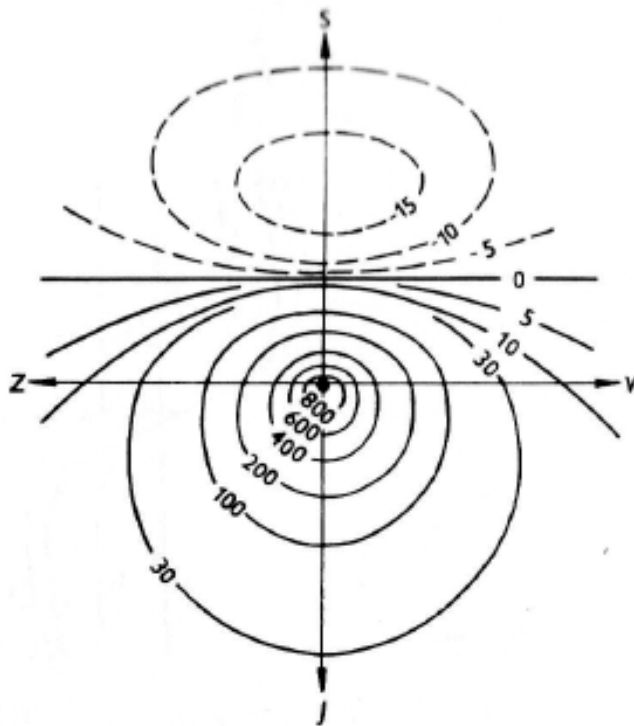
Obr. 19 Normální T_n , anomální T_a a celkové geomagnetické pole T v bodě P (Mareš, 1990)

$$\Delta T = T_n \sqrt{1 + \frac{2}{T_n} (Z_a \sin I_n + H_a \cos I_n \cos A) + \left(\frac{T_a}{T_n}\right)^2} - T_n \quad [\text{nT}] \quad (41)$$

Při splnění podmínky $T_a \ll T_n$, která je většinou splněna platí:

$$\Delta T = Z_n \sin I_n + H_a \cos I_n \cos A \quad [\text{nT}] \quad (42)$$

Kde I_n je normální inklinace, A je normální magnetický azimut vektoru H_a . Tento vztah platí za podmínek obecné magnetizace (Mareš, 1990).



Obr. 20 Izolinie ΔT nad tenkou svislou deskou ($h_2 \rightarrow \infty$) o vertikální magnetizaci, při $I_n = 60^\circ$ (Mareš, 1990)

5. Magnetické vlastnosti hornin

Anomálie zemského magnetického pole jsou ovlivněny různými změnami v magnetizaci horninových celků. Z toho důvodu je důležitá znalost magnetických vlastností hornin a minerálů, které tvoří zemskou kůru. V některých případech (např. významné ložiskové oblasti) mohou tyto lokální magnetické anomálie dosahovat hodnot až několika mT (Dunlop, 1997).

Z hlediska geofyzikálního průzkumu, je znalost magnetických vlastností hornin významná také z důvodu volby vhodné metodiky prací a opíráme se o ni při vyhodnocování naměřených magnetických anomálií. Podrobnější studium magnetických vlastností může samo o sobě přinést důležité poznatky tektonické, strukturně geologické, stratigrafické, poznatky o stáří hornin a rud, o podmínkách, za kterých vznikaly, o jejich genetických vazbách, minerálním složení atd. (Dunlop, 1997).

5.1 Indukovaná magnetizace

Indukovaná magnetizace, je magnetizace, která vzniká působením současného geomagnetického pole. Indukované magnetické pole se rovná součinu objemové magnetické susceptibility κ a intenzitě magnetického pole H (Breiner, 1973).

$$M_i = \kappa H \quad [Am^{-1}] \quad (43)$$

Pokud jsou hodnoty magnetické susceptibility, měřené za pokojové teploty, nízké a pozitivní o velikosti 10^{-4} až 10^{-5} SI horniny jsou paramagnetické. Takovéto horniny jsou složeny z převážné části z paramagnetických minerálů obsahujících nespárované elektrony, magnetický moment má tedy nenulovou hodnotu. Vnější magnetické pole způsobí vychýlení magnetických momentů a indukci magnetizace ve směru vnějšího magnetického pole. Konec působení vnějšího pole znamená i zmizení indukované magnetizace (Dunlop, 1997).

Diamagnetické látky mají při pokojové teplotě negativní magnetickou susceptibilitu velikosti 10^{-6} SI. Diamagnetické látky jsou složeny z atomů, jejichž výsledný magnetický moment je nulový. Pokud látku vložíme do vnějšího magnetického pole, změní se uspořádání elektronových obalů atomů látky a vzniknou magnetické dipóly, jejichž magnetické pole působí proti vnějšímu magnetickému poli. V látce tak dochází k mírnému zeslabení vnějšího magnetického pole. Tato vlastnost

získává význam pouze při absenci ferromagnetických minerálů (méně než 0,0001%) a paramagnetických minerálů (méně než 1 %) (Breiner, 1973).

Ferromagnetické minerály mají atomy uspořádané do malých domén, které jsou souhlasně zmagnetovány. Látky značně zesilují magnetické pole, do kterého jsou vloženy. Po vložení do magnetického pole se zvětšuje doména, která je zmagnetována ve stejném směru jako vnější pole a ostatní domény se natáčejí tak, aby jejich magnetické pole souhlasilo s vnějším magnetickým polem. Doménová struktura zmizí, když je látka magneticky nasycena. Když vnější magnetické pole zmizí, látka zůstává částečně zmagnetována (remanentní magnetizace). Tato vlastnost se využívá především při paleomagnetickém výzkumu (Breiner, 1973).

Ferromagnetické minerály	Magnetická susceptibilita (10^{-6} SI)
magnetit	3000000
hematit	1300 - 1700
Paramagnetické minerály	
hornblendit	748 - 1368
chlorit	70 - 1550
biotit	873 - 3040
muskovit	36 - 711
Diamagnetické minerály	
grafit	-177
křemen	-15,4
aragonit	-15
kalцит	-13,1
opal	-12,9
apatit	-10,6

Tab. 1 Magnetická susceptibilita vybraných minerálů při pokojové teplotě / cm^3 (podle Breiner, 1973)

5.2 Remanentní magnetizace

Přirozená remanentní magnetizace (NRM) je magnetickým parametrem, jehož povaha je značně složitá. V období vzniku horniny a během její existence působilo na horninu množství fyzikálních a chemických faktorů. V důsledku toho vznikaly různé druhy remanentní magnetizace, které mohou být různě zastoupeny v téže hornině. Tyto

magnetizace mohou mít různé směry, podle toho jaký směr mělo zemské magnetické pole v době vzniku té které magnetizace. Jedná-li se o horniny magneticky izotropní, pak je směr každé této magnetizace totožný se směrem zemského magnetického pole působícího v době jejího vzniku. Silná anizotropie bývá charakteristická nesouhlasem obou směrů. Remanentní magnetizace je vektorovým součtem následujících druhů magnetizace (Mareš, 1990).

Izotermální remanentní magnetizace (IRM) vzniká při působení permanentního magnetického pole na feromagnetické minerály v hornině za konstantní teploty (Dunlop, 1997).

Viskózní remanentní magnetizace (VRM) směrem je blízká současnému geomagnetickému poli a dosahuje velikosti až $0,8 M_i$. Jedná se o změnu magnetizace v závislosti na čase, který detekují. Vztahuje se také ke koercivní síle. Koercivita je schopnost permanentního magnetu odolávat demagnetizaci externím magnetickým polem i svým vlastním demagnetizačním polem. Magneticky tvrdé materiály, které se používají k výrobě permanentních magnetů, jsou feromagnetické materiály s vysokou koercivitou. Magneticky měkké materiály mají naopak nízkou koercivitu a způsobují viskózní remanentní magnetizaci. Pokud na takový materiál působí silné externí magnetické pole, materiál získá magnetizaci ve směru působícího pole. Používají se například v jádrech cívek (Dunlop, 1997).

Termoremanentní magnetizace (TRM) vzniká, jestliže hornina o teplotě vyšší než blokující teplota přítomného feromagnetického minerálu zchladne v zemském magnetickém poli na normální teplotu. U vyvřelých, zejména efuzivních hornin, je TRM zpravidla hlavní složkou NRM. Její hodnoty se mohou pohybovat až okolo $100 M_i$ a je nejstabilnějším druhem remanentní magnetizace (Dunlop, 1997).

Chemická remanentní magnetizace (CRM) vzniká při krystalizaci minerálů. Předtím, než velikost zrna minerálu dosáhne blokujícího objemu, se směr magnetického pole chaoticky mění. Až velikost zrna přesáhne blokující objem, směr magnetizace se zafixuje (Dunlop, 1997).

Detritická remanentní magnetizace (DRM) vzniká u mechanických usazenin, kdy dochází k sedimentaci částic feromagnetických minerálů, které se natáčejí do směru zemského magnetického pole a fixují se (Dunlop, 1997).

Dynamická remanentní magnetizace (PRM) vzniká, je-li hornina v zemském magnetickém poli vystavena působení proměnných tlaků. Příčiny takových tlaků mohou být různé, od efektů tektonických a seizmických až po úder kladivem (Mareš, 1990).

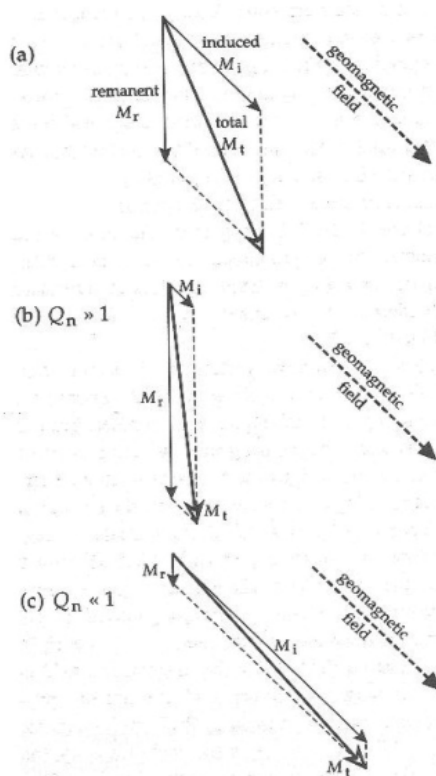
Nejčastější složkou NMR jsou (kromě IRM a VRM) u vyvřelin TRM a CRM, u sedimentů DRM a CRM a u metamorfitů CRM, PRM. Velikost remanentní magnetizace vyvřelin se pohybuje v rozmezí 10^{-3} až 10^1 Am^{-1} . U sedimentů zpravidla nepřekračuje řád 10^{-2} Am^{-1} , nejčastěji je však řádu 10^{-3} Am^{-1} . U metamorfovaných hornin remanentní magnetizace závisí především na druhu původní horniny a charakteru přeměny (Mareš, 1990).

5.3 Celková magnetizace

Vektor M celkové magnetizace je vektorovým součtem indukované magnetizace M_i a přirozené remanentní magnetizace M_n (Dunlop, 1997).

$$Q = \frac{M_n}{M_i} \quad (44)$$

Koeficient Q se nazývá Königsbergův poměr a vyjadřuje, kolikrát větším podílem přispívá vektor M_n celkové magnetizaci. Koeficient $Q > 1$ bývá zejména u výlevných vyvřelin (Dunlop, 1997).



Obr. 21 Königsbergův poměr (Dunlop, 1997)

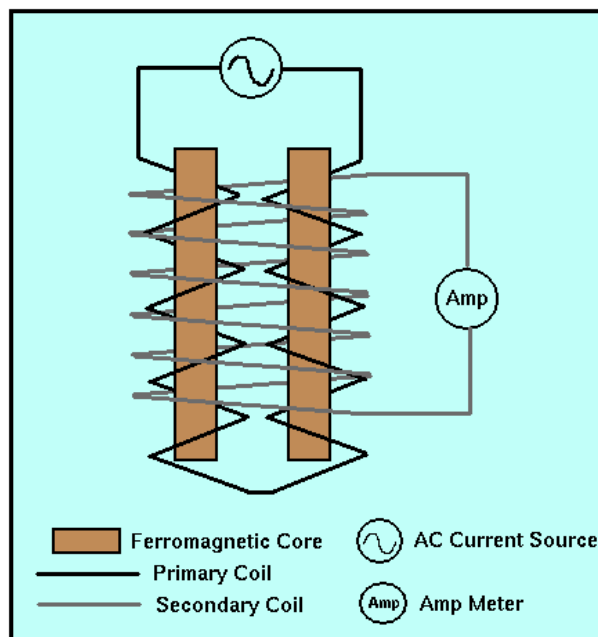
Velikost a směr vektoru M závisí na velikostech a směrech obou jeho složek M_i a M_n . Vektor M_i má ve většině případů směr současného geomagnetického pole na lokalitě. Vektor M_n má směr většinou blízký směru M_i , nebo směru pole, které na lokalitě působilo v době vzniku horniny. Velikost M_i a M_n závisí především na druhu a množství ferromagnetických minerálů obsažených v hornině, velikosti jejich zrn a formě výskytu v hornině, intenzitě působícího magnetického pole, teplotě apod (Mareš, 1990).

6. Způsoby měření pozemních magnetických anomálií

V současné době jsou k pozemním měřením magnetických anomálií využívány přenosné magnetometry. Jedná se o protonový magnetometr, magnetometr s ferosondou, cesiový magnetometr a overhauser magnetometr (Bayot, 2005).

6.1. Magnetometr s ferosondou (Fluxgate)

Feromagnetická sonda má jádro ve tvaru toroidu a je buzeno střídavým proudem. Základní princip sondy je založen na tom, že střídavý proud nasycuje jádro budící cívky stejným způsobem pro pozitivní i negativní hodnoty. Ve snímané cívce se indukuje symetrické napětí, ovšem v případě, že je v prostoru, kde se nachází fluxgate sonda konstantní magnetické pole, je celkové pole rovno součtu externího pole s polem generovaným budící cívkou. Takto vzniklé výsledné pole poté bude nesymetrické, protože je k němu přidána stejnosměrná složka. Magnetické jádro tedy nebude nasycováno stejným způsobem pro pozitivní a negativní hodnoty, ale saturace bude na jedné straně větší a na druhé menší. Indukované napětí také nebude symetrické na rozdíl od případu bez externího pole. V přítomnosti stejnosměrného měřeného externího pole se bude do snímací cívky indukovat napětí o frekvenci $2f$ (a dalších sudých harmonických frekvencí). (Boyd, 2003)



Obr. 22 Schéma fluxgate magnetometru (Boyd, 2003)

6.2 Protonový magnetometr

Protonový magnetometr je založen na jevu nukleární magnetické rezonance. Protony v atomovém jádře mají elektrický náboj, rotují kolem vlastní osy a vytvářejí tak malé magnetické pole. Jestliže osa rotace není totožná se směrem vnějšího stejnosměrného pole, dochází k precesi protonů. Sonda protonového magnetometru obsahuje několik cm^3 kapaliny obsahující protony. Osy rotace protonů jsou nejprve orientovány do směru budícího stejnosměrného pole vyvolaného válcovou cívkou kolem vzorku. Poté se budící pole vypne a protony konají precesní pohyb kolem osy ve směru pole měřeného. Z napětí indukovaného do stejné cívky se detekuje střídavé pole způsobené precesním pohybem protonů. Frekvence je přímo úměrná intenzitě pole. Amplituda precesního signálu detekovaného měřicí cívkou se rychle zmenšuje, protony se pohybují po povrchu kuželů, jejichž osy jsou ve směru měřeného pole. Kmitočet je nutné určit z několika prvních period, používají se vzorkovací techniky. Protonové magnetometry mohou měřit pole v rozsahu od nT až do 1 mT, rozlišovací schopnost je až 10 pT. Hlavní nevýhodou je požadavek na homogenitu měřeného pole (jinak je rezonance málo výrazná) (Bayot, 2005).

6.3 Cesiový magnetometr

Cesiový magnetometr je založen na Zeemanově jevu: valenční elektron cesiového atomu se v magnetickém poli může nacházet ve třech energetických hladinách. Kmitočet, při kterém elektron přechází z nejnižší hladiny na vyšší je úměrný velikosti magnetického pole. Na nejvyšší hladinu se elektron může dostat absorpcí fotonu. Cesiové páry v sondě magnetometru jsou buzeny monochromatickým světlem, jeho absorpce je měřena fotodetektoem. Zároveň je vzorek buzen vysokofrekvenčním elektromagnetickým polem s proměnným kmitočtem. Přejchod elektronů na nižší energetické hladiny je samovolný. Pokud by vysokofrekvenční elektromagnetické pole nepůsobilo, po určité době by elektrony skončily na nejnižší energetické hladině, kde by nemohly být světlem excitovány: absorpce světla by v tomto případě byla velmi malá. Maxima optické absorpce je dosaženo, odpovídá-li vysokofrekvenční kmitočet rozdílu energií nižších hladin; rezonance je velmi ostrá. Ve zpětnovazební smyčce přístroje je kmitočet vysokofrekvenčního oscilátoru nastavován tak, aby absorpce světla byla maximální. Tento kmitočet je pak přesnou (skalární) mírou měřeného pole. Nejčastěji používaná cesiová sonda má konstantu 7 MHz/mT, rubidiová sonda 28 MHz/mT.

Magnetometr dokáže měřit pole v rozsahu hodnot 1 pT až 1 mT, měří se pouze velikost pole, nikoli jeho směr. Nevýhodou těchto magnetometrů jsou velké rozměry sondy, jejich složitost a energetická náročnost (příkon několik W) (Bayot, 2005).

6.4 Overhauserův magnetometr

Overhauserův magnetometr využívá radiofrekvenční signál (cca 60 MHz), vyvolávající spinovou rezonanci elektronů ve speciálních tekutinách. Ta vyvolává kontinuální protonovou rezonanci. Výhodou Overhauserova principu je menší spotřeba energie (absence polarizační cívky), než u protonových magnetometrů, rychlejší odezva a menší citlivost na gradientní pole. Tyto magnetometry dosahují citlivosti až 10 pT s dlouhou stabilitou offsetu 50 pT/rok (Bayot, 2005).

7. Metodika

7.1. Použité přístroje

Pro terénní měření byl použit fluxgate magnetometr FMV 400 a magnetometr a gradiometr GSM – 19, systém overhauser.

FMV 400 (Fluxgate Vector Magnetometr) měří všechny tři složky vektoru magnetického pole. Pro jeho malou velikost a nízkou hmotnost je ideální pro použití v terénu. Má pětimístný LCD displej a umožňuje měření v oboru 100000 nT, proto je vhodný pro měření magnetického pole Země. Naměřená data můžeme zobrazit v pravoúhlých nebo polárních složkách magnetického pole. Měření probíhalo v polárním systému, který je vhodný pro měření velikosti a směru pole. Uživatel může naměřené hodnoty zobrazit ve třech jednotkách: nanotesla (nT), mikrottesla (μ T) nebo miligauss (mg) (Meda, 2000).



Obr. 23 Fluxgate vektorový magnetometr (Meda, 2000)

GSM – 19 overhauser magnetometr měří celkovou hodnotu magnetického pole. Pracuje na základě tzv. overhauserova efektu a vyznačuje se vysokou přesností měření $\pm 0,01$ nT. Tato přesnost měření umožňuje lépe definovat magnetické anomálie při zpracování dat. Přístroj má tři režimy měření - standardní (3 s/ čtení), walking (0,5 s/ čtení) a fast (0,2 s/ čtení). Kapacita paměti přístroje uloží až 262 000 měření. Přístroj má také nízkou hmotnost a je vhodný k použití v terénu (GEMsystems, 2013).



Obr. 24 GSM -19 overhauser magnetometr (GEMsystems, 2013)

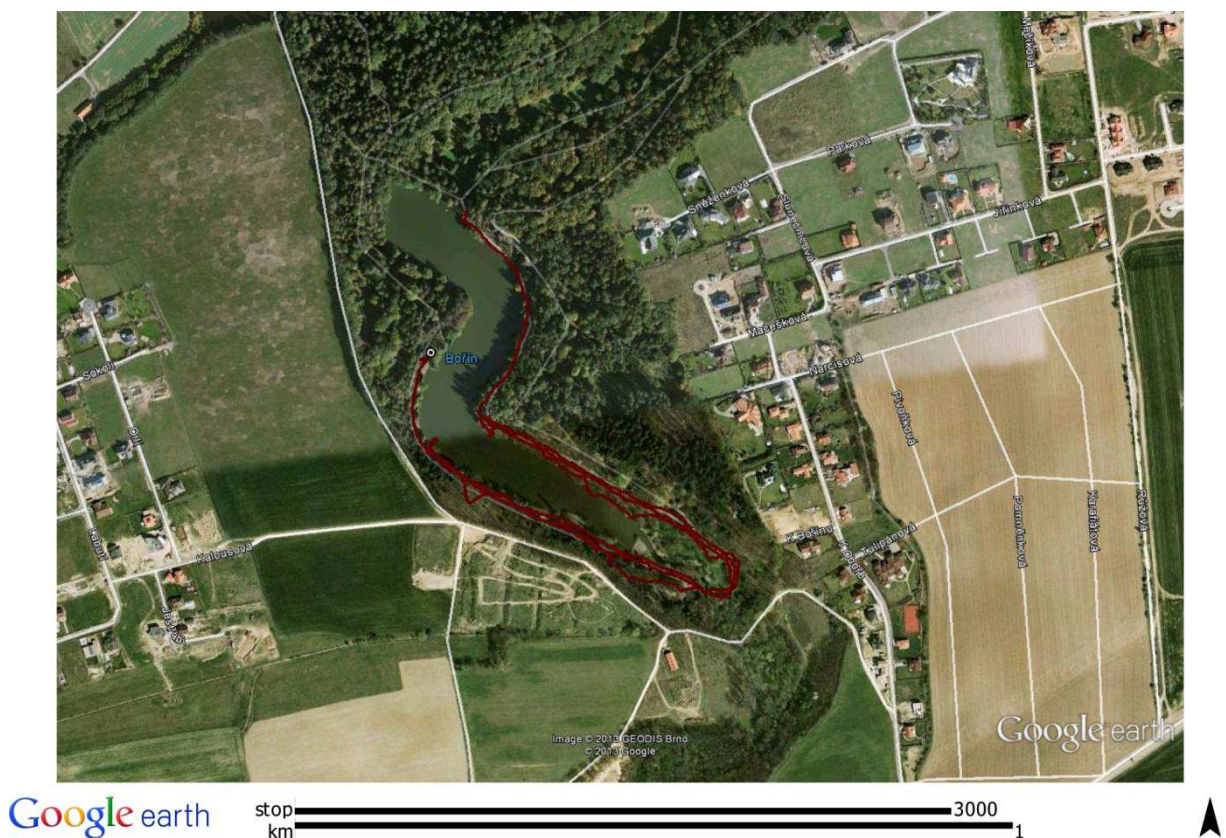
7.2 Metodika měření

Magnetometr GSM – 19 byl použit pro měření variací magnetického pole. Tento přístroj byl po zapnutí ponechán v laboratoři paleomagnetismu v Průhonicích, v bezprostřední blízkosti rybníku Bořín, kde probíhalo druhé měření. Pro velkou kapacitu paměti nebylo nutné přístroj připojovat k jinému velkokapacitnímu zařízení (např. k notebooku). Samotné měření magnetických anomálií probíhalo na lesní cestě vedoucí kolem břehu rybníka pomocí magnetometru FMV 400. Před měřením pomocí fluxgate magnetometru bylo nutné kvůli malé kapacitě paměti přístroje nainstalovat program FM 300, aby magnetometr spolupracoval s použitým notebookem MSI. Poté byla k magnetometru FMV 400 připojena sonda, která byla umístěna na 1m dlouhé nemagnetické tyči. Dalším použitým přístrojem byla GPS, která určovala přesnou polohu dat na měřeném profilu.

7.2 Zpracování dat

Po skončení měření byla data ze všech tří přístrojů stažena a uložena. Data byla zpracována nejprve v programu Excel, kde byla odečtena data variací magnetického pole od hodnot naměřených podél rybníku, aby nám zůstaly pouze hodnoty magnetických anomálií. Dále byly těmito datům, opět v programu Excel, podle časových údajů přiřazeny zeměpisné souřadnice získané z GPS. Takto upravená data byla uložena ve formátu *.txt a připravena tak pro další zpracování.

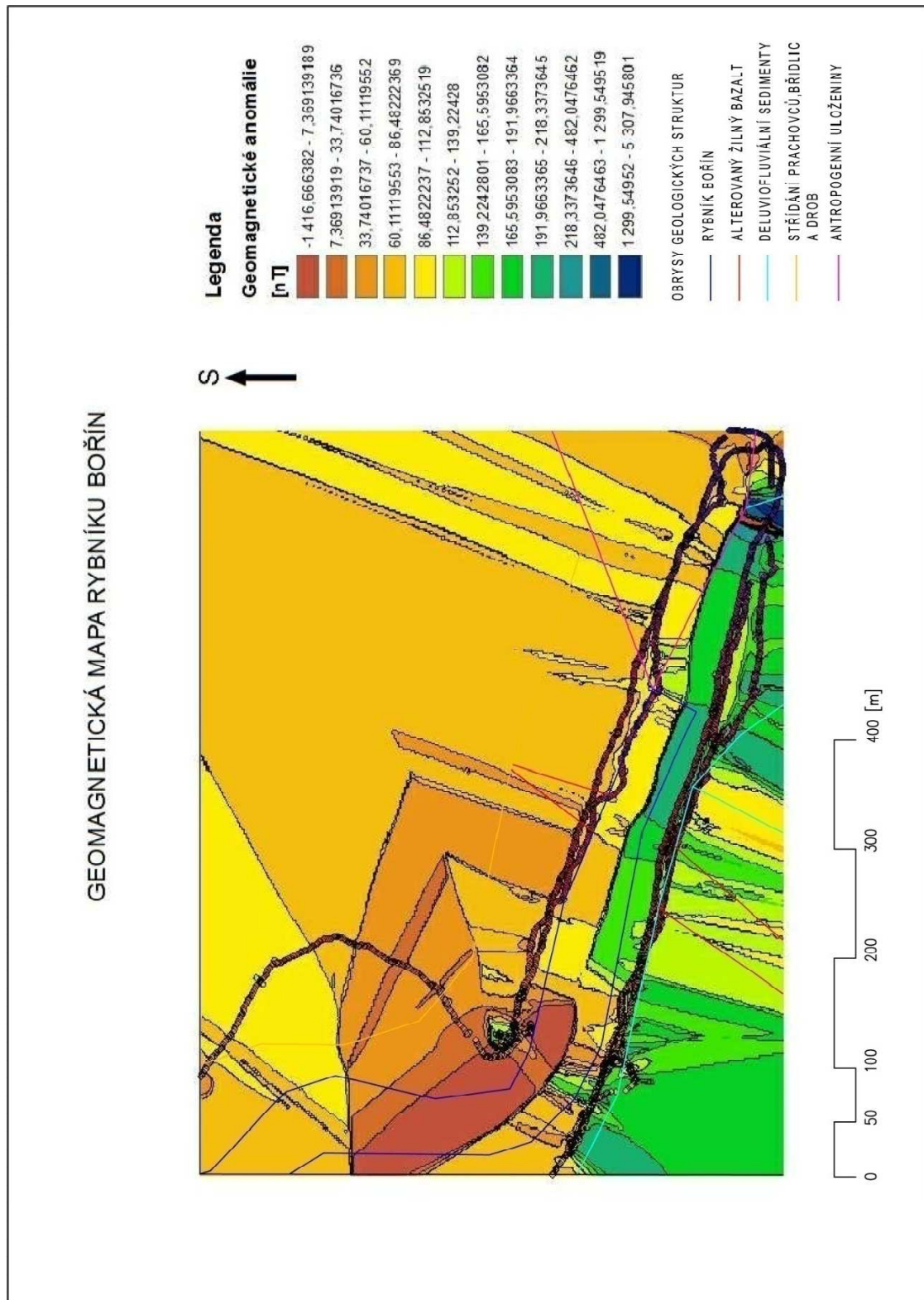
Ke zpracování dat byly použity programy ArcMap společně s ArcCatalogem, které jsou součástí programu ArcGis. ArcCatalog byl používán pro práci se soubory rastrových a vektorových dat. Pomocí tohoto souboru byla data také ukládána a kopírována. Jako první byl v ArcCatalogu vytvořen shapefile s daty, kterým byly přiřazeny hodnoty magnetického pole a zeměpisné souřadnice. V ArcCatalogu se kliklo pravým tlačítkem myši na daný soubor *.txt a pomocí funkce Create feature class byl vytvořen nový shapefile. Těmto datům bylo podle hodnot naměřených magnetických anomálií přiřazeno barevné spektrum. Tato data byla poté přesunuta do ArcMap, kde byl v liště aktivován extension 3D Analyst a Spatial Analyst a v Map Document Properties bylo zaškrtnuto políčko Store relative pathnames to data sources, aby se neukládaly absolutní cesty k souborům. Jako další krok byl pomocí ArcToolbox – Spatial Analyst Tools – Interpolation – metoda IDW vytvořen rastr s interpolovanými body. Ve vlastnostech rastru jsme interpolovaným hodnotám přiřadili barevné spektrum. Ve výsledné mapě byly zobrazeny jak hodnoty dat jednotlivých měření, tak i interpolované hodnoty dat.



Obr. 25 Lokalizace měřených dat (GOOGLE EARTH [online]. 2013 [cit. 2013-07-15].)

8. Diskuze

8.1 Naměřená data



Obr. 26 Geomagnetická mapa rybníku Bořín

8.2 Interpretace naměřených dat

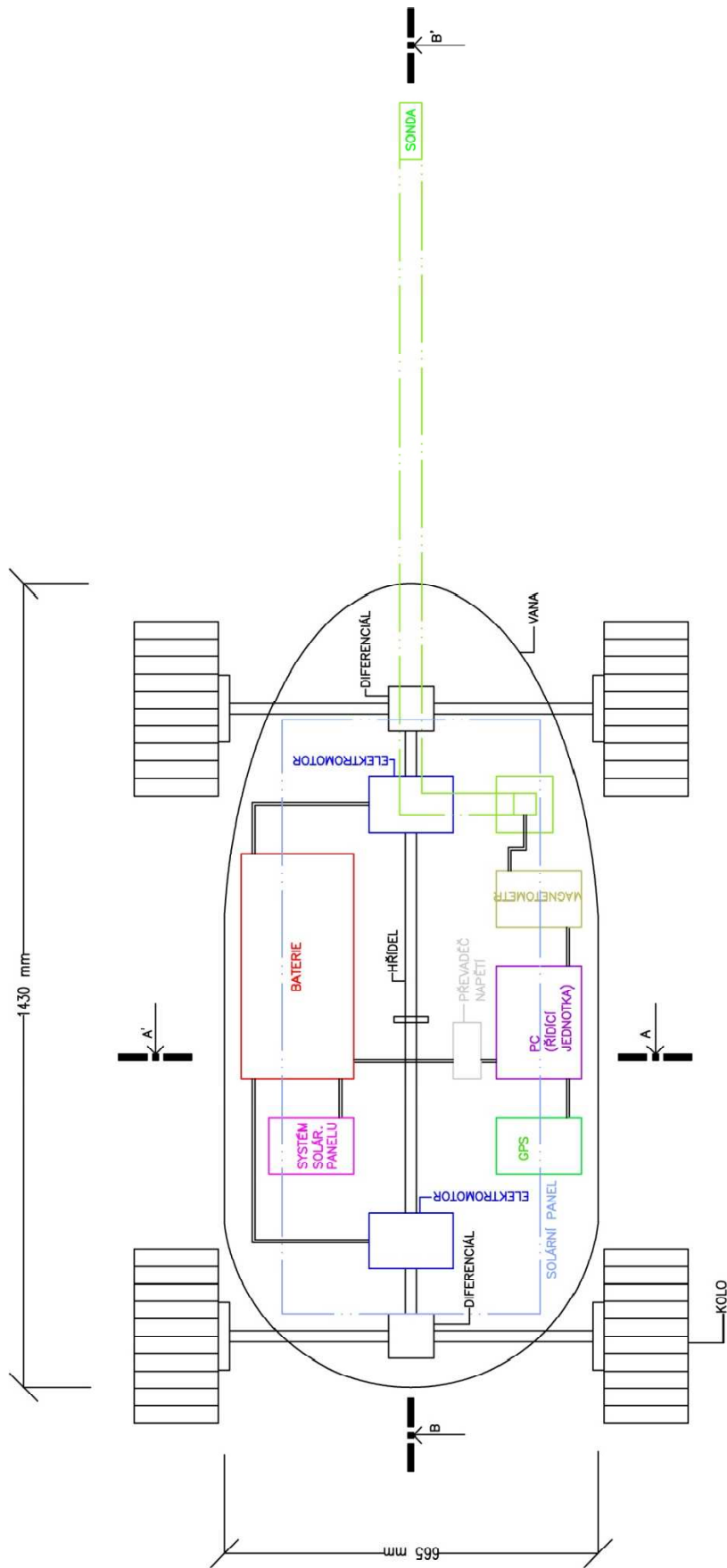
Podél severovýchodního břehu rybníka se táhne skalní masív. Podle Maška (1984) se zde vyskytují horniny svrchního proterozoika zastoupeny především prachovci a břidlicemi. Magnetismus těchto hornin je obecně malý, což se prokázalo i naměřenými hodnotami okolo 60 nT.

Podél jihozápadního břehu rybníka se podle Maška (1984) vyskytují deluviofluviální, převážně písčitohlinité až jílovité sedimenty často s úlomky hornin. Naměřené hodnoty jsou zde zkresleny přítomností laviček s železnou konstrukcí a plechových odpadkových košů, umístěných v pravidelných rozestupech podél cesty okolo rybníka. V mapě geomagnetických anomálií můžeme pozorovat pravidelné střídání nižších a vyšších hodnot pohybujících se v rozmezí 160 nT až 218 nT.

Zhruba ve střední části zkoumaného území se nachází žíla alterovaného bazaltu. Magnetismus bazaltů je obecně vyšší, než magnetismus prachovců, břidlic, nebo deluviofluviálních sedimentů. Z naměřených hodnot ovšem nejsme schopni tuto žílu určit. Nejpravděpodobněji je to způsobeno již zmíněnou přítomností blízkých kovových prvků. V jihovýchodní části zkoumaného území si můžeme povšimnout vysoké lokální anomálie, která je způsobena mostní konstrukcí nad jedním z odtoků rybníka. Mostní konstrukce je vyrobena pravděpodobně ze železobetonu. Další teď již o něco menší lokální anomálie se nachází v severozápadní části zkoumaného území. Je pravděpodobně způsobena výběžkem skalního masivu, který v tomto místě přechází přes cestu.

8.3 Návrh měřícího zařízení na vodní hladině

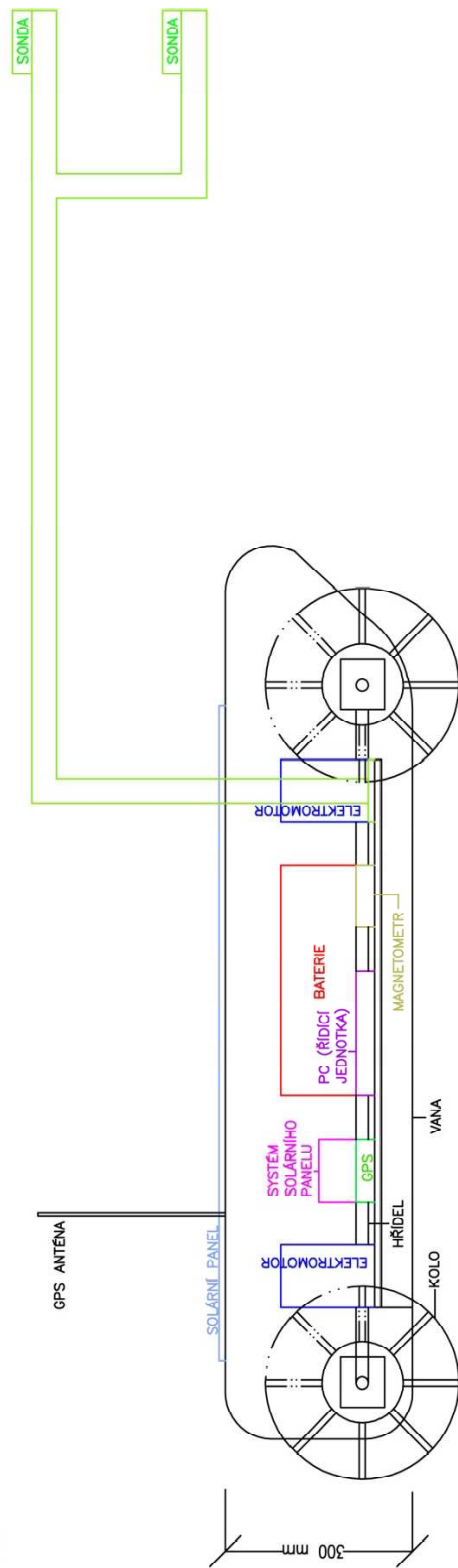
Pro měření na vodní hladině bylo navrženo plavidlo o celkových rozměrech 1430 x 665 x 300 mm. Z důvodů zkreslení dat bylo tělo plavidla navrženo z plastu. Alternativou by mohlo být tělo nafukovací. Pohonnou jednotkou budou dva elektromotory. Každý elektromotor bude pohánět soustavu dvou lopatkových kol. Dále bude v plavidle umístěna baterie, která bude dobíjena pomocí solárního panelu umístěného na povrchu plavidla. Řídící jednotkou bude PC, na které bude napojena GPS a také bude sloužit jako paměť pro ukládání naměřených dat z přítomného fluxgate magnetometru. K magnetometru budou připojeny dvě sondy umístěné pod sebou, aby bylo možné měřit gradient magnetického pole. Plavidlo se bude po vodní hladině pohybovat tak, že elektromotory uvedou plavidlo do pohybu, poté se vypnou a vlivem setrvačné síly plavidlo popluje a v této fázi budou prováděna měření.



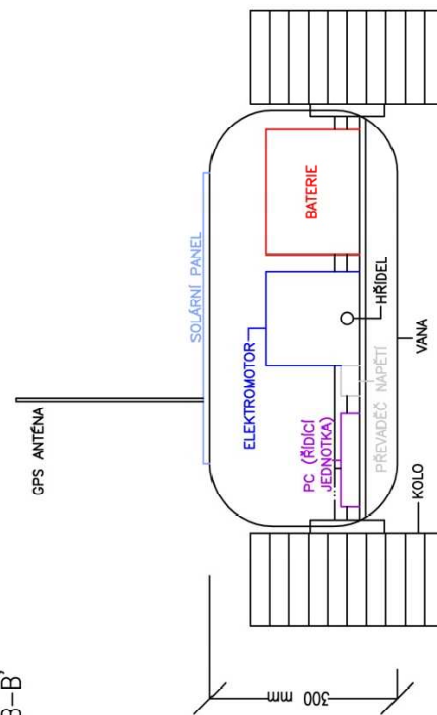
Obr. 27 Schéma půdorysu plavidla

AKCE: SCHEMA MĚŘICÍHO ZAŘÍZENÍ	AUTOR: ING.ARCH. LUCIE BARTÁŠKOVÁ	OBSAH: PŮDORYS MĚŘICÍHO ZAŘÍZENÍ	DATUM: KVĚTEN 2013
--------------------------------	-----------------------------------	----------------------------------	--------------------

ŘEZ A-A'



ŘEZ B-B'

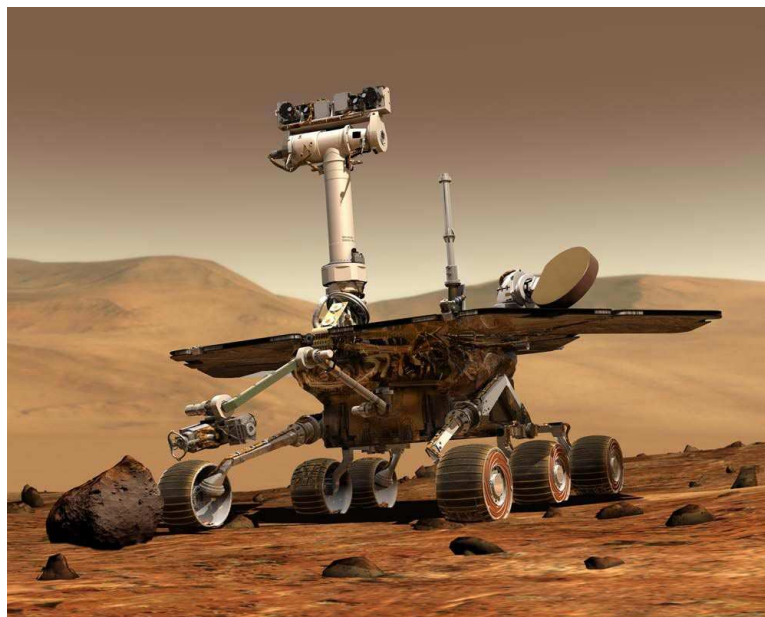


Obr. 28 Schéma řezu plavidla

AKCE:	SCHÉMA MĚŘÍCIHO ZAŘÍZENÍ	AUTOR:	ING.ARCH. LUCIE BARTÁŠKOVÁ	OBSAH:	ŘEZ A-A', ŘEZ B-B'	DATUM:	KVĚTEN 2013
-------	--------------------------	--------	----------------------------	--------	--------------------	--------	-------------

8.4 Návrh měření magnetického pole na povrchu Marsu

Pro pochopení geologické stavby i pro možné průzkumy Marsu pod jeho povrchem, je nutné provést měření magnetického pole přímo na povrchu planety. Jednou z možností jak to udělat je připojit magnetometr k podobnému vozítku jako je Spirit, nebo Opportunity. Vozítko by mělo šestikolový podvozek, kde by každé kolo bylo poháněno samostatným elektromotorem. Napájení vozítka by bylo zajištěno pomocí několika solárních panelů doplněných lithium –iontovými bateriemi pro napájení během noci a vrtulí pro případ, že by se solární panely zanesly prachem. Řízení vozítka by zajišťoval výkonný operační systém. Sonda magnetometru by byla umístěna na vytahovacím rameni, podobně jako u návrhu měřícího zařízení na vodě, nebo by byla součástí většího zařízení, které by bylo připevněno na navijáku a taženo za vozítkem. Součástí tohoto zařízení by byly mechanické paže pro sběr vzorků, sonda magnetometru, která by mohla rovnou zjišťovat magnetismus vzorků a kotva pro případ, že by vozítko někde zapadlo. Tato kotva by se zavrtala do terénu a vozítko se pomocí navijáku vytáhlo zpět na povrch. Komunikace se Zemí by byla zajištěna pomocí několika antén, nebo by komunikovalo pomocí sond obíhajících kolem Marsu, ty by pak sloužili jako retranslační stanice pro komunikaci se Zemí. Využití sond rovněž umožňuje prodloužit komunikaci i mimo radiovou viditelnost Země – vozítko. Dalším předpokladem pro fungování vozítka je jeho částečná autonomie v době, kdy nebude přímo řízeno ze Země.



Obr. 29 Mars Rover (dostupné 31.7.2013:
http://www.nasa.gov/centers/jpl/images/content/263919main_mer1-browse.jpg)

9. Závěr

Úkolem bakalářské práce bylo měření magnetického pole Země v okolí rybníku Bořín, návrh plavidla pro měření na vodě a návrh způsobu měření magnetického pole na planetě Mars.

Z provedeného měření jasně vyplývá geologická stavba území a jsou zde viditelné i zásahy člověka (např. mostní konstrukce). Zjistili jsme, že pokud chceme pomocí magnetometrie zkoumat geologickou stavbu, jsou tyto prvky zdrojem velkých nepřesností v interpretaci dat. Při zkoumání magnetického pole na Marsu můžeme tyto nepřesnosti vyloučit.

Návrh plavidla pro měření magnetického pole na vodě vycházel z možnosti snadné manipulace a malého zkreslení dat způsobeného kovovými prvky a elektromotory v konstrukci. Proto budou samotná měření probíhat po vypnutí elektromotorů, kdy se bude plavidlo pohybovat vlivem setrvačné síly.

Postup měření magnetického pole na Marsu vycházel z měření provedeného na Zemi. Seznámili jsme se s postupem získávání magnetickým dat, který jsme aplikovali na vozítko, které by mělo na Marsu magnetické pole měřit. Data získaná ze sondy by byla zpracována podobným způsobem, jako data z provedeného měření kolem rybníku Bořín.

Zjišťování geologické stavby Marsu bude o to jednodušší, že na planetě chybí indukovaná magnetizace a vyskytuje se zde pouze remanentní magnetizace marsovských hornin. Víme, že remanentní magnetizace na Marsu vznikla v době, kdy měl ještě globální magnetické pole. Toto pole ovšem zmizelo několik milionů let po svém vzniku. Při nálezů magnetické horniny, lze tedy její stáří odhadovat na více jak 4 miliardy let.

10. Literatura

BAYOT, W. Practical Guidelines for building a Magnetometer by Hobbyists: Introduction to Magnetometer Technology [online]. 2005, s. 1-16 [cit. 2013-08-05].

Dostupné z:

<http://perso.infonie.be/j.g.delannoy/BAT/IntroductiontoMagnetometerTechnology.pdf>

ČESKÝ ÚŘAD ZEMĚMĚŘIČSKÝ A KATASTRÁLNÍ, BOHÁČ, Pavel a KOLÁŘ, Jaroslav. Vyšší geomorfologické jednotky České republiky: Geografické názvoslovné seznamy – OSN – ČR. [kartografický dokument]. 1:500 000. 1. vydání. Praha: Český úřad zeměměřičský a katastrální, 1996. 1 mapa. ISBN 80-901212-7-6.

BOCHNÍČEK, Josef , HEJDA, Pavel. Magnetické pole Země a kosmické počasí. Československý časopis pro fyziku. 2004, roč. 2004, č. 4, s. 200.

BOYD, Thomas. Introduction to Geophysical Exploration: Fluxgate magnetometer. [online] 2003, [cit. 2013-08-05]. Dostupné z: <http://galitzin.mines.edu/INTROGP>

BREINER, S. Applications manual for portable magnetometers. 1. vydání. Palo Alto: GeoMetrics, 1973. 58 s.

BŘEZINA, Jiří. Planetologie pro geology 2012. Nepublikováno

CONNERNEY, J. E. P., ACUNA, M. H., WASILEWSKI, P. J., KLETETSCHKA, G. The global magnetic field of Mars and implications for crustal evolution. Geophysical research letters, 28, 4015-4018, 2001

CONNERNEY, J. E. P., ACUNA, M. H., NESS, N. F., KLETETSCHKA, G. Tectonic implications of Mars crustal magnetism. PNAS, 102, 14970-14975, 2005

DUNLOP, David. J, ÖZDEMİR, Özden. Rock magnetism: Fundamentals and frontiers. Cambridge university press, 1997. 596 s.

KAIZR, Václav. Výzkum ionosféry. Aldebaran Bulletin [online]. 2004, roč. 2, č. 24 [cit. 2013-08-05]. ISSN 1214-1674. Dostupné z: http://www.aldebaran.cz/bulletin/2004_24_son.html

KLETETSCHKA, Gunter. Magnetic stratigraphy of Chinese loess as a record of natural fires. *Studia geophysica et geodetica*, 36, 230 – 239, 1992.

KLETETSCHKA, Gunter, WASILEWSKI, Peter J., TAYLOR, Patrick T. Mineralogy of the source for magnetic anomalies on Mars. *Meteoritics and Planetary Science*, 35, 895-899, 2000.

LANGLAIS, Benoit, QUESNEL, Yoann. New perspective on Mars's crustal magnetic field. *Geoscience*, 340, 791-800, 2008.

MAREŠ, Stanislav aj. Úvod do užité geofyziky. 2. vydání. Praha: SNTL, 1990. 667 s. ISBN 80-03-00427-6.

MAŠEK, Jan, ed. Vysvětlivky k základní geologické mapě ČSSR: [měřítko] 1: 25000. [část] 12-422, Průhonice. 1. vydání. Praha: Ústřední ústav geologický, 1984. 56 s.

MÜLLER, Karel, OKÁL, Marián, HOFRIČTEROVÁ, Libuše. Základy hornické geofyziky. 1. vydání. Praha: SNTL, 1985. 220 s.

POSPÍŠIL, Lubomil. Geofyzika a geodynamika. 1. vydání. Brno: Fast, 2007. 218 s.

RÖLICH, P. Nástin geologie algonkia mezi Dobříší a Úvaly: Věstník Ústředního ústavu geologického, 36, 177-188. Praha, 1961

SEEDS, Michael A., BACKMAN, Dana. Horizons: Exploring the Universe. Cengage Learning, 2012. 528 s. ISBN 111-14-302-09.

SOUČEK, Josef, KAČMÁKOVÁ, Barbora a HAJMAN, Martin. Průvodce Průhonickým parkem. 1. vydání. Průhonice: [obec Průhonice], 2008. 111 s. ISBN 978-80-254-7967-4.

TRIVEDI, N. B., PATHAN, B. M., SCHUCH, Nelson J., BARRETO, M., DURTA, L. G. Geomagnetic phenomena in the South Atlantic Anomaly region in Brazil. *Advance in Space Research*, 36, 2021-2024, 2005.

ZOUBEK, J., MAŠEK, Jan. Návrh vymezení a označování hlavních stratigrafických jednotek barrandienského proterozoika: Věstník Ústředního ústavu geologického. 55, 2, 121- 123. Praha, 1980.

MEDA, Inc. Instruction manual: FVM400 Vector magnetometer. Dulles, 2000.

Gem systems. Overhauser magnetometer/ gradiometer/ VLF (GSM-19). 2013

GOOGLE. Maps [online]. 2013 [cit. 2013-07-15]. Dostupné z: <https://maps.google.com>

GOOGLE EARTH [online]. 2013 [cit. 2013-07-15].

<http://science.ksc.nasa.gov/mars/science/rotational.html>