

Univerzita Karlova

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Radka Haislová

Paleomagnetický záznam lávových proudů bazaltu z Nelsonova ostrova v Antarktidě
Paleomagnetic record of basaltic lava flows on Nelson Island, Antarctica

Bakalářská práce

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Günther Kletetschka, Ph.D.

Praha, 2014

Prohlášení:

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

V Praze, 2014

Podpis

Poděkování:

Ráda bych poděkovala vedoucímu své bakalářské práce, panu RNDr. Güntherovi Kletetschkovi, Ph.D. za cenné rady a konzultace. Dále rodině a kamarádům, kteří mě podporovali.

ABSTRAKT

Paleomagnetismus je geofyzikální metoda, sloužící k určení dřívější orientace magnetického pole Země na základě měření remanentní magnetizace hornin. V kombinaci s radiometrickým datováním umožňuje paleomagnetismus studovat časový vývoj zemského magnetického pole nebo rekonstruovat dřívější polohy litosférických desek. Tato bakalářská práce se věnuje paleomagnetickému záznamu lávových proudů bazaltu z Nelsonova ostrova v Antarktidě a shrnuje geologické informace, které z něj lze získat. Rešeršní práce je uvedena představením teorie magnetismu s důrazem na paleomagnetismus a přehled magnetických minerálů, které se mohou vyskytovat v bazaltu a zaznamenávat informace o charakteru magnetického pole v geologické minulosti. Následuje představení radiometrických datovacích metod, pomocí kterých lze určit absolutní stáří utuhnutí magmatických hornin (lávy). Důraz je kladen na K-Ar a Ar-Ar datovací metodu. V regionální části práce jsou shrnuty hlavní poznatky o Antarktidě, Nelsonově ostrově a jeho okolí. Dále jsou popsány laboratorní přístroje k měření vektoru magnetizace orientovaných horninových vzorků, jako je rotační a kryogenní magnetometr. Práce je zakončena diskuzí a použitou literaturou.

ABSTRAKT

Paleomagnetism is geophysical method for determination of former magnetic field orientation on the Earth using measurement of remanent magnetisation of rocks. Combined with radiometric dating paleomagnetism enables study of time evolution of the magnetic field on the Earth and/or reconstruction of former positions of lithospheric plates.

This thesis elaborates on paleomagnetic record of basalt lava flow on the Nelson's Island in Antarctica and summarizes geological data. In the research part of this thesis theory of magnetism is introduced and the paleomagnetism method is emphasized. Additionally, I provide a short review of magnetic minerals, that can occur in basalt. These minerals can potentially hold some information about the character of magnetic field of the geological past. Radiometric dating methods are included as a tool for determination of absolute age of solidification of igneous rocks (lava). Specifically, the K-Ar and Ar-Ar dating methods are emphasized. The regional section of this thesis contains geological overview about the Antarctica and the Nelson's Island with its surroundings. Included is a section about the laboratory devices for measuring vector magnetisation of oriented rock samples (for example rotational and cryogenic magnetometer). The thesis is concluded with its discussion and list of references.

Obsah

1. Úvod.....	1
1.1 Vymezení problému.....	1
2. Teorie geomagnetismu	1
2.1 Geomagnetické pole.....	1
2.1.1 Elementy magnetického pole	2
2.1.2 Sekulární variace	3
2.1.3 Magnetické mapy	4
2.2 Fyzikální veličiny	4
2.2.1 Magnetizace	4
2.2.2 Intenzita magnetického pole (magnetická intenzita).....	4
2.2.3 Magnetická indukce	4
2.2.4 Permeabilita.....	4
2.2.5 Magnetická susceptibilita.....	5
2.2.6 Magnetický moment.....	5
2.3 Magnetizace	5
2.3.1 Remanentní magnetizace.....	5
2.3.2 Indukovaná magnetizace	7
2.3.3 Celková magnetizace.....	7
2.3.4 Demagnetizace	8
2.4 Magnetické vlastnosti látek.....	9
2.4.1 Diamagnetismus	9
2.4.2 Paramagnetismus.....	9
2.4.3 Feromagnetismus, antiiferomagnetismus, ferimagnetismus	10
2.4.4 Magnetické domény	11
2.5 Magnetomineralogie.....	11
2.6 Paleomagnetismus	13
2.6.1 Póly.....	15
2.6.2 Zdánlivé putování pólů.....	16
2.6.3 Desková tektonika	17
2.6.4 Odběr vzorků.....	18
2.6.5 Statistické vyhodnocení a složková analýza	18
3. Radiometrické datovací metody.....	19
3.1. Základy nukleární chemie	19
3.1.1 Izotopová geologie	20
3.1.2 Geochronologie	20
3.2 K-Ar metoda.....	21
3.2.1 Draslík a argon	21
3.2.2 Použití.....	22
3.2.3 Metodika.....	22
3.2.3 Nevýhody	23
3.3 Ar-Ar metoda.....	23
4. Antarktida	23

4.1 Geografie	24
4.2 Věda a výzkum	25
4.3 Geologie	26
4.4 Antarktický poloostrov	27
4.5 Ostrov krále Jiřího	27
4.6 Nelsonův ostrov	28
5. Výlevné horniny	29
5.1 Basalt	30
5.2 Druhy lávy	32
6. Přístroje na měření vektoru orientovaných vzorků	32
6.1 Rotační magnetometr	33
6.2 Kryogenní magnetometr	33
7. Diskuse	34
8. Závěr	35
9. Literatura	35

1. Úvod

1.1 Vymezení problému

Předmětem této bakalářské práce je objasnit paleomagnetický záznam lávových proudů čediče z Nelsonova ostrova v Antarktidě. Jedná se o představení této problematiky s rešerší teorie magnetismu a radiometrických metod.

2. Teorie geomagnetismu

Magnetometrie je geofyzikální disciplína zabývající se studiem současného geomagnetického pole Země, jeho anomálií a magnetických vlastností hornin. Magnetometrii lze také využít pro studium paleomagnetismu (Bucha, 1975).

2.1 Geomagnetické pole

Geomagnetické pole Země je indukované a remanentní magnetické pole v prostoru okolo i včetně Země. Magnetické pole je prostor, ve kterém působí magnetické síly na magnet nebo cívku protékanou proudem (Dunlop et al, 1997). Velikost vektoru geomagnetického pole při povrchu Země je přibližně 30 000 – 60 000 nT, na pólech dvakrát větší než na rovníku. V ČR se hodnota magnetické intenzity pohybuje okolo 48 000 nT a ročně tato hodnota fluktuuje o několik desítek nT. Velikost i směr geomagnetického pole Země se s časem nepatrně a nepravidelně mění, díky sekulárním variacím (2.1.2) a slunečnímu větru, což je proud částic, který vychází ze Slunce a skládá se zejména z protonů, heliových jader a elektronů. Sluneční vítr vane ze Slunce neustále a všemi směry rychlostí až 400km/s. Interakce geomagnetického pole se slunečním větrem způsobuje, že magnetický pól na povrchu Země v průběhu dne opisuje nepravidelnou elipsu. Vlivem slunečního větru je geomagnetické pole na přivrácené straně ke Slunci přimáčklé, na odvrácené protáhlé. Pokud je magnetický pól na denní straně, sluneční vítr zde přilétá a na noční straně se nachází v oblasti magnetického ohonu (Butler, 1992).

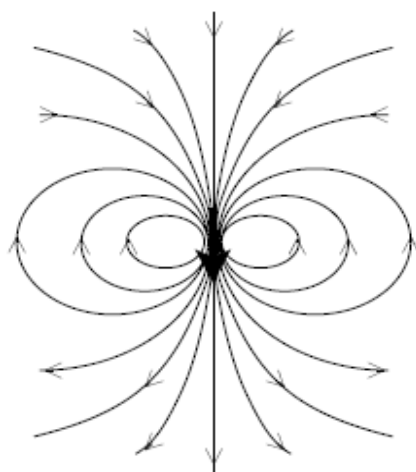
Až 99% zemského magnetického pole pochází ze zdroje uvnitř Země, někdy je nazýváno vnitřní geomagnetické pole. Vnitřní geomagnetické pole pochází ze zemského jádra. Přibližně 1 % pole pochází z vnějšku zemského povrchu a je nazýváno vnější geomagnetické pole. Vnější geomagnetické pole je pro geofyziku významné z hlediska časových variací, které indukují elektrické proudy v zemské kůře a plášti tzv. telurické proudy, tím můžeme studovat elektrickou vodivost v Zemi do velkých hloubek. Dominantní

složkou zemského magnetického pole je magnetický dipól (Bucha, 1975).

Magnetický dipól z hlediska fyziky kolem sebe vytváří magnetické pole a rozumí se jím proudová smyčka. Takový dipól je možno si pro jednoduchost představit, že je umístěn ve středu Země v souladu s rotací osy. Po vložení magnetického materiálu do magnetického pole se volně magnetické dipóly orientují do směru vnějšího magnetického pole (Butler, 1992; Lowrie, 2007).

Magnetosféra je prostor kolem Země, kde se projevuje magnetické pole. Ta je neustále vystavena tlaku způsobeného slunečním větrem a dochází k částečné deformaci této vrstvy. Tvar magnetosféry se vlivem intenzity slunečního větru neustále mění (Butler, 1992).

Magnetické pole se znázorňuje **magnetickými siločárami**, které jsou vždy uzavřené křivky začínající na severním pólu magnetu a končící na jižním pólu, vystupují až k povrchu Země a mají ve všech bodech tečnu ve směru vektoru H . Místa, kde siločáry svírají s povrchem Země pravý úhel, se nazývají magnetické póly a místa, kde jsou siločáry s povrchem Země rovnoběžné, tvoří magnetický rovník (Butler, 1992).

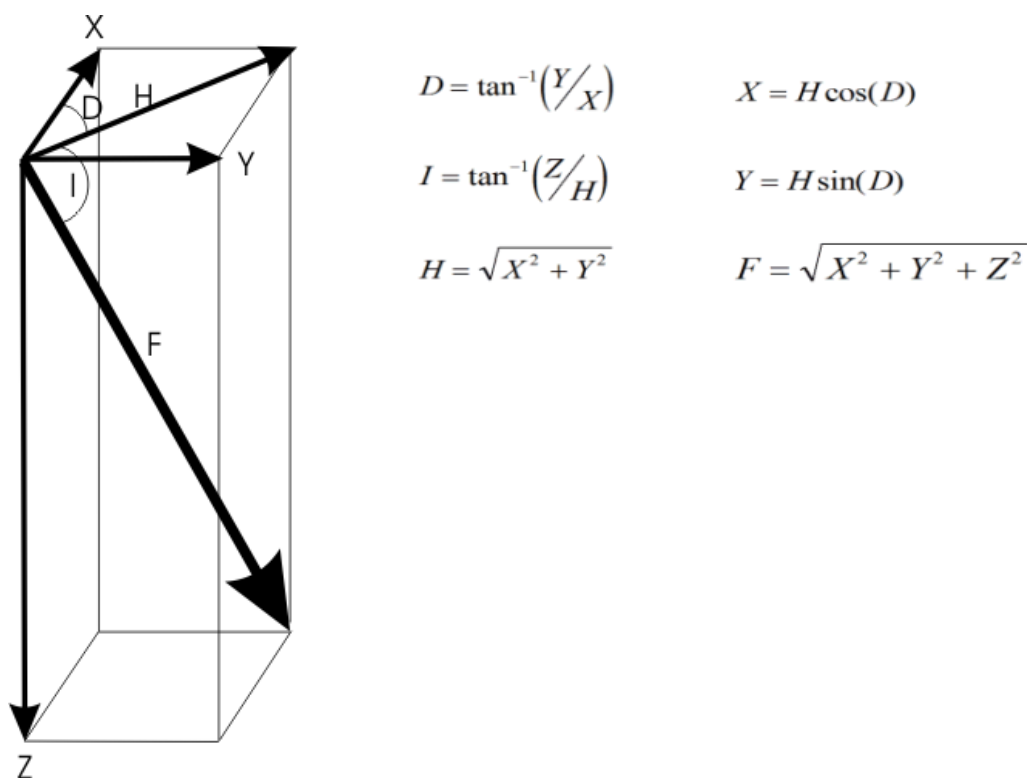


Obr.1: Magnetické siločáry (Butler, 1992).

2.1.1 Elementy magnetického pole

Magnetické pole Země je vektorová veličina a v každém bodě v prostoru má velikost a směr. Složky magnetického pole jsou popsány vektory X , Y , Z , F , H , a skaláry D , I . Vektor F označuje celkovou intenzitu magnetického pole a skládá se z vertikální složky Z a horizontální složky H . Horizontální složka se rozkládá na X ukazující směr k severu a Y k východu. Složka X je kladná, míří-li k severu, Y je kladná, míří-li k východu, složka Z je

kladná, míří-li dolů. Úhel mezi horizontální složkou a složkou směřující k severu se nazývá magnetická deklinace D . Probíhá-li horizontální složka východně od složky k severu, je deklinace kladná, probíhá-li západně, je záporná. Úhel mezi horizontální rovinou a vektorem F se nazývá magnetická inklinace I . Směřuje-li vektor F pod horizontální rovinu, je inklinace kladná (na severní polokouli), směřuje-li vektor F nad horizontální rovinu, je inklinace záporná (na jižní polokouli). Deklinace a inklinace se měří ve stupních, ostatní složky v nT a změna magnetického pole v nT/rok (Merrill et al, 1996).



Obr.2: Elementy magnetického pole Země (Merrill et al., 1996).

2.1.2 Sekulární variace

Sekulární variace jsou pomalé změny geomagnetického pole v čase (přibližně 80 nT/rok) se zdrojem ve vnějším tekutém jádře. To se skládá z horké, elektricky vodivé tekutiny (80% železa (Fe) a další lehčí prvky jako síru (S), kyslík (O)) ve které dochází ke konvekci, společně s rotací. Periodicita sekulárních variací se pohybuje v řádech několik desítek až několik tisíc let a je různá pro různé oblasti na Zemi (Butler, 1992).

Když je severní magnetický pól v blízkosti severního geografického pólu nazýváme jej obdobím normální polarity. Když je severní magnetický pól v blízkosti jižního geografického pólu nazýváme jej obdobím inverzní polarity (Butler, 1992).

2.1.3 Magnetické mapy

Představu o skutečném rozložení elementů geomagnetického pole Země nám ukazují magnetické mapy a jejich izogony, izokliny a izodynamy. Izogony představují čáry spojující na zemském povrchu místa o stejné deklinaci, izokliny představují čáry spojující na zemském povrchu místa o stejné inklinaci a izodynamy vyjadřují intenzitu geomagnetického pole Země (Krs, 1969).

2.2 Fyzikální veličiny

2.2.1 Magnetizace

Magnetizace \mathbf{M} je vektorová veličina, charakterizující magnetické vlastnosti látkového prostředí vystaveného vnějšímu magnetickému poli. Platí

$$\mathbf{M} = \kappa \mathbf{H} \text{ nebo } \mathbf{M} = 1/\mu_0 \mathbf{B} - \mathbf{H} \text{ [A/m]} \quad (1.1)$$

je definována pomocí makroskopických veličin magnetického pole, to je magnetická indukce \mathbf{B} v [nT], intenzita magnetického pole \mathbf{H} v [A/m], μ_0 permeabilita vakua v [Hm^{-1}], κ magnetická susceptibilita (Dunlop et al, 1997).

2.2.2 Intenzita magnetického pole (magnetická intenzita)

Intenzita magnetického pole \mathbf{H} je vektorová fyzikální veličina a vyjadřuje „mohutnost“ magnetického pole vyjádřené vztahem

$$\mathbf{H} = \mathbf{B}/\mu \text{ [A/m]} \quad (1.2)$$

kde \mathbf{B} je magnetická indukce [nT] a μ permeabilita [Hm^{-1}] (Dunlop et al, 1997).

2.2.3 Magnetická indukce

Magnetická indukce \mathbf{B} charakterizuje silový vliv pole:

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \text{ [nT]} \quad (1.3)$$

kde μ je permeabilita v [Hm^{-1}] a \mathbf{H} intenzita magnetického pole v [A/m] (Dunlop et al, 1997).

2.2.4 Permeabilita

Permeabilita je fyzikální veličina, která vyjadřuje vliv určitého prostředí na výsledné účinky působícího magnetického pole

$$\mu = \mathbf{B}/\mathbf{H} \text{ [Hm}^{-1}\text{]} \quad (1.4)$$

Permeabilita vyjadřuje také součin relativní permeability μ_r a permeability vakua μ_0

$$\mu = \mu_r \mu_0 \quad [\text{Hm}^{-1}] \quad (1.5)$$

(Dunlop et al, 1997).

2.2.5 Magnetická susceptibilita

Magnetická susceptibilita κ je bezrozměrná veličina (číslo) většinou měřené v jednotkách SI. Vyjadřuje schopnost látky získat magnetizaci ve vnějším magnetickém poli, lze vyjádřit vztahem

$$\kappa = M/H \quad (1.6)$$

M vyjadřuje magnetizaci a H intenzitu magnetického pole (Dunlop et al, 1997).

2.2.6 Magnetický moment

Magnetický dipólový moment je vektor, jehož velikost je součinem magnetického náboje jednoho z pólů magnetického dipólu a vzdálenosti obou nábojů. Jedná se o vektorovou fyzikální veličinu charakterizující magnetický dipól. Značíme jej \mathbf{m} a jednotky jsou A/m^2 (Dunlop et al, 1997).

2.3 Magnetizace

2.3.1 Remanentní magnetizace

Remanentní magnetizace vzniká působením magnetického pole na horninu v okamžiku jejího vzniku i v průběhu její existence, jedná se o zbytkovou magnetizaci, kterou si ponechá feromagnetický minerál po vyprcháání vnějšího magnetického pole (Nagata, 1953; Lowrie, 2007).

Přírozená remanentní magnetizace (NRM) je remanentní magnetizace vzorku před laboratorními procesy a skládá se z primární, sekundární a viskózní složky. Primární složkou je termoremanentní magnetizace (TRM), chemická remanentní magnetizace (ChRM), a detritická remanentní magnetizace (DRM). V období vzniku horniny a během její existence působilo na horninu množství fyzikálních a chemických faktorů (jako například tlak a teplota) a zachovává se v ní směr geomagnetického pole, které působilo v době vzniku horniny. To je důležité hlavně v paleomagnetismu. Jedná-li se o horniny magneticky izotropní (tzn. magnetické vlastnosti jsou stejné ve všech směrech), pak je směr každé této magnetizace totožný se směrem zemského pole působícího v době jejího vzniku. Existuje několik druhů remanentní magnetizace, z toho nejvíce používané jsou izotermální, viskózní,

termoremanentní, chemická, detritická (Nagata, 1953; Lowrie, 2007).

Termoremanentní magnetizace (TRM) vzniká, jestliže hornina o teplotě vyšší než Curieova hodnota přítomného feromagnetického minerálu (např. lávy) rychle zchladne v zemském magnetickém poli do normální teploty, tzn. nižší než blokující teplota. Blokující teplota je teplota pod kterou se magnetický vektor remanence ustálí pro časový interval větší než několik minut (laboratorní časová škála). U vyvřelých a především u efuzivních hornin je hlavní složkou NRM termoremanentní magnetizace (Lowrie, 2007).

Izotermální remanentní magnetizace (IRM) vzniká krátkodobým působením zemského/laboratorního magnetického pole na feromagnetické minerály v hornině za konstantní teploty a tlaku (Lowrie, 2007).

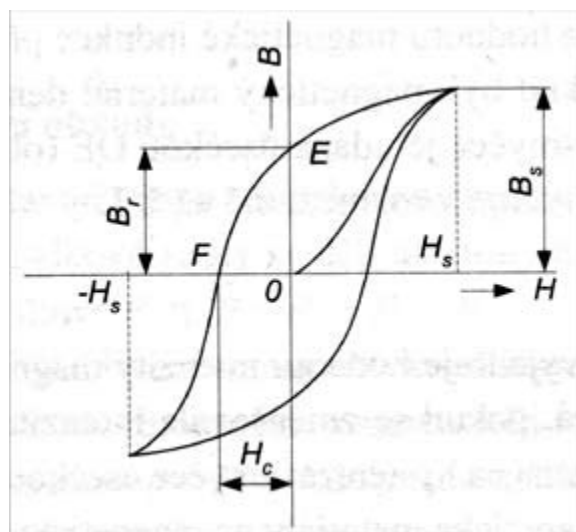
Viskózní remanentní magnetizace (VRM) je charakteristická svým podobným směrem ve vztahu k současnému geomagnetickému poli a vzniká jeho dlouhodobým působením. Jedná se o změnu magnetizace v závislosti na čase, která je běžná ve všech horninových typech (Lowrie, 2007).

Chemická remanentní magnetizace (ChRM) vzniká při krystalizaci minerálů za nižších teplot v zemském magnetickém poli a tvoří se zrna nového feromagnetického minerálu (Lowrie, 2007).

Detritická remanentní magnetizace (DRM) vzniká v usazených horninách při sedimentaci částic feromagnetických minerálů, které se natáčí do směru zemského magnetického pole (Lowrie, 2007).

Velikost remanentní magnetizace u vyvřelin je 10^{-3} až 10^{-1} Am^{-1} , u sedimentů max. 10^{-2} Am^{-1} , ale nejčastěji 10^{-3} Am^{-1} , u metamorfitů záleží na druhu původní horniny a charakteru přeměny (Krs, 1969).

Hysterezní křivka (smyčka) vyjadřuje závislost magnetické indukce B na intenzitě magnetického pole H při změně intenzity magnetického pole od $-H_s$ do $+H_s$. Vyjadřuje jaký vliv má působení vnějšího magnetického pole na magnetické vlastnosti materiálu. V grafu B_s vyjadřuje intenzitu nasycení. V případě že zvýšíme intenzitu magnetického pole v ose H , tzn. nad pole H_s , magnetická indukce se již nezvýší. H_s značí intenzitu nasycení, minerál získá v tomto poli tzv. saturovanou magnetizaci. B_r značí remanentní indukci, která v materiálu zůstává poté co se pole vrátí zpět na nulu. H_c je koercitivní síla, potřebná k odmagnetování materiálu, tzn. ke zrušení magnetizace ze vzorku při konstantní aplikaci tohoto pole. Čím je koercivita větší, tím je materiál magneticky tvrdší. Na tvar hysterezní smyčky má především chemické složení a stav krystalové mřížky (Dunlop et al, 1997).



Obr.3: Hysterezní smyčka (<http://elektrika.cz/>).

2.3.2 Indukovaná magnetizace

Indukovaná magnetizace, je magnetizace vznikající v materiálu (horninách) působením současného geomagnetického pole. Rovná se součinu magnetické susceptibilitě κ a intenzitě magnetického pole H ($M=\kappa H$) (Lowrie, 2007).

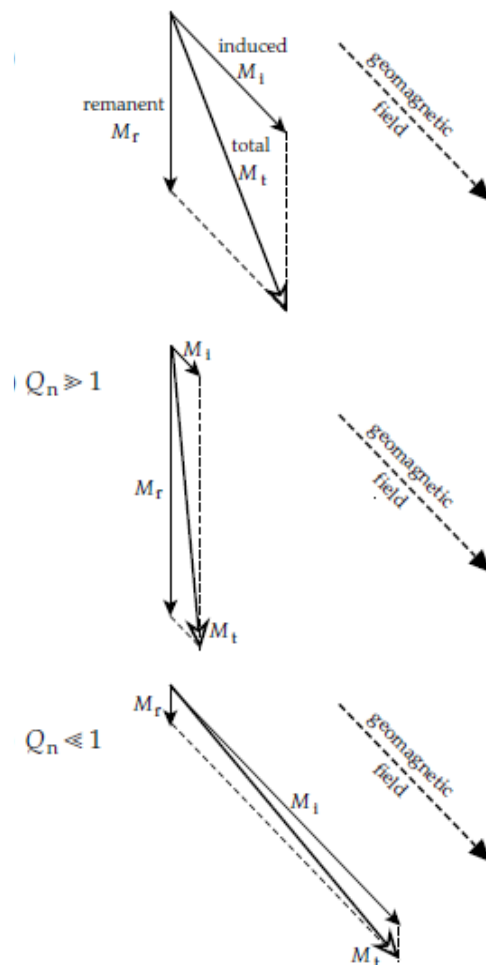
2.3.3 Celková magnetizace

Celková magnetizace hornin je vektorovým součtem přirozené remanentní magnetizace M_r a indukované magnetizace M_i : $M=M_r+M_i$ [A/m].

Königsbergův poměr (značí se Q) je definován jako poměr intenzity remanentní magnetizace k indukované magnetizaci

$$Q_n=M_r/M_i \quad (1.7)$$

kde M_r je remanentní magnetizace a M_i indukovaná magnetizace (Lowrie, 2007).



Obr. 4: Königsbergův poměr (Lowrie, 2007).

2.3.4 Demagnetizace

Demagnetizace je proces, při kterém se snižují hodnoty remanentní magnetizace. Rozlišujeme tři druhy: střídavým polem, tepelnou a šokem (Butler, 1992).

Tepelná demagnetizace má jako hlavní úlohu izolovat různé složky magnetizace zaznamenané ve vzorcích. Postup zahrnuje postupné zahřívání vzorku na vyšší teplotu (nejčastěji s krokem 40°C v rozmezí teplot 80 až 580°C u vzorků s magnetitem, 80 až 680°C u vzorků s hematitem a 80 až 900°C u vzorků s železem), ale nižší než blokující teplotu feromagnetických minerálů obsažených ve vzorku, poté se ochladí na pokojovou teplotu. Vzorek se vkládá do nemagnetické pece ve které nepůsobí magnetické pole Země. To způsobí, že všechny zrna s blokující teplotou menší než teplotou demagnetizace získají nulovou termoremanentní magnetizaci při $H=0$ a tím se zbaví části přirozené remanentní magnetizace (Butler, 1992).

Při **demagnetizaci střídavým polem** vzorek vložíme do cívek, které jsou uzavřeny

v permealloyovém krytu kde vnější magnetické pole neprochází dovnitř. V paleomagnetismu se snažíme získat primární složky magnetizace z dob kdy hornina vznikala. Základní postup je vystavit vzorek střídavému magnetickému poli, průběh znázorňuje sinusoida s lineárním poklesem velikosti s časem. Frekvence sinusového tvaru vlny je obvykle 400 Hz a doba rozpadu pole z maximální hodnoty na nulu je přibližně 1 minuta. Přístroje umožňují demagnetizaci střídavým polem až 100mT. Každý vzorek postupně demagnetujeme a po každém demagnetizačním kroku změříme zbývající remanentní magnetizaci. Magnetická zrna s nižší koercivitou většího objemu ztrácí svůj magnetický moment při nižších magnetizačních polích. Tím se odděluje stabilní moment horniny od momentu méně stabilního, která kompromituje primární magnetický směr horniny (Butler, 1992).

Demagnetizace šokem neboli šoková demagnetizace představuje malý úder demagnetuje zrna s malou koercivitou. Efekt je podobný jako u demagnetizace střídavým polem (Kletetschka et al, 2004).

2.4 Magnetické vlastnosti látek

Minerály dělíme na základě magnetické susceptibility na diamagnetické, paramagnetické, feromagnetické (Lowrie, 2007).

2.4.1 Diamagnetismus

Diamagnetické látky mají nízké a záporné hodnoty magnetické susceptibility (cca 10^{-6} SI) a nejsou závislé na teplotě. Mírně zeslabují vnější magnetické pole a výsledný magnetický moment atomů je nulový. Minerály se ve vnějším magnetickém poli magnetují opačným směrem. Diamagnetismus je vlastnost, kterou se projevuje každý materiál ve vnějším magnetickém poli. Do této skupiny řadíme například kalcit, křemen, grafit, galenit, sádrovec, diamant, halit (Lowrie, 2007).

2.4.2 Paramagnetismus

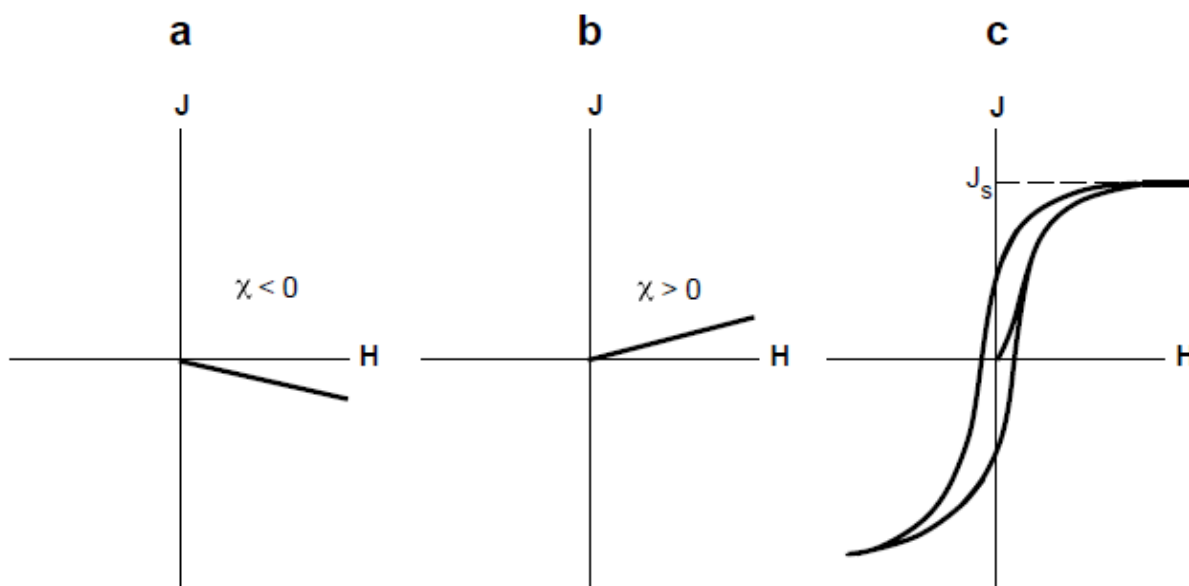
Paramagnetické látky mají hodnoty magnetické susceptibility malé a kladné ((cca 10^{-5} - 10^{-4} SI) (při pokojové teplotě)) a tedy mírně zesilují vnější magnetické pole. Minerály se orientují ve směru působícího magnetického pole a po jeho vymizení se ztratí i magnetizace. Pro tuto skupinu jsou charakteristické chlorit, pyrit, amfibol, pyroxen, olivín, amfibol, biotit (Lowrie, 2007).

2.4.3 Feromagnetismus, antiferomagnetismus, ferimagnetismus

Pro paleomagnetismus jsou nejdůležitější tyto minerály, protože silně reagují na magnetické pole a magnetizaci si udržují i po jeho vymizení. Mají vysokou magnetickou susceptibilitu, která je závislá na teplotě. Curieova teplota je teplota, při níž se feromagnetické látky stávají paramagnetickými. Když zahřejeme feromagnetický minerál nad tuto teplotu, minerál ztrácí magnetické vlastnosti. Nejdůležitější nositelé remanentní magnetizace jsou magnetit a hematit (Lowrie, 2007).

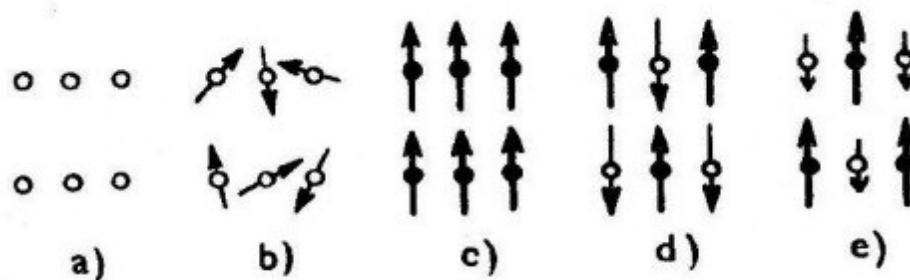
Ferimagnetické minerály jsou silně magnetické, vykazují magnetickou hysterzi a udrží si remanentní magnetizaci i když jsou odstraněny z magnetického pole. Například magnetit, titanomagnetit, maghemit, pyrrhotin, goethit (Lowrie, 2007).

U antiferomagnetických minerálů jsou atomy uspořádány do struktury, kde jsou spiny uspořádány v protisměru. Antiferomagnetismus se může vyskytovat za nízkých teplot.



Minerálem je hematit (Lowrie, 2007).

Obr.5: Graf znázorňuje magnetizaci a intenzitu magnetického pole pro diamagnetické,

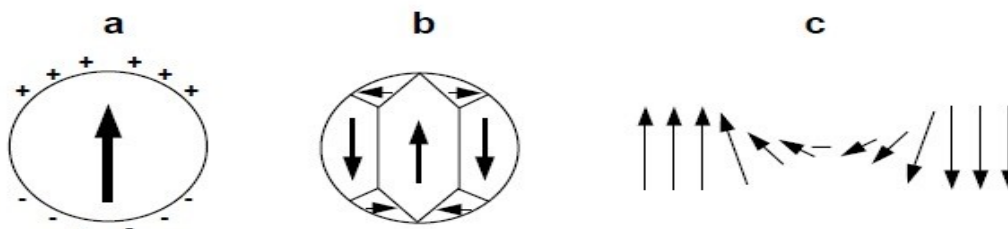


paramagnetické a feromagnetické látky (Butler, 1992).

Obr.6: Diamagnetické, paramagnetické, feromagnetické, antiferomagnetické, ferimagnetické látky (Dunlop, 1996).

2.4.4 Magnetické domény

Magnetické domény se po vložení do vnějšího magnetického pole orientují souhlasně a minerál se stává magnetickým. Ale po odstranění vnějšího magnetického pole si svoje uspořádání částečně zachovávají a chovají se jako permanentní magnet. Počet domén orientovaných do jednoho směru závisí na velikosti vnějšího magnetického pole a při absenci vnějšího magnetického pole jsou jednotlivé domény přeskupeny a zmenší celkový magnetický moment materiálu. Vzájemně jsou od sebe odděleny doménovými stěnami. Tvoří se ve feromagnetických látkách (Dunlop et al, 1997; Butler, 1992).



Obr.7: a) magnetizace feromagnetického minerálu, směr je znázorněn šipkou, náboje jsou znázorněny pomocí znamének + a –

b) magnetické domény, šipka značí směr, mezi doménami jsou doménové stěny

c) rotace atomových magnetických momentů v rámci doménové stěny, šipky ukazují atomové magnetické momenty, tato změna magnetizace jednotlivých atomů se odehrává v prostoru (Butler, 1992).

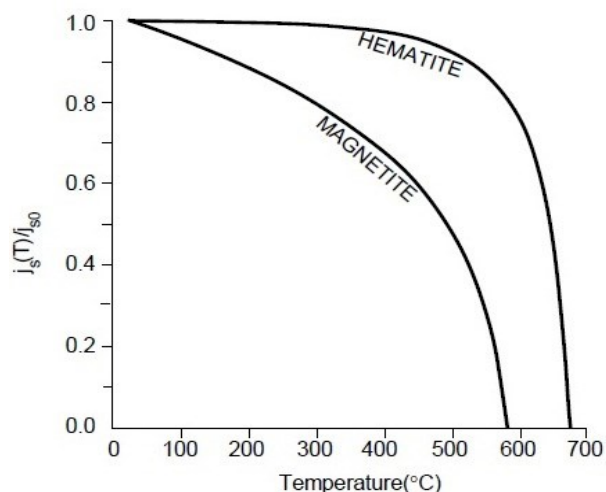
2.5 Magnetomineralogie

Magnetit (Fe_3O_4) je ferimagnetický minerál černé barvy a matného lesku, který krystalizuje v kubické soustavě se spinelovou strukturou. Jeho Curieova teplota je $578\text{ }^\circ\text{C}$, která klesá se zvětšováním obsahu Ti. Magnetit je běžnou složkou vyvřelin např. basaltu, ale i sedimentů a metamorfitů. V horninách se vyskytuje jako vedlejší nebo akcesorický minerál. Titan (Ti) často vstupuje do magnetitové mřížky a vzniká řada magnetit-uvölspinel s přechodným členem zvaným titanomagnetit. Některé magnetity vyjadřují přebytek Fe_2O_3 a přechází v maghemit (Dunlop et al, 1997).

Maghemit ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$) je ferimagnetický s kubickou soustavou a tvoří se přeměnou

magnetitu nebo jiných Fe-oxidů. Při zahřátí přechází v hematit (Dunlop et al, 1997).

Hematit ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$) je antiferomagnetický minerál černé až načervenalé barvy, kovového lesku a řadíme jej do trigonální soustavy. Vyskytuje se v podobě velkých krystalů $> 0,1$ mm a především v sedimentech. Jeho Curieova teplota je 675°C a klesá se zvětšováním obsahu Ti (Dunlop et al, 1997).



Obr.8: Magnetit vs. hematit. Osa x znázorňuje teplotu a osa y nasycenou magnetizaci/nasycenou magnetizaci při pokojové teplotě (Butler, 1992).

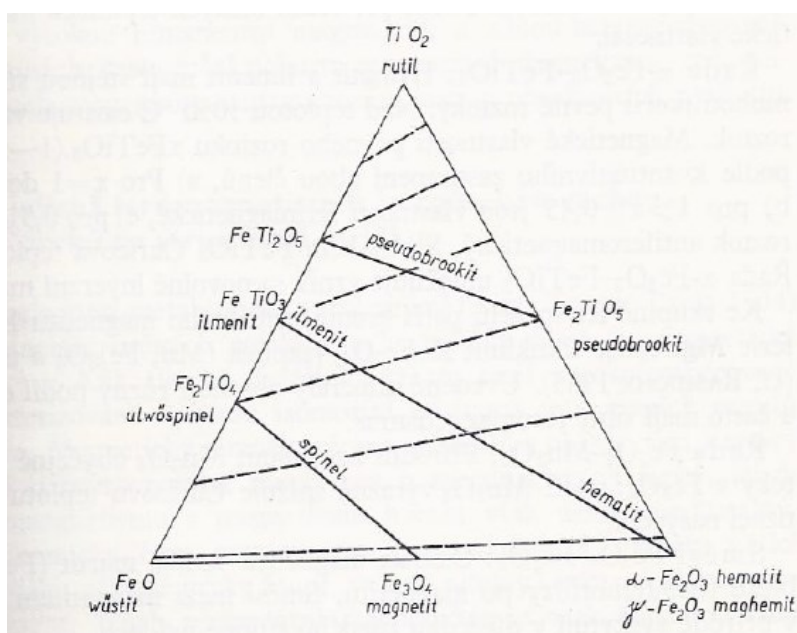
Titanomagnetit je kubické soustavy s inverzní spinelovou strukturou. Je zodpovědný za magnetické vlastnosti oceánských čedičů. Vzniká ve vulkanických horninách při přechodných teplotách (Dunlop et al, 1997).

Ulvöspinel (Fe_2TiO_4) se vyskytuje jen ve formě prorůstání s magnetitem. Tvoří hnědé až černé kovové krystaly. Vzniká ve vulkanických horninách za velmi vysokých teplot a nachází se v basaltogabrových lávách (Dunlop et al, 1997).

Ilmenit (FeTiO_3) má podobnou strukturu jako hematit. Vyskytuje se ve větších hloubkách a ve více metamorfovaných horninách. Ilmenit je paramagnetický, ale za velmi nízkých teplot do 68 K je antiferomagnetický (Dunlop et al, 1997).

Pyrhotin $\text{Fe}(1-x)\text{S}$ (kde $x=0-0,17$) je antiferomagnetický minerál s Curieovou teplotou 320°C (Dunlop et al, 1997).

Goethit (FeOOH) je antiferomagnetický minerál. Vyskytuje se převážně v sedimentech. Curieova teplota je kolem 100°C (Dunlop et al, 1997).



Obr.9: Trojúhelníkový diagram FeO-Fe₂O₃-TiO₂ (Nagata, 1953).

2.6 Paleomagnetismus

Paleomagnetismus se zabývá historií a pohybem kontinentů na základě sledování informace o magnetickém poli Země v době vzniku horniny a během pozdějších geologických pochodů nebo-li studiem magnetického pole v geologické minulosti Země. Jestli se kontinenty vůči sobě pohybovaly můžeme určit tak, že odebereme více vzorků stejného stáří z různých kontinentů. Rekonstrukcemi geografických podmínek v geologické minulosti Země se zabývá paleogeografie (Krs, 1969).

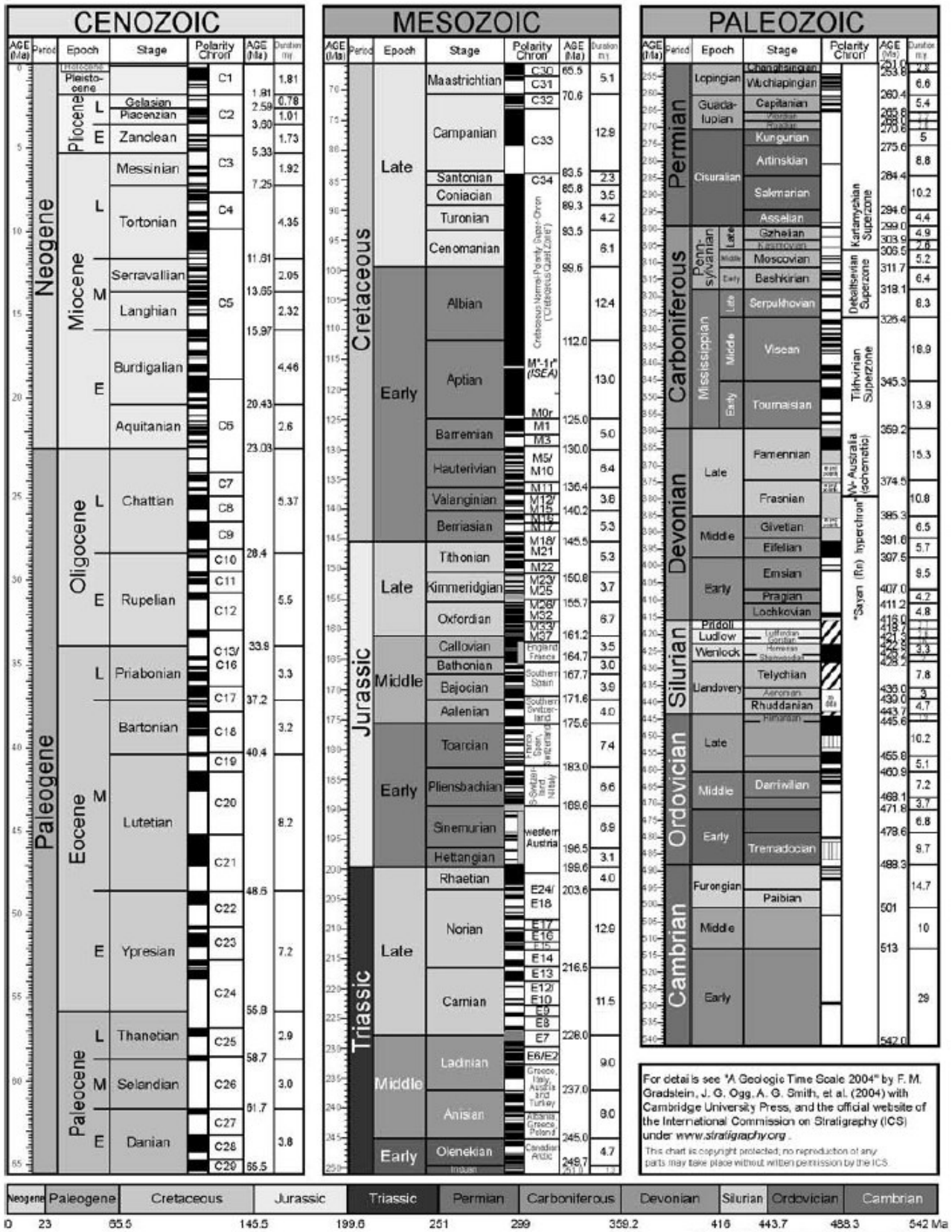
Paleomagnetismus je založen na studiu feromagnetických minerálů, protože se minerály v době vzniku horniny orientují ve směru působení magnetického pole. K paleomagnetickým studiím se hodí jen ty horniny, které byly namagnetovány na zemském povrchu a za vzniku remanentní magnetizace. Z odebraných vzorků můžeme určit směr magnetického pole v daném období a zeměpisnou šířku, kde hornina vznikla (Krs, 1969).

V geologické minulosti často docházelo k inverzím geomagnetického pole, tzn. k obrácení polarity. Intervaly mezi inverzemi se pohybovali od desítek tisíců do desítek miliónů let. Poslední inverze proběhla před 780 tis. lety (Gradstein et al., 2005).



GEOLOGIC TIME SCALE

PHANEROZOIC



For detail see "A Geologic Time Scale 2004" by F. M. Gradstein, J. G. Ogg, A. G. Smith, et al. (2004) with Cambridge University Press, and the official website of the International Commission on Stratigraphy (ICS) under www.stratigraphy.org.
This chart is copyright protected; no reproduction of any parts may take place without written permission by the ICS.

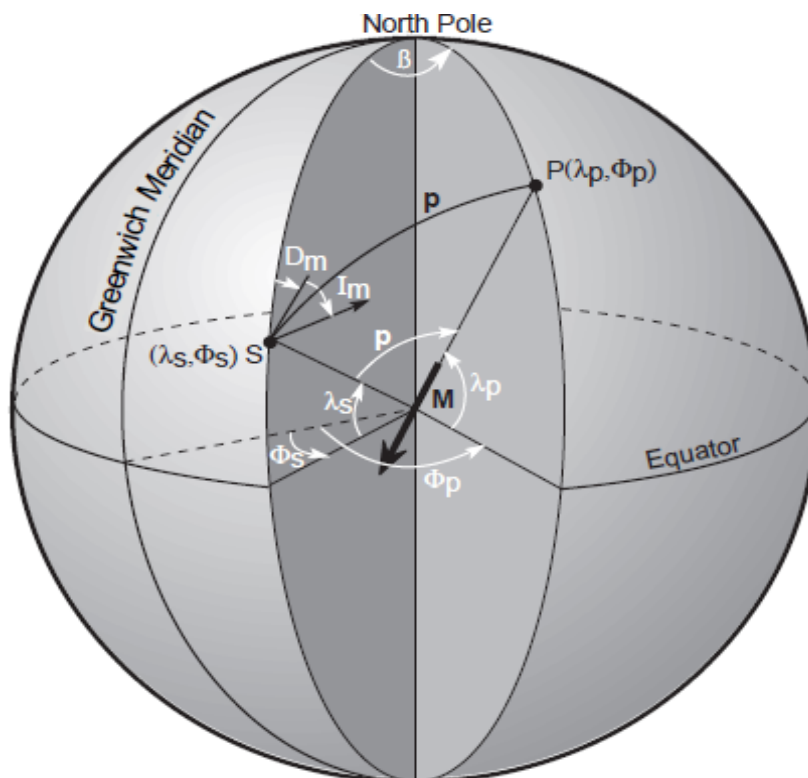
Obr.9: Geologické časové měřítko (Gradstein et al, 2005).

2.6.1 Póly

Pól zemského dipólového pole nazýváme geomagnetický. Z hlediska geologické minulosti jej nazýváme paleomagnetický, ten je pro dané oblasti pro dané geologické období určen ze středních hodnot deklinace a inklinace, tu určíme tak, že z výsledných hodnot je odstraněn vliv sekulární variace a chyby měření (Butler, 1992; Bucha, 1975).

Virtuální geomagnetický pól je myšlený magnetický pól, který lze pro libovolné místo na zemském povrchu určit pomocí inklinace a deklinace na základě představy, že geomagnetické pole je dipólové. Deklinace a inklinace také pomáhá určit orientaci předpokládaného geocentrického dipólu, tzn. pole daného směru (inklinace a deklinace magnetického pole se mění s polohou na zeměkouli). Tomuto předpokládanému geocentrickému dipólu odpovídá na zemském povrchu virtuální magnetický pól. Každá poloha magnetického pólu je vypočítána z jediného pozorování ve směru geomagnetického pole. Poloha virtuálního pólu se podle paleomagnetických měření s časem mění. Pomocí studia virtuálních pólů odhadujeme putování kontinentů v minulosti (Butler, 1992; Bucha, 1975).

Prezentovat paleomagnetické údaje můžeme dvěma způsoby: jako fixní pól, ale pohyb desky nebo jako fixní deska, ale zdánlivé putování pólu (Butler, 1992; Bucha, 1975).



Obr.10: Poloha magnetického pole z jednoho směru. Místo lokace je S (zeměpisná délka λ_s ,

zeměpisná šířka Φ_s) a místo průměrného směru magnetického pole značí I_m , D_m , M je geocentrický dipól, P magnetické pole (zeměpisná délka λ_p , zeměpisná šířka Φ_p), p je úhlová vzdálenost od S do P . β je rozdíl v zeměpisné délce mezi magnetickým polem a místem lokace (Butler, 1992).

Zeměpisná šířka je -90° na jižním geografickém pólu, 0° na rovníku, $+90^\circ$ na severním geografickém pólu. Zeměpisná délka je východně od Greenwich poledníku kladná, na západ záporná. Výpočet polohy magnetického pole je problémem ve sférické trigonometrii, která používá vzorec dipólu pro určení vzdálenosti od pozorovací lokality na polohu magnetického pole (Butler, 1992).

Obrázek ukazuje jak poloha pole P je vypočtená ze středního směru (I_m, D_m) měřeného na konkrétním místě S . Nejdříve určíme p , což je velký úhel vzdálenosti od místa k pólu.

$$p = \cot^{-1}\left(\frac{\tan I_m}{2}\right) = \tan^{-1}\left(\frac{2}{\tan I_m}\right)$$

Zeměpisná šířka magnetického pole je dána vztahem

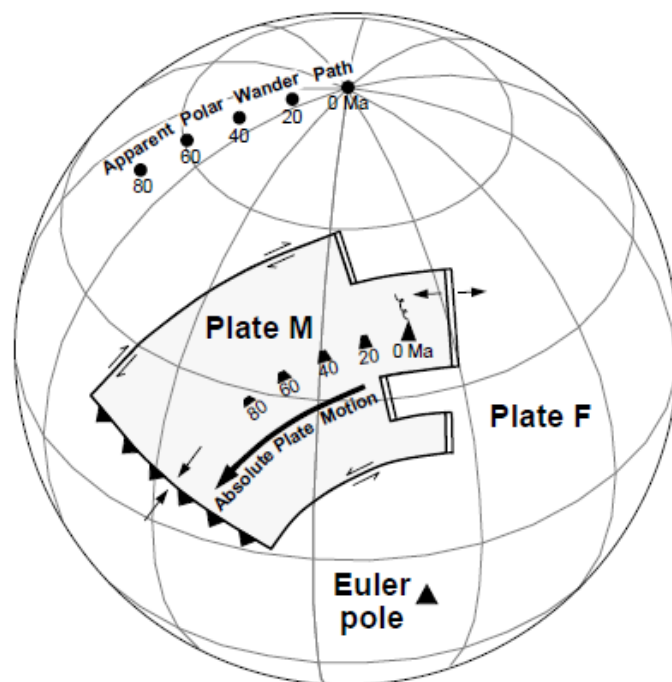
$$\lambda_p = \sin^{-1}(\sin \lambda_s \cos p + \cos \lambda_s \sin p \cos D_m)$$

$$\beta = \sin^{-1}\left(\frac{\sin p \sin D_m}{\cos \lambda_p}\right)$$

Rozdíl zeměpisné délky mezi magnetickým polem P a místem lokace S je dána vztahem (Butler, 1992).

2.6.2 Zdánlivé putování pólů

Roku 1954 s tím přišel Creer. Nejedná se o stěhování geomagnetického pólu, ale přemísťování desek (bloků) zemské litosféry. V mapě je to označováno jako cesta spojující umístění geomagnetických pólů. Jedná se o nějaké území podle postupných poloh paleomagnetických pólů na konkrétním kontinentu. Tato představa souhlasí se současnou koncepcí deskové tektoniky, v současnosti se zjistilo, že zdánlivé putování pólů je kvůli pohybům litosférických desek (kontinentální drift). Rychlost putování jednotlivých desek se měnila v rozmezí 1-7 cm/rok (Bucha, 1975).



Obr.11: Zdánlivé putování polů. Deska F je fixovaná, deska M se otáčí kolem Eulerova pólu. Eulerova věta o pevném bodě uvádí, že jakýkoliv pohyb tuhého tělesa na povrchu koule může být reprezentován jako rotace kolem vhodně zvolené rotace pólu nazývaného Eulerův pól. Geologové používají tuto větu k pochopení pohybů litosférických desek (modifikované od Gordon, 1984).

2.6.3 Desková tektonika

Teorie deskové tektoniky zahrnuje informace o pohybu kontinentů, rozpínání oceánského dna a subdukcii (Wilsonův cyklus). Podle ní je povrch Země tvořen litosférickými deskami, které se pohybují po astenosféře. Hnací silou jsou konvekční proudy, které vznikají ohřevem spodní části pláště od jádra. Horký materiál spodního pláště je lehčí než svrchního takže díky konvekčním proudům postupuje vzhůru, studenější materiál zase klesá. Tato síla pak dává do pohybu litosférické desky, ty se navzájem k sobě neustále pohybují a mají mocnost kolem 100 km. Velkých desek je 6 (pacifická, americká, euroasijská, africká, indo-australská a antarktická) a asi 8 menších. Povrch litosférických desek se může skládat z kontinentu, oceánu, nebo kombinací. Jako důsledek deskové tektoniky je přijímán kontinentální drift. Za kontinentální drift považujeme pohyb kontinentů (Wegener, 1928).

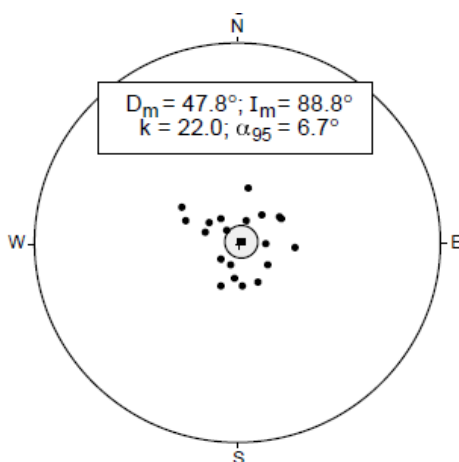
2.6.4 Odběr vzorků

Pro paleomagnetický výzkum odebíráme pouze vzorky orientované, tak můžeme zjistit původní velikost i směr vektoru celkové magnetizace. Orientaci vzorků v terénu určujeme pomocí geologického kompasu. Vzorky odebíráme pomocí nemagnetických dlát a kladiv. Materiál nesmí být zvětralý. Běžnou praxí je shromáždit 6 až 8 různě orientovaných vzorků z výchozu, ale ne ze stejného místa, přibližně v rozmezí kolem 5 až 10 m. Pro určení paleomagnetických pólů nám postačí 10 až 20 výchozů, přičemž z jednoho výchozu odebíráme minimálně 4 vzorky. Postupujeme tak, že geologickým kompasem změříme orientaci libovolné plochy a na vzorku si vyznačíme její směr a sklon. Každý vzorek je třeba ihned zabalit, označit a do terénního deníku zapsat další podrobnější informace jako přesnou lokalizaci, charakteristiku výchozu, orientaci, petrografické určení, geologickou dokumentaci, nákres a další (Krs, 1969; Butler, 1992).

2.6.5 Statistické vyhodnocení a složková analýza

Fisherova statistická metoda se používá při zpracování paleomagnetických dat. Vyhodnocujeme tedy směry remanentní magnetizace hornin a byla vyvinuta pro hodnocení rozptylu jednotkových vektorů na kouli. Předpokládá se, že všechny vektory mají délku jedné, tzn. že to jsou jednotkové vektory. Každému vektoru řadíme jediný bod na kulové jednotkové ploše. Rozložení bodů musí být kolem středu symterické. Čím více máme měření, tím přesnější výsledek (Fisher, 1953).

Klasická složková analýza nám může odhadnout směry čar a rovin metodou nejmenších čtverců. Jednotlivá měření se zobrazují ve stereografické projekci (Kirschvink, 1980).



Obr.12: Fisherova statistika. N je počet vzorků, střední směr I_m , D_m , k je parametr přesnosti, α je malý úhel (Butler, 1992).

3. Radiometrické datovací metody

Datování používáme pro absolutní měření stáří hornin, to znamená datování pomocí let. Absolutní radiometrické datování je možné použít na vulkanické i plutonické typy hornin, na metamorfní stáří také. Principem datování je poločas rozpadu přírodních radioaktivních izotopů. Radiometrické datovací metody jsou založeny na srovnání množství přirozeně se vyskytujícího radioaktivního izotopu s jeho produkty rozpadu za využití známých poločasů rozpadu (Košler et al, 1997; Bouška, 1980).

Nejspolehlivější pro datování je datování vyvřelých hornin, protože krystalizací z taveniny a jejím následným vychladnutím je dobře definován začátek hromadění produktů radioaktivního rozpadu za předpokladu stejného poměru prvků. Nejčastěji se využívá sopečný prach, tuf nebo láva. Tuhnutí lávy ovlivňuje mnoho faktorů, ale tím nejdůležitějším je vzduch a voda. Ve vodě láva tuhne velmi rychle, na vzduchu pomaleji a dochází k tvorbě krystalických struktur uvnitř lávy (Košler et al, 1997; Bouška, 1980).

Pokud se systém celou dobu chová jako uzavřený (to znamená, že do minerálu nepříjde žádný rodičovský ani dceřiný prvek a ani ho neopustí) je určené stáří skutečné. Když nastane zvětrání, metamorfóza či hydrotermální alterace, tzn. systém se nechová jako uzavřený, můžeme dostat stáří krystalizace i procesů, tomuto stáří říkáme zdánlivé (Košler et al, 1997; Bouška, 1980).

V naší práci se zabýváme metodou K-Ar a zmíníme Ar-Ar. Tyto metody jsou nejpoužívanější pro zjišťování stáří hornin. Existují další datovací metody jako U-Th-Pb, Rb-Sr, Sr-Sr, Sm-Nd a datování zirkonů (Košler et al, 1997).

3.1. Základy nukleární chemie

Chemický prvek je látka složená z atomů, které mají stejné protonové číslo. Atom je základní stavební jednotka hmoty. Atom je složen z částic proton a neutron, které tvoří jádro a elektron se pohybuje kolem. Proton se značí p^+ a je to částice s nejmenším kladným elektrickým nábojem. Protonové číslo neboli atomové (Z) nám udává počet protonů v jádře. Neutron se značí n^0 a je to částice bez náboje. Elektron se značí e^- a je to částice s nejmenším záporným elektrickým nábojem. Počet protonů se rovná počtu elektronů v neutrálním atomu. Suma protonů a neutronů se nazývá hmotové číslo. Nukleon je název pro proton a neutron, a jsou to částice ze kterých se skládá jádro atomu. Počet nukleonů v atomovém jádře se nazývá nukleonové číslo (A). Nuklid je látka, jejíž všechny atomy mají stejné atomové číslo (Košler et al, 1997; Bouška, 1980).

Izotopy jsou atomy téhož chemického prvku jejichž jádra mají stejný počet protonů a

elektronů, ale různý počet neutronů. Mají stejné chemické vlastnosti, liší se ale fyzikálními vlastnostmi (například hmotností, hustotou). Některé izotopy nejsou stabilní a podléhají radioaktivnímu rozpadu. Radioaktivní izotopy jsou buď přirozené, vznikající jadernými reakcemi samovolně nebo umělé, vznikající v laboratoři. V současné době známe cca 300 stabilních a více než 1 200 radioaktivních a okolo 50 přirozených. Krystalová mřížka je pravidelné uspořádání částic (iontů, atomů, molekul) v krystalu (Košler et al, 1997; Bouška et al, 1980).

3.1.1 Izotopová geologie

Izotopová geologie zahrnuje studium izotopického složení chemických prvků v geologických materiálech jako například horninách, minerálech, zbytcích organismů, hydrosféře, atmosféře. Izotopy se dělí na dvě sféry: neradiogenní a radiogenní. Neradiogenní (stabilní) lehkých prvků představují prvky S, C, N, O, H a pomocí jejich izotopů můžeme studovat původ těchto prvků v minerálech a horninách nebo sledovat procesy frakcionace prvků a měřit teplotu hydrotermálních a metamorfních procesů. Radiogenní (produkty radioaktivního rozpadu) středně těžkých až těžkých prvků Sr, Nd, Hf, Os, Pb jsou odlišného izotopového složení díky odlišným geochemickým vlastnostem mateřských prvků a jejich radiogenním produktům. Zastoupení těchto izotopů v minerálech a horninách jsou dobrým ukazatelem jejich původu (Košler et al, 1997; Faure, 2005).

3.1.2 Geochronologie

Geochronologie je věda zabývající se datováním hornin a minerálů. Využívá radioaktivního rozpadu prvků a umožňuje nám přiřazení konkrétních časových údajů jednotlivým geologickým událostem (Košler et al, 1997).

Radioaktivní rozpad

Známe tři skupiny radioaktivních přeměn. První přeměnou se mění protonové číslo při konstantním nukleonovém čísle, patří sem rozpad β^- neutronu, β^+ a záchyt elektronu protonem. Ve druhé skupině se současně mění protonové a nukleonové číslo, patří sem rozpad α a emise nukleonů a samovolné štěpení. Třetí skupinou se mění jen energetický obsah jádra, patří sem rozpad γ (Bouška et al, 1980; Brownlow, 1996).

V této práci se opíráme o rozpad β^+ , β^- a záchytem elektronu. Přeměna β je velmi častý typ radioaktivního rozpadu. Nadbytečný neutron v radioaktivním jádru se přeměňuje na proton a současně je z jádra vyzářena částice β^- . Mohou pronikat minerály s nízkou

hustotou nebo malou tloušťkou. Částice beta se pohybují velmi rychle (0,4-0,9krát rychlosti světla), k jejich zastavení stačí vrstva vzduchu silná 1 m nebo kovu 1 mm. Použití radioaktivního rozpadu pro měření stáří geologických objektů je založeno na předpokladu, že se rozpadová konstanta mateřského prvku během historie nemění. Využívá se hlavně těžších izotopů s dlouhým poločasem rozpadu (nejlépe po celou dobu vzniku Země). Rozpad je exponenciální, nezávislý na chemických a fyzikálních podmínkách a jejich změně. Dále je buď rychlý (hodiny) nebo pomalý (miliony let) nebo něco mezi tím (Bouška et al, 1980; Brownlow, 1996).

Poločas rozpadu a rozpadová konstanta

Poločas rozpadu $t/2$ je doba za kterou dojde k rozpadu poloviny mateřských atomů na atomy dceřiné. Rozpadová konstanta λ charakterizuje rychlost rozpadu radionuklidu. Vztah rozpadové konstanty a poločasu rozpadu lze vyjádřit rovnicí $t/2 = \ln 2 / \lambda$. Přesnost určení stáří závisí na přesném poločasu rozpadu a rozpadové konstanty λ . Pro určení stáří je nezbytné znát rozpadovou konstantu, množství mateřného a množství dceřiného izotopu. Rovnice rozpadu lze vyjádřit $N = N_0 \cdot e^{-\lambda t}$, kde N vyjadřuje počet atomů radioaktivního prvku v čase t , N_0 vyjadřuje počet atomů radioaktivního prvku v době vzniku minerálu, λ je rozpadová konstanta (Bouška et al, 1980; Brownlow, 1996).

3.2 K-Ar metoda

Datování draslík-argon (K-Ar) je radiometrická datovací metoda.

3.2.1 Draslík a argon

Draslík (K) je prvek ze skupiny alkalických kovů. Podle Goldschmidtovy geochemické klasifikace patří mezi litofilní prvky, které se vyskytují ve svrchním plášti, zemské kůře. Jeho průměrná koncentrace v zemské kůře je 2,5 hm. %. Draslík je stříbrolesklý kov, lehčí než voda a měkký, že se dá krájet nožem. Dobře vede elektrický proud a teplo. Draslík je osmý nejhojnější prvek v zemské kůře a vyskytuje se ve třech přírodních izotopech ^{39}K (tvoří 93.2581 % veškeré hmoty K), ^{40}K (0.01167 %) , ^{41}K (6.7302 %). Radioaktivní draslík má 19 protonů a 21 neutronů v jádře. ^{40}K je radioaktivní, ^{39}K a ^{41}K jsou stabilní izotopy. Poločas rozpadu ^{40}K je cca 1 300 mil let. Vyskytuje se ve slídě, draselném živci, leucitech, nefelínech a plagioklasech. Draslík se určuje plamenným fotometrem nebo atomovou absorpční spektrometrií (Košler et al, 1997; Mc Dougall et al, 1999).

Argon (Ar) je vzácný plyn (nebo také inertní plyn) a podle Goldschmidtovy

geochemické klasifikace patří mezi atmoofilní prvky, protože se vyskytuje v zemské atmosféře. Argon je třetí nejhojnější prvek zemské atmosféry a druhý nejhojnější vzácný plyn vyskytující se v horninách a minerálech. Má také tři přírodní izotopy ^{36}Ar (0.337 %), ^{38}Ar (0.063 %) , ^{40}Ar (99.6 %). Má 18 protonů. V přírodě jsou však přítomny ještě další dva izotopy argonu (^{37}Ar a ^{39}Ar), ale tyto izotopy vznikají vlivem kosmického záření a kvůli krátkému poločasu rozpadu jsou zanedbatelné. Vyskytuje v ortopyroxenu, amfibolu a plagioklasu. Fenokrysty(=vyrostlice) ortopyroxenu, amfibolu a plagioklasu uzavírají argon do svých minerálních struktur díky jeho tlaku hluboko v magmatickém krbu a drží ho až do utuhnutí horniny. Množství argonu se měří hmotnostní spektrometrií plynů, které se uvolňují, když se vzorek horniny roztaví ve vakuu. Argon se dá uvolnit zahřátím minerálu na 1700 °C (Košler et al, 1997; Mc Dougall et al, 1999).

3.2.2 Použití

Metoda K-Ar se používá v geochronologii a archeologii. Je využívána hlavně k určení stáří mladých vulkanických hornin a byla aplikována také pro datování vulkanitů oceánského dna a k určení absolutního stáří geomagnetického pole. Také k datování vulkanických hornin, sedimentů i meteoritů. Stáří krystalizace lze určit jen u nezávětralých magmatických hornin a minerálů díky plynnému argonu, které chladly rychle a za teplot, které jsou nižší než hodnoty blokujících teplot. Data tedy můžeme interpretovat jako stáří chladnutí, tj. stáří chladnutí pod určitou blokující teplotu. Výsledná stáří odpovídají vždy době poslední teplotní události, kterou hornina prodělala. U metod K-Ar se využívají při datování živce, slídy, protože mají velmi nízké uzavírací teploty pohybující se mezi 100-400 °C (Steiger a Jäger, 1977).

3.2.3 Metodika

Metoda je založena na stejném poměru K/Ar a stejném izotopickém složení Ar ve všech částech analyzovaného vzorku. Také je založena na výskytu radioaktivního izotopu ^{40}K v přírodě. Množství mateřského ^{40}K a dceřiného ^{40}Ar v hornině a minerálech a rychlost rozpadu nám umožňuje výpočet času od erupce až k zchlazení lávy, to znamená, že nám ukazuje dobu, která uplynula od vyvržení až k utuhnutí horniny. Obsah ^{40}K se ve vzorcích obvykle určuje chemickým složením draslíku (Košler et al, 1997; Mc Dougall et al, 1999).

Radioaktivní ^{40}K se mění z 88,8% beta rozpadem na stabilní ^{40}Ca a z 11,2% inverzním beta rozpadem nebo záchytem elektronu na stabilní ^{40}Ar . Při rozpadu na ^{40}Ar atom zůstává chycený v krystalový mřížce, protože je větší než mezery mezi jinými atomy v minerálu, ale pokud se změní podmínky jako tlak nebo teplota, tak může uniknout do okolí (Mc Dougall et

al, 1999).

Rozpad záchytem elektronu (K): jeden elektron atomového obalu (slupka K) vstoupí do jádra a reaguje s jedním protonem za vzniku jednoho neutronu. Krystalizací minerálů nebo hornin ^{40}K vzniká uzavřená soustava, ve které se průběhem času postupně hromadí dceřiné produkty tj. ^{40}Ar , zatím co obsah mateřského izotopu postupně klesá (Bouška et al, 1980).

Pro spolehlivé určení stáří musejí být splněny následující podmínky: hornina zůstala uzavřeným systémem a v době krystalizace nebo uzavření nebyl přítomen žádný původní ^{40}Ar (Košler et al, 1997).

3.2.3 Nevýhody

Při použití této metody je možnost úniku argonu ^{40}Ar z nerostu. Každý minerál udrží vzniklý argon podstatně jinou dobu. Výsledná stáří odpovídají době poslední teplotní události kterou hornina prodělala (Košler et al, 1997).

3.3 Ar-Ar metoda

V této metodě používáme izotopy ^{39}Ar a ^{40}Ar , více o argonu je popsáno v kapitole 3.2.1. Metoda Ar-Ar je modifikací metody K-Ar a je přesnější. Základem je neutronové ozáření vzorku v jaderném reaktoru při kterém se mění ^{39}K na ^{39}Ar a ve kterém setrvá několik hodin. Jedná se o přirozený rozpad radiogenních izotopů argonu ^{40}Ar . Poločas rozpadu ^{39}Ar je 269 let a nenachází se v přírodě. Lze určit stáří mladých vulkanických hornin (Košler et al, 1997).

Využívá se zde pouze jednoho chemického prvku jako mateřského i dceřinného. ^{40}Ar se rozpadá na ^{39}Ar . Ar-Ar metoda se realizuje pomocí postupného zahřívání nebo laserové ablace. Zahřívání se provádí v několika krocích a po každém kroku je změřen poměr $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Určuje také kolik argonu je radiogenního původu a kolik přišlo ze vzduchu. Pokud má ^{40}Ar radiogenní původ bude unikat stejně jako ^{39}Ar s v konstantním poměru. Pokud ale v minulosti ^{40}Ar uniklo bude poměr pro některé nebo všechny stupně zahřátí odlišný (Košler et al, 1997).

4. Antarktida

Název vychází z řečtiny a znamená Naproti Arktidě. Antarktida neboli svět ledu, je nejzáhadnější kontinent na této planetě, poslední nedotčená oblast na Zemi (Prošek, 2013).

4.1 Geografie

Antarktida je světadílem, který je nejméně zasažen lidskou činností, jedná se o území nikoho, nemá stálé obyvatele a nepatří k žádnému státu. Obyvatelstvo tvoří jen příslušníci výzkumných vědeckých stanic, které jsou po celé pevnině. I v současnosti jsou na tomto kontinentu neprobádané oblasti, kde dosud nestanul člověk. Někdy je také nazývána Křišťálová poušť. Je to polární oblast věčného ledu a zimy (Prošek, 2013; Mc Gonigal, 2005; Stürmerová, 2007).

Přirozenou hranicí tohoto prostoru je antarktická konvergence, jedná se o 40 km široký pruh moře linoucí se kolem Antarktidy mezi 48° a 61° j.š., na něm se vyskytuje sladká voda z tajícího ledu a slanější z Tichého, Atlantského a Indického oceánu. Téměř celý kontinent leží na jih od jižního polárního kruhu, skládá se z rozsáhlé pevniny a mnoha přibřežních ostrovů (Prošek, 2013; Mc Gonigal, 2005; Stürmerová, 2007).

Antarktida se dělí na Východní a Západní a mezi nimi se rozprostírá Transantarktické pohoří. Východní oblast zahrnuje Coatsovu zemi, Zemi královny Maud, Enderbyho zemi, zemi Mac Robertsona, zemi princezny Alžběty, zemi královny Marie, Wilkesovu zemi, Adélinu zemi, zemi Jiřího V. a Viktoriinu zemi. Východní oblast je chladnější a rozsáhlejší, zaujímá až 2/3 kontinentu. Západní oblast zahrnuje zemi Marii Byrdové, Ellsworthovu zemi a Antarktický poloostrov. Západní oblast má členitější prostředí a tvoří ji hornaté ostrovy spojené s ledem (Prošek, 2013; Mc Gonigal, 2005; Stürmerová, 2007).

Led pokrývá 99,6 % povrchu s objemem cca 25 mil. km³, průměrná tloušťka je okolo 3000 m. Ledový pokryv Antarktidy dělíme podle původu ledu na tři základní části: pevninský ledovec, šelfové ledovce a mořský led. Plocha Antarktidy je přibližně 14 mil. km² i s mnoha četnými ledovcovými šelfy na pobřeží, různé zdroje poskytují o rozměrech Antarktidy a jejího zalednění rozdílné informace. Její nezaledněná část tvoří pouze 45 tis. km². Nejvyšší vrchol je Vinson Massif, jinak také Mt. Vinson (4892 m n. m.) a nejvyšší činná sopka Mt. Erebus (3 795 m n. m). Antarktida je také nejchladnější kontinent a je zde časté nepříznivé bouřlivé počasí a silný vítr. Podnebí je zde drsné, polární, větrné, střední roční teplota kolem -56°C (Prošek, 2013; Mc Gonigal, 2005; Stürmerová, 2007).

Jižní geografický pól se nachází ve výšce 2 835 m n.m., jižní magnetický pól nemá stálou polohu a ročně se posouvá o 12,5 km směrem k severozápadu, jižní geomagnetický pól je též neustále v pohybu o 2-3 km za rok směrem k jihozápadu (Prošek, 2013; Mc Gonigal, 2005; Stürmerová, 2007).



Obr.13:Antarktida (<http://lima.usgs.gov>).

4.2 Věda a výzkum

Na Antarktidě je 48 výzkumných stanic patřící 17 státům. Jižní pól byl dobyt 14.12.1911 Roaldem Amundsenem kdy dosáhl geografického jižního pólu a tím začal systematický výzkum Antarktidy. Prvními státy zabývající se výzkumem Antarktidy byly Velká Británie, Nový Zéland, Francie, Austrálie, Chile, Rusko a USA. Americká hlavní stanice se nazývá McMurdo na Rossově ostrově a je největší výzkumnou stanicí na kontinentě. Další je Amundsen-Scott South Pole přímo na jižním pólu. Nejznámější ruskou stanicí je Vostok, kde byla dne 21.7.1983 naměřena absolutně nejnižší teplota na zeměkouli –

89,2°C. Česká Mendelova výzkumná stanice leží na pobřeží ostrova Jamese Rosse (Vopěnka, 2000; Prošek, 2013).

Na Antarktidě se již prováděly výzkumy sopečných hornin na základě K-Ar datování, hlavně ve Viktoriiny zemi. Práce nám uvádí, že vzorky sopečných hornin z Transantarktického pohoří a ostrovů v Rossově moři jsou staré v rozsahu 0,003 až 18 Ma (většina z nich je méně než 4 Ma), vzorky starší než 13 Ma pocházejí z podvodní erupce nebo obsahují přebytek Ar. Ultramafity a pyroxeny obsahují v sopečných horninách přebytečný radiogenní Ar. Výzdvih Transantarktického pohoří se odehrával v doprovodu vulkanické činnosti a zalednění. K-Ar datováním lávy naznačují stáří zalednění na 45-41 Ma, jedná se o nejstarší kenozoický záznam alpských ledovců v Západní Antarktidě a poskytuje nám informace o zalednění Antarktického poloostrova a jihu Shetlandských ostrovů (Birkenmajer, 1980; Armstrong, 1978).

Paleomagnetické údaje z lávových proudů na McMurdo jsou ojedinělé kvůli dlouhému času mezi erupcemi, musíme brát v potaz geochronologické i geologické údaje pro intenzivnější určení erupcí. Nejnovější aktivita byla zjištěna na Mount Morning, Mount Discovering a Mount Erebus na Rossově ostrově. Z osmi lávových proudů (40 vzorků) bylo vypočítáno poloha paleomagnetického pólu a pravděpodobně šlo o odhad sekulární variace na Antarktidě v průběhu plioénu (Mankinen, 1988).

4.3 Geologie

Antarktida pro svou nepříznivou polohu a obtížné klimatické podmínky dlouho odolávala geologickému a geofyzikálnímu výzkumu. Rozsáhlý pevninský ledovec o objemu $29,2 \times 10^6 \text{ km}^3$ je dominujícím geologickým i morfologickým prvkem Antarktidy a představuje 90% ledovcového pokryvu Země. Výraznou jednotkou rozdělující Antarktidu na dvě části je Transantarktické pohoří, které se vytvořilo na okraji východní platformy koncem proterozoika a začátkem paleozoika, probíhá od Rossova moře přes kontinent až k Filchnerovu ledovci (Mísař, 1987).

Východní a Západní Antarktida se od sebe geologicky liší. Východní Antarktida je oblast kontinentálního štítu převážně tvořené magmatickými a metamorfovanými horninami o stáří až 3 miliardy let s nadložními sedimentárními horninami. Na okrajích se nachází čedičové skály. Západní Antarktida má podobnou geologii jako pohoří Andy v jižní Americe, přibližně před 200 Ma v období jury oceánská kůra Antarktické desky začala subdukovat pod Pacifickou desku. Vulkanismus tak vytvořil novou zemi, kterou dnes nazýváme Antarktický poloostrov (Stonehouse, 1926).

Před více než 170 miliony let byla Antarktida součástí Gondwany. Během kambria se vyskytovala v mírném klimatu. Západní Antarktida se nacházela na severní polokouli a Východní Antarktida na rovníku. Na konci devonu začínalo zalednění a Gondwana se stala centrem jižního pólu. V permu se bažiny staly ložiskem uhlí v Transantarktickým pohoří, na konci permu přišlo oteplení a dále se z Gondwany stala poušť. Během jury se začal tvořit Antarktický poloostrov, tzn. 206-146 Ma. Antarktická příkopová propadlina leží mezi Východní a Západní Antarktidou, je stále aktivní a pomalu se postupně odděluje Západní od Východní Antarktidy. Je známo, že litosférické desky se pohybují rychlostí 1-7 cm za rok. Samostatná Antarktida která se postupně oddělovala od Gondwany vznikla před 35 miliony let (Stonehouse, 1926).

4.4 Antarktický poloostrov

Je nejsevernější částí pevninské Antarktidy a jen 1 000 km vzdálen od Jižní Ameriky. Plocha je přibližně 300 tis. km², je částečně zaledněný, velmi členitý a hornatý. Severní část se nazývá Grahamova země a jižní Palmerova země. Nedaleko pobřeží leží řada ostrovů a souostroví, např. Jižní Shetlandy. Na pobřeží vyčnívá skalní vulkanický podklad zvaný nunataky (Prošek, 2013).

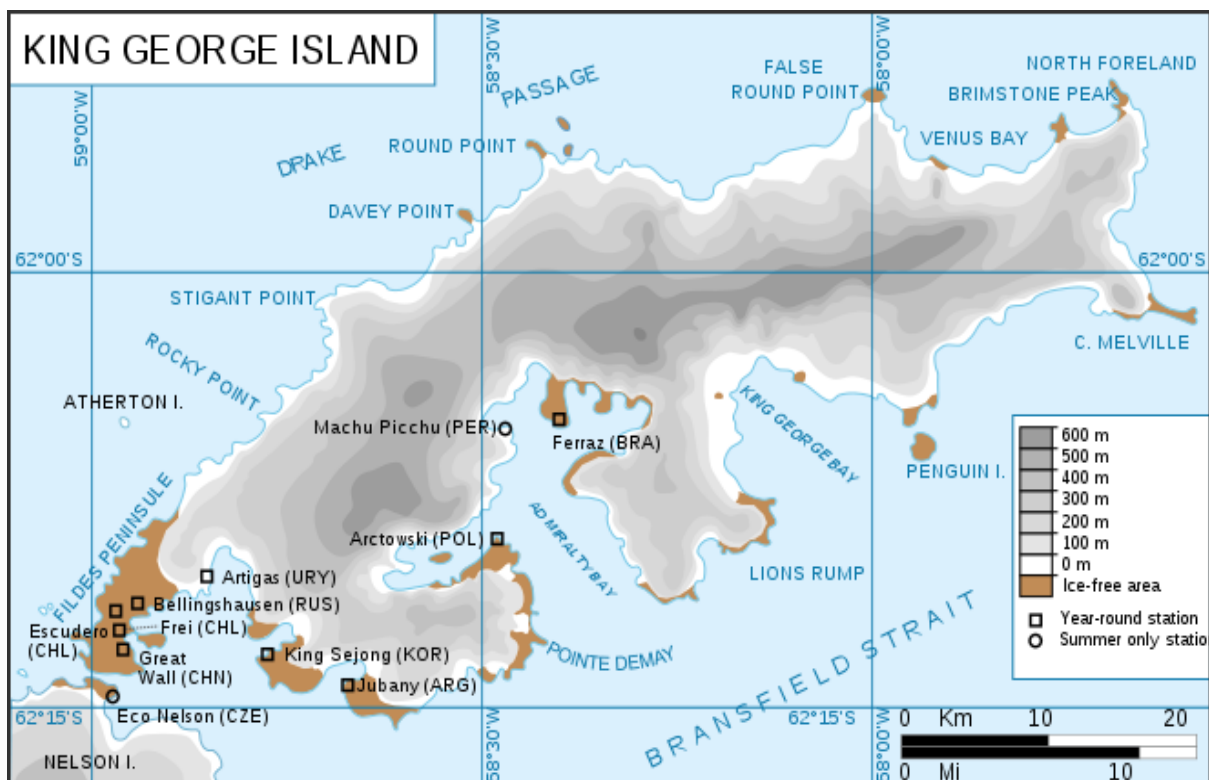
Jižní Shetlandy, nazývané také ostrovy na konci světa, jsou většinou sopečného původu se stále aktivními sopkami. Hornaté z části zaledněné ostrovy se doslova hemží vědeckými výzkumnými stanicemi (Vopěnka, 2000).

4.5 Ostrov krále Jiřího

Je největším ostrovem v souostroví Jižní Shetlandy. Z 90% je ostrov pokryt ledem. Nachází se v blízkosti severního cípu Antarktického poloostrova. Poloostrov Fildes tvoří jihozápadní konec ostrova krále Jiřího a je nejbližší k Nelsonově ostrovu, kterého dělí jen 400 m dlouhá úžina Fildes. Poloostrov Fildes nepokrývá led a proto je zde prováděno hodně výzkumů. První stanice zde byla v 50. letech 20. století, dnes se jich na ostrově nachází 8 (například chilská, polská, brazilská, čínská) (Vopěnka, 2000).

Na základně geologického mapování, izotopické chronologie a petrologické charakteristiky se zjistilo, že na poloostrově Fildes se vyskytují převážně terciérní sopečné horniny. Čínští vědci již zkoumali sopečné horniny na poloostrově Fildes, kde se nachází jejich Velká čínská stanice. Sopečné horniny na ostrově určují, že vulkanické erupce trvaly od pozdní křídý až do konce eocénu. Poloostrov Fildes se skládá převážně z čedičové a čedič-

andesitové lávy. Pomocí radiometrických metod K - Ar , Ar - Ar , Rb - Sr určili stáří těchto hornin a výsledky ukazují, že rozsah sopečné činnosti probíhá od pozdního Paleocénu až do raného Miocénu, to znamená přibližně 60 až 20 Ma (Ming, Molan, Xiaohan, Xiangshen, 1991; Xiangshen, Xiaohan, 1990; Xiangshen, 1991; Xiangshen, 1995).



Obr.14: ostrov krále Jiřího (Prošek, 2013).

4.6 Nelsonův ostrov

Nelsonův ostrov se nachází přibližně 700 km od mysu Horn a 100 km od pobřeží Antarktidy v souostroví Jižní Shetlandy s rozlohou 200 km². Na šířku měří 15 km, na délku 20 km a nejvyšší bod je 313 m. Další ostrovy v okolí jsou na severu ostrov krále Jiřího, který je nejbližší, na jihu ostrov Robert, Livingstone, Greenwich, Deception a další menší. 90% ostrova je zaledněná a pod ledem převažují vulkanické horniny, zbylých 10% tvoří pestré oázy bez ledu. V oáze můžeme vidět potoky, jezera, sněhová pole i skály (Vopěnka, 2000).

Byla zde vybudována stanice Eco-Nelson, kterou založil Jaroslav Pavlíček u zátoky Edgell na přelomu 80. a 90. let 20.století. Je možná nejskromnější a neekologičtější polární stanicí na Antarktidě. Stanice je jedinou na ostrově Nelson a leží na 58°59' západní délky a 62°15' jižní šířky. Na stanici lze cestovat pouze pracovní, ne turisticky, a je třeba vyhovět vysokým fyzickým a psychickým nárokům jejího velitele Jaroslava Pavlíčka (Vopěnka,

2000).

Čínští vědci dělali výzkum o vulkanitě a petrologické charakteristice na poloostrově Stansbury, který je pokryt bazaltovými a bazalto-andesitovými lávami a brekciemi. Fenokrysty v horninách obsahují plagioklas a klinopyroxen. Na základě stratigrafických vztahů se autor domnívá, že geologie je podobná jako na poloostrově Fildes na ostrově krále Jiřího (Molan, 1991).



Obr.15: Nelsonův ostrov (http://www.econelson.org/?en_nelson=).

5. Výlevné horniny

Magmatické horniny vznikají za přímé účasti taveniny za vysokých teplot, jedná se o přímé produkty tuhnutí a krystalizace magmatu. Mezi magmatickými horninami rozlišujeme plutonické (hlubinné), žilné, vulkanické (výlevné), pyroklastické, které jsou tvořeny vyvrženými úlomky sopečného materiálu. Podle chemického složení dělíme magmatické horniny na ultrabazické, bazické, intermediální a acidní podle obsahu SiO_2 (Kachlík, 1996; Holub, 2002).

Výlevné horniny jako basalt, andesit, ryolit vznikají z magmatu, které proniklo na zemský povrch v roztaveném stavu, tzn. jako láva. Vylévají se a tuhnou až na zemském

povrchu, kde vytvářejí tělesa různých tvarů. Při styku s vodou nebo vzduchem se rychle ochlazují, takže vytváří jemnozrnné až sklovité struktury a celistvé textury. Základním kritériem jejich rozlišování je celkové chemické složení (Kachlík, 1996; Holub, 2002).

Podle chemického složení magmatu vymezujeme tři hlavní typy lávových proudů: basaltové, andesitové, ryolitové. Lávu můžeme dělit také podle viskozity: provazové (pahoehoe), které jsou velmi řídké, polštářové (pillow lava) a balvanité. Podle SiO_2 : bazická $< 52\%$ SiO_2 (basalt), intermediální $52-63\%$ SiO_2 (andesity, diority), kyselá $>63\%$ SiO_2 (granity, ryolity) (Holub, 2002).

Výlewné horniny byly paleomagneticky zkoumány jak pro svoji stabilní magnetizaci, tak i pro určení polohy ve které byly prvotně namagnetovány. Basaltové lávy začínají tuhnout při teplotách kolem 800°C . U výlewných vyvřelin se může někdy vyskytnout anomální magnetizace na okrajích lávových proudů. Couriero va teplota feromagnetik se většinou pohybuje nad teplotou, kdy láva ztrácí schopnost tečení. Při zvýšeném obsahu Ti u titanomagnetitu, který je nositelem magnetizace, je Curieova teplota často nižší. Láva nejdříve chladne na povrchu proudu a namagnetuje se ve směru geomagnetického pole. Vlivem nižší viskozity a pohybu vnitřní hmoty proudu může nastat turbulentní pohyb feromagnetických minerálů obsažených v neutuhlých okrajových částech lávy, čímž dojde k desorientaci původního směru, tento jev nazýváme okrajový efekt lávy (Krs, 1969).

5.1 Basalt

Basalt je nejrozšířenější z výlewných hornin, jedná se o bazický vulkanit s tmavošedou až černošedou barvou. Z mineralogického hlediska obsahuje bazický plagioklas, klinopyroxen, olivín, Mg-Fe pyroxen (pigeonit, ortopyroxen), Fe-Ti oxidy (magnetit, ilmenit), dále mohou obsahovat biotit, amfibol, apatit i sklo. Podle chemické klasifikace IUGS mají basalty $45-52\%$ SiO_2 a alkálie do 5% . Basalty dělíme na subalkalické a alkalické (Holub, 2002).

Norma CIPW je klasifikace magmatických hornin založena na chemickém složení získávaném matematickým přepočtem relativního zastoupení normativních (vybraných) minerálů. „TAS“ diagram je klasifikační diagram vyvřelých hornin, které sem řadíme na základě chemického složení horniny (Holub, 2002).

SUBALKALICKÉ

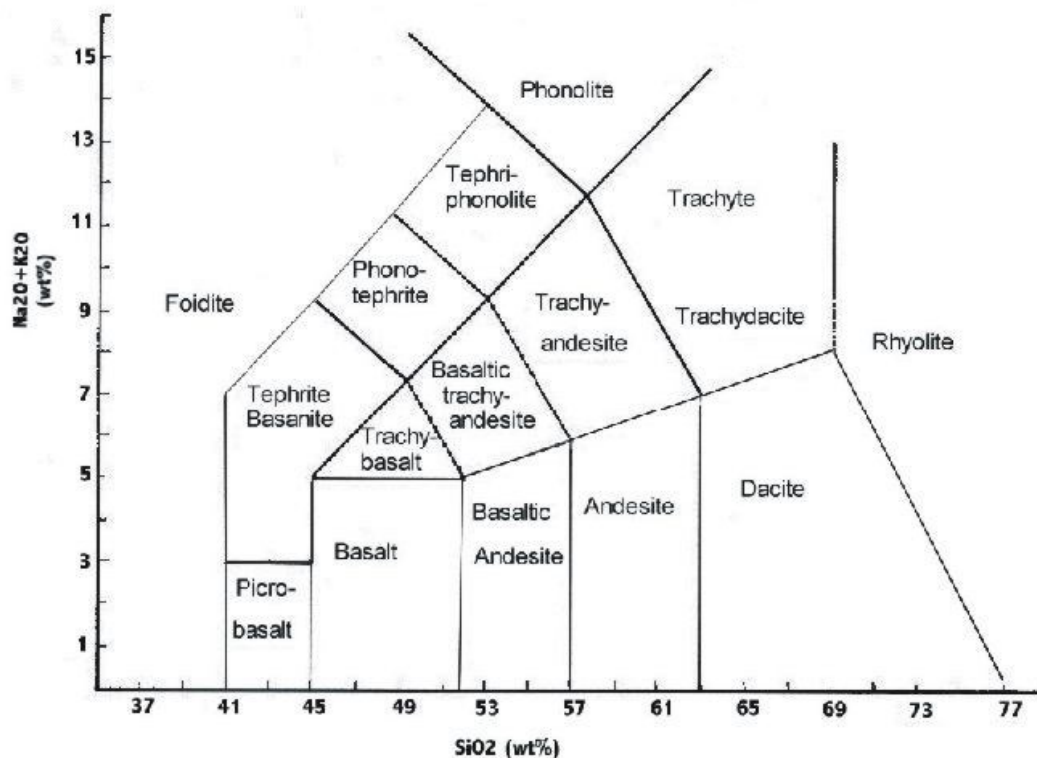
(tholeiity+vápenatoalkalické bazalty)

ALKALICKÉ

Olivín vyrostlice s lemy ortopyroxenu, nebo chybí vyrostlice jsou součástí základní

		hmoty
Pyroxeny	Ca-klinopyroxen, Mg-Fe-pyroxen (pigeonit, Ca-klinopyroxen (diopsid, augit), ortopyroxen)	obvykle se zvyš. obsahem Ti
„TAS“ diagram	více SiO ₂ při daných alkálií (v diagramu dolní a pravá část v basaltu)	více alkálií při daném SiO ₂ (v diagramu vlevo a horní část v basaltu)
CIPW	Hy-normativní	Ne-normativní

Tab.1: Rozdělení basaltů na subalkalické a alkalické (Holub, 2002)



Obr.16: „TAS“ diagram stanovuje závislost sumy alkálií (Na₂O+K₂O) na obsahu SiO₂ (<http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/TAS.asp>).

Subalkalické basalty představují basalty typu MORB (=Mid ocean ridge bazalt, tzn. basalty středooceánského hřbetu), tholeitiické a vápenatoalkalické. Alkalické basalty zastupuje alkalický bazalt (Holub, 2002).

bazaltová láva je hodně tekutá (málo viskózní), obsahuje malé množství plynů a má teplotu kolem 1 100°C. Lávové proudy a příkrovy mají malé mocnosti, velký dosah a málo pyroklastik. Erupce mají nízkou explozivitu, typické jsou klidné výlevy a lávové fontány. Charakteristická je také sloupcovitá odloučnost bazaltu. Magmata vznikají buď přímo

parciálním tavením lherzolitů (s granátem, spinelem, plagioklasem) svrchního pláště nebo diferenciací z plášťových magmat (Holub, 2002). Rozlišujeme dva typy láv: pahoehoe a a-a. Láva pahoehoe (provazovitá láva) vytváří svazky a propletence, zatímco láva a-a (trosková láva) je vytvořena chaotickým shlukem různě velkých úlomků utuhlých hornin. Nejtypičtější troskovou lávou je polštářová láva (pillow). Lávy většinou vznikají v subakvatickém prostředí, na mořském dně často dochází ke spilitové reakci, tj. interakci dosud teplého bazaltu s mořskou vodou (Holub, 2002).

bazalt má různé texturní podoby jako dolerit, diabas, mikrogabro, tachylit. Odlišné složení mají akorát spilit a pikrit (Holub, 2002).

5.2 Druhy lavy

Láva je magmatická směs, která se dostává na povrch v důsledku sopečné činnosti. Jedná se o roztavenou horninovou hmotu o teplotě 900-1 100°C (Kachlík, 1996; Williams, 1979).

Vulkanismus dělíme na efuzivní a explozivní, efuzivní vulkanická činnost znamená klidný výlev lávy na povrch a její akumulace v okolí vulkánu a naproti tomu explozivní vulkanická činnost znamená vyvrhování tekuté a poloplastické lávy do chladné atmosféry pod vysokým obsahem plynu v tavenině, ze které po dosažení povrchu uniká těkavá složka, přitom jsou strhávány větší či menší částice lávy, při průletu atmosférou dochází k prudkému ochlazení a na zemský povrch pak dopadají pevné vulkanické částice (Kachlík, 1996; Williams, 1979).

Lávové proudy se řadí mezi tělesa efuzivní. Vznikají ve velmi členitém reliéfu, jsou to lineární útvary o délce desítek (i stovek) kilometrů a pohybují se různou rychlostí, která ale většinou nepřesahuje 20 km/h (Kachlík, 1996; Williams, 1979).

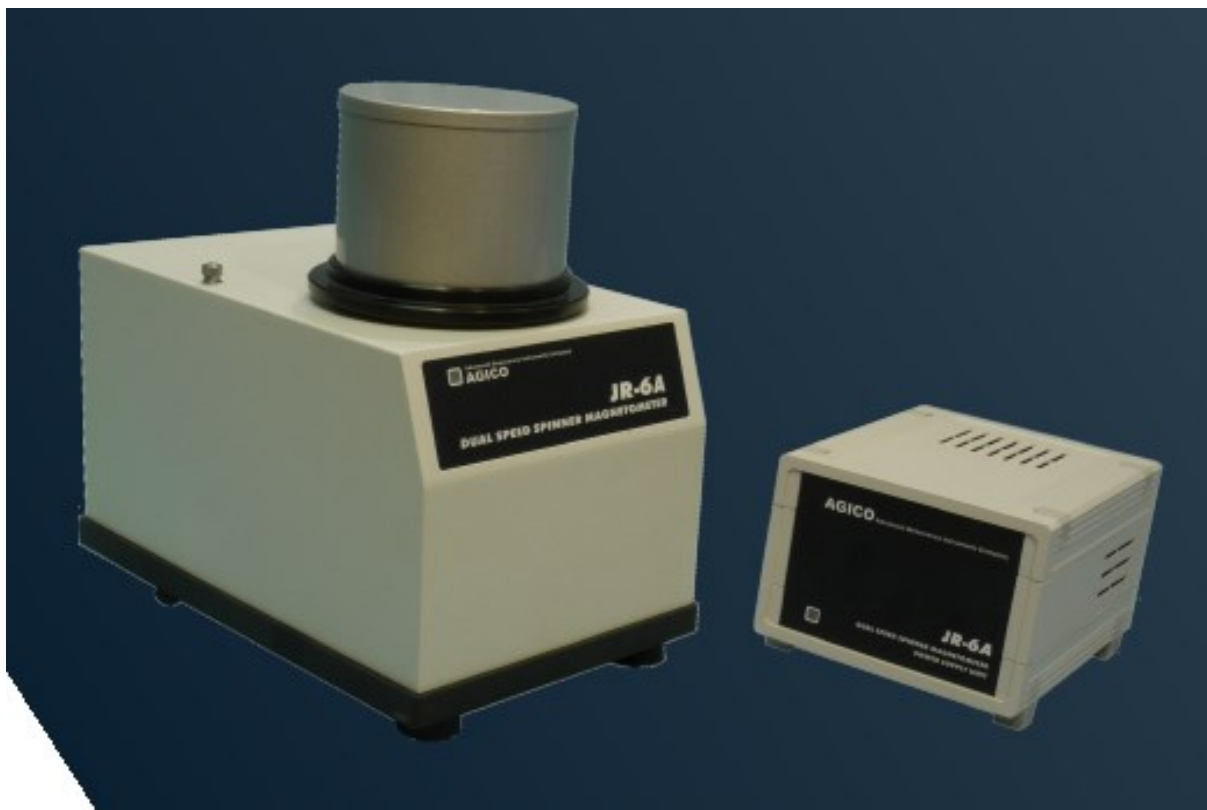
6. Přístroje na měření vektoru orientovaných vzorků

Přístroj na měření magnetismu se nazývá magnetometr. Dva nejzákladnější typy jsou skalární a vektorový magnetometr. Dále rozlišujeme různé druhy magnetometrů: rotační, kryogenní, protonový, vibrační, astatický. V paleomagnetismu dosáhly největšího rozšíření astatické a rotační magnetometry, které byly v roce 1960-1970 nejpoužívanější (Krs, 1969; Butler, 1992).

6.1 Rotační magnetometr

Rotační magnetometr je charakteristický pro otáčivý pohyb vzorku. Slouží k přesnému laboratornímu měření směru a velikosti remanentní magnetizace horninových vzorků. Měření patří do skupiny indukčních metod, při nichž rotující vzorek vytváří časově proměnné magnetické pole, které indukuje střídavé napětí v přilehlé snímací cívce. Jeho amplituda a fáze jsou funkcí velikosti a orientace vzorku remanentní magnetizace. Magnetometr má citlivost $2,4 \times 10^{-6}$ A/m, rozsah měření je 12 500 A/m a přesnost měření 1%. Měří ve třech směrech a v šesti polohách. Měření bylo realizováno na rotačním magnetometru JR-6 od firmy Agico (user's manual).

Rotační magnetometr rozdělujeme na dva funkční celky: část snímací a část měřicí. V části snímací vzorek rotuje úhlovou rychlostí v těsné blízkosti snímací cívky a indukuje v ní střídavé napětí, jehož amplituda a fáze závisí na vektoru remanentní magnetizace vzorku (Krs, 1969).



Obr.17: Rotační magnetometr (www.ascscientific.com).

6.2 Kryogenní magnetometr

Magnetometr má citlivost 1×10^{-12} Am², obsahuje tekuté helium a musí se nacházet v pokojové teplotě. V tomto magnetometru vzorek nerotuje. Můžeme si zvolit vertikální nebo horizontální orientaci vzorku. Měření bylo realizováno na supravodivém kryogenním

magnetometru model 760R od firmy 2G Enterprises (user's manual).



Obr.18: Kryogenní magnetometr (paleomag.uqar.ca).

7. Diskuse

V této práci jsem se zabývala teoretickými předpoklady zjištění paleomagnetického záznamu lávového proudu bazaltu z Nelsonova ostrova v Antarktidě. V bazaltu se akcesoricky vyskytují minerály magnetit a ilmenit, což jsou ferimagnetické minerály, které nám zanechaly informaci o působení magnetického pole v době jejich vzniku. Paleomagnetické záznamy v horninách jsou velice přínosné, můžeme tak rekonstruovat geologickou minulost a její procesy. Na vzorcích se dá použít řada magnetických metod umožňující nahlédnout do zdrojů paleomagnetické informace a magnetické mineralogie. Měření závislá na teplotě nám umožní odhalení blokujících teplot.

Pro budoucí výzkum jsou k dispozici orientované vzorky ze tří lávových proudů na pobřeží Nelsonova ostrova. Tyto vzorky by měli vypovídat o charakteru geomagnetického pole v době jejich vzniku. Předběžné měření poukazuje na jediný komponent geomagnetického pole a představují tak ideální paleomagnetický záznam. Zdá se, že vzorky mají minimální zvětrání a je pravděpodobné, že se v nich podaří získat radiometrická informace o skutečném stáří těchto hornin, která ukotví časový údaj o charakteru geomagnetického pole v této oblasti. Zjistíme také kam se pohyboval paleomagnetický pól a jak je daleko od dnešního geocentrického. To nám umožní odhadnout hodnotu rotace antarktického kontinentu od doby vzniku lávových proudů a jaké časové období proběhlo mezi výlevy jednotlivých lávových proudů.

Protože Antarktida už není tak nedostupná jako dříve, čím dál více vědců jezdí

zkoumat tento záhadný kus planety. Proto jsem pro své odhady mohla použít podložené studie. Například geologie Nelsonova ostrova je podobná jako na ostrově krále Jiřího, tutíž se můžeme domnívat, že vzorky mají stáří také paleocén až miocén, kdy na ostrově probíhala sopečná činnost. Toto stáří se určovalo radiometrickými datovacími metodami, a to K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr. V minulosti probíhala na Antarktidě častá vulkanická činnost, nejaktivnější sopkou je Mount Erebus, která je stále aktivní. Ale také zalednění před 45 Ma, které zasáhlo Antarktický poloostrov a jih Shetlandských ostrovů (Molan, 1991; Ming, Molan, Xiaohan, Xiangshen, 1991; Xiangshen, Xiaohan, 1990; Xiangshen, 1991; Xiangshen, 1995; Mankinen, 1988; Birkenmajer, 1980; Armstrong, 1978).

8. Závěr

Cílem této práce bylo seznámení s teorií magnetismu, objasnit radiometrické datovací metody a aplikovat je na konkrétní případ, což v našem případě znamenalo na lávové proudy bazaltu z Nelsonova ostrova v Antarktidě.

Pokračováním této bakalářské práce může být diplomová práce, kde bych porovnávala výsledky měření remanentní magnetizace horninových vzorků na dvou vektorových magnetometrech. Cílem by bylo zjistit korekční koeficient, který by umožnil přepočítání naměřených dat a následné porovnání srovnatelných hodnot a tím umožnil při měření přechod z jednoho přístroje na druhý. Proběhlo by také geochemické datování lávy abychom měli stáří lávy podložené a ne jen odvozené podle jiných vědců.

9. Literatura

Armstrong, R. L., 1978: K-Ar dating: Late Cenozoic McMurdo Volcanic Group and dry valley glacial history, Victoria Land, Antarctica, *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 21(6) 685-98

Birkenmajer K, *First Cenozoic glaciers in West Antarctica*

Bouška V. et al, 1980: *Geochemie*, Academia, Praha

Brownlow A. H., 1984: *Geochemistry*, Prentice Hall

Bucha V., 1975: *Geomagnetické pole a jeho přínos k objasnění vývoje Země*, Academia, Praha, 366s.

Butler R. F., 1992: *Paleomagnetism: Magnetic Domains to Geologic Terranes*. Blackwell

Scientific Publications

- Dunlop D. J., Özdemir Ö., 1997: Rock magnetism: fundamentals and frontiers, Cambridge: Cambridge University Press, 573 s. ISBN 0-521-00098-x
- Faure G., Mensing T. M., 2005: Isotopes: principles and applications. 3rd ed. Hoboken: Wiley, xxvii, 897 s. ISBN 0-471-38437-2.
- Fisher R., 1953: Dispersion on a sphere, Proceedings of the Royal Society, London, A: 217: 295-305
- Gradstein F. M., Ogg J. G., Smith A. G., 2005: A geologic time scale 2004, ISBN: 9780521786737
- Hamilton J., 2012: Volcano, London: Reaktion Books, 208 p.
- Holub F., 2002: Obecná a magmatická petrologie. 1. vyd. Praha: Karolinum, 214 s. ISBN 80-246-0614-3.
- Kachlík V., 1996: Základy geologie, 1.vydání, Praha: Univerzita Karlova, ISBN 80-7184-200-1
- Kirschvink J. L., 1980: The least-squares line and plane and the analysis of palaeomagnetic data, Department of Geological and Geophysical Sciences, Princeton University, Princeton, New Jersey, USA
- Kletetschka G., Connerney J. E. P., Ness N. F., Acuna M. H., 2004: Pressure effects on Martian crustal magnetization near large impact basins, Meteoritics & Planetary Science, Volume 39, Number 11, pp. 1839-1848
- Košler J., Pačesová M., Jelínek E., 1997: Základy izotopové geologie a geochronologie: radiogenní izotopy. 1. vyd. Praha: Univerzita Karlova - Karolinum, 114 s. ISBN 80-7184-543-5.
- Krs M., 1969: Paleomagnetismus. Praha: Academia, 207 s.
- Lowrie W., 2007: Fundamentals of geophysics. 2nd ed. Cambridge: Cambridge University Press, 381 s. ISBN 0-521-67596-0.
- Mc Dougall, Harrison I., Mark T., 1999: Geochronology and Thermogeochronology by the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Method, Oxford University Press, 2.vydání. ISBN 0-19-510920-1
- Mc Gonigal D., 2005: Antarktida Modrý kontinent, Jota, 224. ISBN: 80-7217-350-2
- Mankinen E. A., Cox A., 1988: Paleomagnetic investigation of some volcanic rocks from the McMurdo volcanic province, Antarctica, Journal of Geophysical Research, 93(B10), 11599–11612
- Mac Donald, G. A. 1972: Volcanoes. Prentice-Hall, New Jersey.
- Merrill T. R., McElhinny W. M., McFadden L. P., 1996: The magnetic field of the Earth, Paleomagnetism, the Core and the Deep Mantle, 1996. ISBN 0-12-491246-X

- Ming Z., Molan Z. X. E., Xiaohan L., Xiangshen Z., 1991: The isotope age of the volcanic rocks and the correlation of stratigraphy in the Fildes peninsula, King George island, West Antarctica, Institute of Geology, Academia Sinica, Beijing 100029, China, *Advances in Polar science*, 3(2): 126-135. ISSN:1007-7073.0.1991-02-004
- Molan Z. X. E., 1991: The volcanic geology and the petrological characteristics of the Stansbury peninsula, Nelson island, West Antarctica, *Advances in Polar science*, 3(2): 109-125. ISSN:1007-7073.0.1991-02-003
- Nagata T., 1935: *Rock-magnetism*. Tokyo: Maruzen, 225 s.
- O'Reilly W., 1984: *Rock and mineral magnetism*, Blackie & Son limited: Glasgow and London. ISBN 978-1-4684-8468-7
- Prošek P. et al., 2013: *Antarktida*, 1.vydání, Praha: Academia, 348. ISBN 978-80-200-2140-3.
- Steiger R. H., Jager E., 1977: Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology.
- Stonehouse B., 2002: *Encyclopedia of Antarctica and the southern oceans*. Chichester, West Sussex, England: John Wiley, 391 s. ISBN 0-471-98665-8.
- Stürmerová K., 2007: *Arktida a Antarktida - Život ve věčném ledu*, Universum. 304. ISBN 80-242-2019-9
- User's manual: 2004, Spinner magnetometer JR6, Instrument for measuring remanent magnetization, AGICO, Advanced Geoscience Instruments Co., Brno, Czech Republic
- User's manual: 2003, 2G Enterprises, Superconducting rock magnetometer cryogenic system
- Vopěnka M., 2000: *Antarktida na prahu konce*, 1.vydání, Praha: Práh. 170. ISBN 80-85752-94-8.
- Wegener A., 1928: *Theory of continental drift: a symposium on the origin and movement of land masses both inter-continental and intra-continental*. Tulsa: The American association of petroleum geologists, 1928, 240 s.
- Williams H., McBirney A. R. 1979: *Volcanology*. San Francisco: Freeman, Cooper and Comp., 397 s. ISBN 0-87735-321-2.
- Xiangshen Z., 1995: ^{40}Ar - ^{39}Ar and K-Ar dating of the volcanic rocks from the northern coast of King George island, West Antarctica, 7(4) 26-37. ISSN: 1007-7073
- Xiangshen Z., 1991: The volcanic geology, petrological characteristics and the formation and evolution of the tertiary volcanic rocks from the Great Wall station area, King George island, West Antarctica, *Advances in Polar science*, 3(2): 10-108. ISSN:1007-7073.0.1991-02-002
Polar Research Institute of Chinese 1989
- Xiangshen Z., Xiaohan L., 1990: *Geology of Fildes Peninsula, King George island, West Antarctica - A Study on the Stratigraphy and Volcanism*, Laboratory of Lithosphere Tectonic

Evolution Institute of Geology, Academia Sinica, P.O. Box 634, Beijing 100029, *Advances in Polar Science*, 1(1) 8-19