Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Geologie

Karolína Hladíková

Magnetická stavba klastických sedimentů jako záznam sedimentárních procesů a tektonické deformace

Magnetic fabric of detrital sediments as a record of depositional processes and tectonic deformation

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Karel Martínek, Ph.D.
Konzultant: Prof. RNDr. Jiří Žák, Ph.D.

Praha, 2018

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, 21. 5. 2018 Karolína Hladíková

Práce byla zpracována na Ústavu geologie a paleontologie, zadána byla v roce 2016 a dokončena v roce 2018.
Ráda bych poděkovala svému školiteli Mgr. Karlu Martínkovi, PhD. za trpělivé vedení práce, Prof. RNDr. Jiřímu Žákovi, Ph.D.za cenné rady a připomínky, RNDr. Kryštofu Vernerovi, Ph.D.za pomoc s terénním strukturním měřením a konzultaci praktické části práce. Dále bych chtěla poděkovat Ondřeji Balíkovi, mámě, sestře, Kotěti a všem skvělým kamarádům.

Abstrakt

Stavbu klastických sedimentárních hornin lze studovat analýzou jejich magnetických vlastností, především magnetické anizotropie. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS) je metoda umožňující poměrně jednoduchým a rychlým způsobem získat informace o typu horninové stavby (primární nebo sekundární). Výsledky AMS silně závisí na magnetických vlastnostech horninotvorných minerálů a přednostní orientaci zrn. Přednostní orientace zrn může být kromě sedimentace ovlivněna post-depozičními diagenetickými procesy a v poslední řadě také tektonickou deformací, která původní sedimentární stavbu může úplně přetisknout. Metodu AMS jsem použila pro studium magnetické stavby 9 vzorků převážně jemnozrnných jezerních sedimentů z profilu Vrchlabí v severní části podkrkonošské pánve. Dominanují paramagnetické minerály jako původce magnetizace hornin, s možnou malou příměsí některých feromagnetických fází oxidů železa. V laminovaných kalovcích převažují depoziční magnetické stavby, které jsou zřejmě způsobené plochými zrny jílových minerálů usazujícími se vodorovně ze suspenze. Karbonátová poloha měřeného profilu vykazuje znaky inverzní magnetické stavby, což je v souladu s magnetokrystalinní anizotropií kalcitu. Magnetická stavba počátečních fází tektonického přetisku je pravděpodobně přítomná v některých vrstvách černých břidlic a prachovců a souvisí s pozdní deformací pánve. Pro zpřesnění nositelů magnetizace by bylo vhodné výzkum doplnit mikroskopií orientovaných výbrusů, případně vzorky podrobit RTG difrakční analýze.

Abstract

Fabric of sedimentary rocks can be studied by the analysis of magnetic properties, especially by magnetic anisotropy. Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) is a relatively easy and quick method capable to recognize the rock fabric (primary or secondary). The results of AMS are strongly dependent on magnetic properties of rock-forming minerals and their preferred orientation. The preferred orientation of grains develops by sedimentation, post-depositional diagenetic processes and eventually by tectonic deformation, which can totally overprint the primary structure in some cases. I applied AMS to study the magnetic fabric of fine-grained lacustrine sedimentary rocks from 9 different beds of Vrchlabí section, situated in the northern part of the Krkonoše Piedmont Basin. Paramagnetic minerals dominate the magnetic susceptibility, with possible small amount of ferromagnetic phases of some iron oxides. Most of the samples are laminated mudstones and they have depositional magnetic fabric carried by flat grains of clay minerals deposited horizontally from suspension. Carbonate bed shows signs of inverse magnetic fabric, which is in accordance to magnetocrystalline anisotropy of calcite. Magnetic fabric of early tectonic overprint, probably present in some black shale and siltstone beds, may be related to the late basin deformations. The microscopy of oriented polished sections and X-Ray diffraction analysis would be useful to better understand the magnetic carriers of studied rocks.

Úvod……8
REŠERŠNÍ ČÁST……..……..9
1. Vznik přednostní orientace zrn v sedimentárních horninách……..……9
1.1. Mechanika tekutin a transport sedimentu……...9
1.1.1. Transport sedimentu…….9
1.1.2. Reynoldsovo číslo…….9
1.1.3. Froudovo číslo…….10
1.1.4. Stokesův zákon……...10
2. Základní charakteristika jezerní sedimentace a diageneze…..……11
2.1. Vybrané sedimentační procesy v jezerech……..……...12
2.1.1. Turbiditní proudy……..……..12
2.1.2. Hemipelagická a pelagická sedimentace…….……..13
2.1.3. Biogenní a chemogenní sedimentace…….……...13
2.2. Diageneze……..…...13
2.2.1. Raná diageneze……...14
2.2.2. Pozdní diageneze……....14
2.2.3. Diageneze karbonátů, silikátů a dolomitizace……..15
3. Sedimentární záznam v jezerním prostředí…….15
3.1. Turbidity…….…….....15
3.2. Předbřežní klastické sedimentární horniny…….……16
3.3. Laminity…….……...17
3.4. Černé břidlice……..……..…….17
3.5. Karbonáty…….…….....18
4. Magnetické vlastnosti hornin…….……..……..18
4.1. Stručný fyzikální úvod do magnetismu…….……..……..…….....18
5. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)...……...…..……..21
5.1. Fyzikální princip……..……...21
5.2. Závislost magnetické susceptibility na teplotě……..…..……21
5.3. AMS a magnetická stavba……...…….……..22
5.3.1. Horninová anizotropie……..……..22
5.3.2. Zrnová anizotropie ……..……...24
5.3.2.1. Tvarová anizotropie zrn……..……...24
5.3.2.2. Magnetokrystalinní anizotropie…..……..24
5.4. Parametry AMS……...26
5.4.1. Skalární parametry AMS……..26
5.4.1.1. Objemová susceptibilita (Km)…….……26

5.4.1.2. Stupeň anizotropie magnetické susceptibility (P)……..…..26
5.4.1.3. Tvarový parametr (Tj) (tvarový parametr podle Jelínka)…..…..27
5.4.2. Prostorové parametry AMS…….…..28
5.4.2.1. Magnetická lineace, magnetická foliace……...28
5.5. Grafické znázornění AMS dat…….29
6. Magnetické vlastnosti vybraných minerálů……..……30
6.1. Diamagnetické minerály……..……...30
6.2. Paramagnetické minerály……....30
6.3. Feromagnetické minerály……..…….……....31
7. Magnetická stavba sedimentárních hornin……..……...32
7.1. Depoziční magnetické stavby…….……33
7.2. Diagenetické a post-diagenetické magnetické stavby…….……....35
7.3. Deformace a magnetická stavba sedimentárních hornin…….……...36
7.3.1. Vrásnění a magnetická stavba hornin……..……....37
7.3.2. Přetisk tektonickou deformací……..……..…38
7.4. Magnetická stavba karbonátů……..…40

PRAKTICKÁ ČÁST……..…41
8. Geologický kontext……..…….....41
1.1. Podkrkonošská pánev……..…41
1.2. Vrchlabské souvrství……...…..42
9. Magnetická stavba.……44
9.1. Metodika.…….……44
9.2. Terénní strukturní měření…….…44
9.3. Grafické znázornění AMS…….……45
9.4. Výsledky AMS pro jednotlivé polohy……..……..……50
10. Interpretace ……..……..……..…52
11. Závěr……..……..……..……53
Příloha 1…… …..54
Seznam literatury……..……....57

Úvod

Princip anizotropie magnetické susceptibility (AMS) je založen na odlišné magnetizaci hornin v různých směrech, čímž se utváří jejich magnetická stavba. Cílem mé bakalářské práce bylo studium magnetické stavby klastických sedimentárních hornin se zaměřením na horniny vrchlabského souvrství z podkrkonošské pánve. Rešeršní část je rozdělena na dvě části. Začátek je věnován hydrodynamickým a diagenetickým procesům spjatým se vznikem sedimentů a tudíž i jejich vnitřní strukturou, která magnetickou stavbu řídí. V druhé části jsem se pokusila zpracovat téma magnetické stavby se zaměřením na AMS v sedimentárních horninách. Ve většině případů lze v sedimentárních horninách rozeznávat primární sedimentární magnetickou stavbu (zahrnující i diagenetické procesy) nebo sekundární tektonickou magnetickou stavbu, která může být dokladem o tektonickém přetisku studované horniny. Ve své práci popisuji, jak magnetická stavba sedimentárních hornin vzniká a pokouším se zmínit co nejvíce faktorů, jimiž je ovlivněna - od transportu sedimentu, jeho depozice i následnou diagenezi, přes minerální složení hornin a zrnovou anizotropii horninotvorných minerálů, po přetisk slabou tektonickou deformací.

V praktické části jsem techniku AMS aplikovala na jezerní jílovce, prachovce, kalovce a vápence z vrchlabského souvrství s cílem interpretovat charakter magnetické stavby jako sedimentární či tektonickou magnetickou stavbu. Součástí výzkumu byl odběr vzorků v terénu, jejich zpracování, měření AMS a diskuze výsledků.

REŠERŠNÍ ČÁST

1. Vznik přednostní orientace zrn v sedimentárních horninách

Struktura sedimentárních hornin se formuje během depozice, diageneze a případně i deformací. Pro studium horniny pomocí metody anizotropie magnetické susceptibility je výhodné, aby při nebo po uložení sedimentu došlo ke vzniku přednostní orientace zrn, čímž se vytváří charakteristická magnetická stavba. Tato kapitola je zaměřena na možný vznik anizotropie v jemnozrnných předbřežních jezerních sedimentech jako jsou černé břidlice, laminované prachovce, slínovce a vápence. Nastiňuji zde vybrané sedimentační procesy a některé veličiny a zákony, které se při popisu hydromechanických sil uplatňují. Zabývám se vznikem sedimentárních hornin a sedimentárních struktur vybraných jezerních facií, jichž se týká praktická část této práce. Jako poslední činitel zasahující do primární sedimentární struktury stručně popisuji procesy spjaté s diagenezí jezerních sedimentů.

1.1. Mechanika tekutin a transport sedimentu

1.1.1. Transport sedimentu

Unášecí schopnost transportního média je dána příspěvkem tří komponent. Střižným napětím tekutiny, která dokáže kutálet zrna u dna vodního proudu, nadnášecí schopností tekutin, která působí proti gravitační síle a zdvihá zrna ze dna a turbulencemi v proudu, které zvedají sediment do suspenze. Dále závisí transport na velikosti a tvaru zrn. Na základě typu transportu se dá sediment rozdělit na pohybující se po podloží (tzv. bedload) a suspendovaný materiál unášený tokem (tzv. suspended load). Při kutálení nebo klouzání po dně sediment neztrácí kontakt s podložím. Saltace je pohyb, kdy zrna pod úhlem větším než 45 stupňů odskočí ze dna a dopadnou pod úhlem menším než 10 stupňů zpět. Během odskoku mohou být zrna odnesena turbulencí. Při pohybu v suspenzi se zrna pohybují ve vnitřních vrstvách proudu (Leeder, 2011).

1.1.2. Reynoldsovo číslo

Proudění lze rozdělit na dva typy - laminární a turbulentní, které přechází jedno

v druhé při určitých hodnotách rychlosti, hustoty, viskozity proudící tekutiny a průměru trubice. Tato mez byla označena jako Reynoldsovo číslo (Re):

$$Re = \frac{\rho u l}{\mu},$$

kde *ρ* označuje hustotu kapaliny, *u* zastupuje rychlost proudění, *l* je poloměr trubice a *μ* je viskozita kapaliny (Leeder, 2011). Pokud se molekuly v proudu pohybují paralelně ke směru transportu, jedná se o laminární proudění, Re < 500. Pokud částice neudržují jeden směr a postupují složitým pohybem kupředu, jde o proudění turbulentní. V takovém případě Re > 2000 (Nichols, 2009).

1.1.3. Froudovo číslo

Froudovo číslo (Fr) vyjadřuje vztah mezi hloubkou proudu a rychlostí proudění, je definované jako:

$$Fr = \frac{U}{\sqrt{gL}},$$

kde *U* průměrná rychlost proudu, *g* je gravitační zrychlení a *L* je hloubka vodního proudu. Podle Froudova čísla se dá proud rozdělit na subkritický (pomalý, klidný tok) a superkritický (rychlý a prudký tok). Hranice mezi nimi se označuje hydraulický skok. Pokud je Fr < 1, jedná se o subkritický tok, ve kterém se vlny mohou pohybovat proti proudu. Pokud Fr >1, jde o prudký subkritický tok. (Boggs, 2006)

1.1.4. Stokesův zákon

Podle Stokesova zákona je částice v neproudící kapalině přitahována ke dnu gravitační silou rychlostí, která závisí na hustotě a viskozitě kapaliny a na hustotě, tvaru, objemu a povrchové struktuře sedimentujícího zrna. Tento vztah lze vyjádřit rovnicí:

$$V = g * D^2 * \frac{(\rho_s - \rho_f)}{18\mu},$$

kde *V* je konečná rychlost usazování zrna, *D* je poloměr zrna, (*ρs – ρf)* je rozdíl mezi hustotou zrna a kapaliny, *μ* je viskozita kapaliny a *g* je gravitační zrychlení (Nichols, 2009).

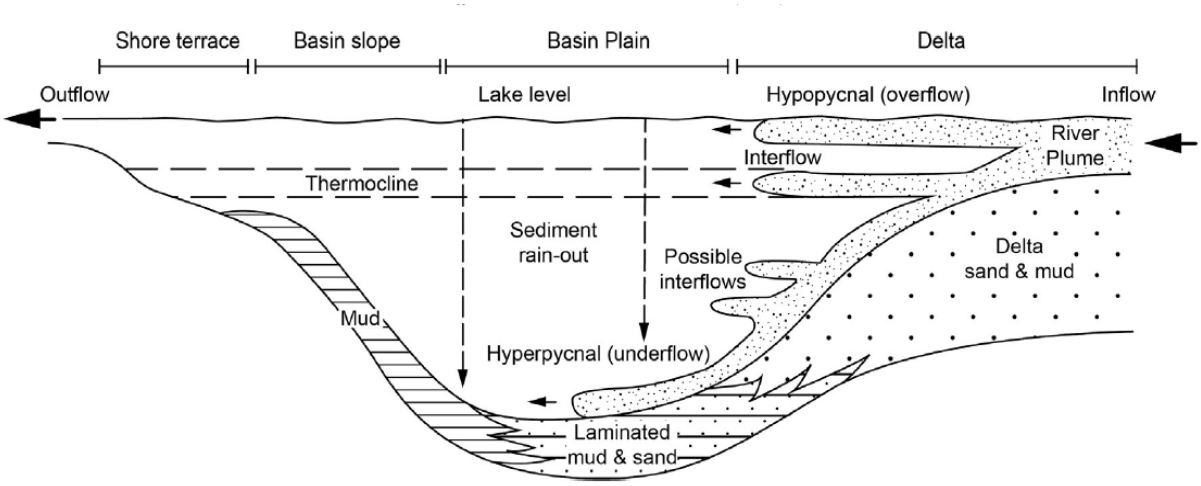
Pokud je gravitační síla působící na zrno stejná jako odpor kapaliny, který musí při

sedimentaci částice překonávat, rychlost sedimentace je konstantní. Pokud je gravitační síla větší než odpor kapaliny, částice sedimentuje se zrychlením. Síla působící proti gravitaci je přímo úměrná viskozitě kapaliny a průřezu sedimentující částice. (Dietrich, 1982)

2. Základní charakteristika jezerní sedimentace a diageneze

Lakustrinní sedimentace se odvíjí od režimu jezera (hydrologicky uzavřené nebo otevřené jezero), klimatu, topografii. Stratifikace jezerní vody – teplotní, hustotní, chemická – ovlivňuje jezerní ekologii a sedimentaci. Svrchní vrstva vody (epilimnion) se oxiduje při vlnění kyslíkem ze vzduchu, spodní vrstva vody v hloubkách pod 10-20 m (hypolimnion) setrvává v konstantních fyzikálních podmínkách, které bývají narušeny větší disturbancí nebo například silnými větry. Hranice mezi stratifikovanými vodními vrstvami v jezeře se nazývá termoklina. Pyknoklina je hranice mezi vodními vrstvami s největším hustotním gradientem. Pokud je v stupeň bakteriemi oxidované organické hmoty vyšší než je množství rozpuštěného kyslíku, vzniká anoxické prostředí. V těchto redukčních podmínkách nedochází k oxidaci a napadané organické zbytky se nerozkládají. Na anoxickém dně nejsou vhodné podmínky pro život a není zde přítomná bioturbace (Nichols, 2009). Při nižším ohřevu svrchní vrstvy vody, například při sezónních teplotních změnách nebo při změně klimatu, ke stratifikaci jezerní vody nedochází (Rimmer, 2004).

Sedimentace probíhá odlišně u okrajů a dále do středu jezera. Při vstupu řeky do jezera vypadnou z proudu hrubší klasty, které mohou formovat deltu. Oblak suspendované jemnější frakce sedimentu z řeky postupuje dále do jezera (Baroni, Gentili and Armiraglio, 2013). Podle hustotních rozdílů jezerní a říční vody se přitékající voda při menší hustotě než má voda v jezeře (hypopyknický proud) chová jako povrchové proudění (tzv. overflow). Když není hustotní rozdíl vod tak velký (homopyknický proud), dochází k proudění v přechodné zóně (tzv. interflow), kdy sedimentující částice pomalu klesají z vyšších částí vodního sloupce ke dnu. Pokud má přitékající voda větší hustotu než jezerní voda (hyperpyknický proud), pohybuje se proud v důsledku gravitace po dně jezera (tzv. underflow) nejčastěji ve formě turbiditního proudy a eroduje podloží (Obr.1) (Gilli *et al.*, 2013). Sediment se dále od ústí řeky tedy dostává buď turbiditními proudy při dně, které umožňují transport hrubozrnnějšího sedimentu nebo disperzí sedimentu unášeného vějířovitými proudy. Jílové a prachové částice sedimentují pomalu ve vodním sloupci ke dnu v místech, kde vodní proud ztratí energii (Manalt *et al.*, 2001).



Obr.1: Stratifikace jezerni vody a typy sedimentačních proudů. (Schillereff et al., 2014)

2.1. Vybrané sedimentační procesy v jezerech

2.1.1. Turbiditní proudy

Turbiditní proudy jsou gravitační proudy, které unášejí značné množství sedimentu v turbulentní suspenzi a které mají erozní i depoziční potenciál. Hyperkoncentrované proudy obsahují více než 40 hmotnostních % sedimentu, ve vysoce hustotních turbiditních proudech se podílí sediment na celkové váze z více než 10%. Turbiditní proudy v jezerních sedimentech se často pohybují rychlostí menší než 1 $m*s^{-1}$, jsou několik metrů mocné a mívají menší hustotu (<1 hmotnostních %). Přinášejí do jezera jílové, prachové a písčité částice, v případě vysokoenergetických turbiditů i štěrk a valouny.

Tělo turbiditní proudů lze rozdělit na přední, střední a zadní část (head, body, tail). Přední část turbiditních proudů proniká do klidné jezerní vody a míchá se s ní, vytváří se laločnaté struktury. V zadních částech proudu vznikají turbulence a proud zde postupuje s větší rychlostí (Middleton, 1993).

Turbiditní proudy mohou vznikat v důsledku svahových nestabilit na jezerní deltě, které mohou být vyvolány tektonicky, vulkanickou činností nebo při klimatické změně, během nichž se zvýší přínos klastického materiálu (Plink-Bjorklund and Steel, 2004). Seismická aktivita (Abdeldayem, Ikehara and Yamazaki, 2004) a silné záplavy (Baroni, Gentili and Armiraglio, 2013) mohou také generovat turbiditní proudy.

2.1.2. Hemipelagická a pelagická sedimentace

V centrálních částech jezer probíhá hemipelagická a pelagická sedimentace. Při ukládání hemipelagických aleuropelitů sedimentují z povrchových nebo středních proudů zrna, které do jezera přinesou řeky nebo se derivují erozí pobřeží. Materiál může být též navátý větrem nebo napadaný z vulkanických erupcí. Pelagická sedimentace zahrnuje velmi pomalé ukládání prachových a jílových částic v suspenzi z vodního sloupce (Cohen, 2003). Rychlost usazování se řídí Stokesovým zákonem (Rees, 1961).

2.1.3. Biogenní a chemogenní sedimentace

Ve sladkovodních jezerech se karbonátové uloženiny tvoří převážně nahromaděním odumřelých těl řas a mikrobů nebo ze schránek větších živočichů. Při zvýšené salinitě jezera dochází k precipitaci jemnozrnných karbonátů z jezerní vody (Schnurrenberger, Russell and Kelts, 2002). Pokud se vápenaté ionty v kalcitu nahradí hořčíkem, například uvolněním hořčíku z odumřelých těl řas a zabudováním do krystalové mřížky kalcitu při pohřbení, může vzniknout dolomitický vápenec či dolomit. Vápenitý kal (calcareous mud), tvořící se v subaerickém prostředí na okrajích jezer, se také při zvýšené evaporaci může obohacovat hořčíkem z vypařujících se podzemních vod (Ryder and Thomas, 1976). V palustrinním prostředí okrajových částí jezer mohou díky vlivu rostlin a aktivitě organismů v sedimentu vznikat karbonátové pedogenní sedimenty (Schnurrenberger, Russell and Kelts, 2002).

V anoxických podmínkách větších hloubek se odumřelá organická hmota přeměňuje na sapropelovou nebo huminovou organickou hmotu, ze které ve spojení s křemitými nebo karbonátovými klasty vznikají karbonátové sedimenty (obsah organiky tvoří minimálně 10-20%). Uhlí a černé břidlice jsou sedimentární horniny, které se formují v lakustrinním nebo bažinném prostředí, kde je voda ochuzená o kyslík a/nebo je zvýšený přínos organického materiálu, který se nestihne rozložit (Boggs, 2006).

2.2. Diageneze

Diagenetické procesy zahrnují chemické, biologické, fyzikální přeměny v sedimentu probíhající do teploty 250°C a hloubek 5 km, ke kterým dochází po uložení nezpevněného sedimentu. Podle návaznosti diageneze za depozicí se může rozdělit na ranou a pozdní.

2.2.1. Raná diageneze

Při rané diagenezi, která těsně navazuje na depozici, se precipitací v dosud nezpevněném sedimentu mohou utvořit nodule či vrstvy sekundárních minerálů, např. sideritové konkrece v kalovcích (Hounslow, 2001). Mikrit v počátečních fázích diageneze může rekrystalizovat na mikrosparitové laminy (Martínek *et al.*, 2006). Do rané diageneze spadá bakteriální rozklad organické hmoty, která podněcuje rozpouštění magnetitu a genezi Fe sulfidů – greigitu, pyrhotinu, pyritu (Reynolds *et al.*, 1999; Tribovillard *et al.*, 2002; Elmore, Muxworthy and Aldana, 2012)

.

2.2.2. Pozdní diageneze

Pozdní diageneze zahrnuje především proměny sedimentu způsobené jeho pohřbením. Vahou nadložních vrstev při pohřbení sedimentů dochází ke kompakci, mohou se uzavírat pórové prostory v hornině a z mezizrnových prostor bývá vypuzena přebytečná voda. Objem horniny se zmenší, zrna zaujmou pozice s co nejmenším objemem a může dojít ke zploštění sedimentární stavby. Změna teplotně-tlakových podmínek (též při vyzdvižení) podmíní rozpouštění a rekrystalizaci některých minerálních zrn. Například přeměnou Fe-bohatého smektitu na illit při pohřbení vzniká autigenní magnetit (Elmore, Muxworthy and Aldana, 2012). Autigeneze železnatých a železitých minerálů ovlivňuje barvu sedimentu. V oxickém prostředí krystalují oxidy a hydroxidy trojmocného železa – např. hematit, limonit, ilmenit, goethit, z nichž limonit a hematit zodpovídají za hnědo-červenou barvu horniny. Železnaté ionty vznikající v redukčních podmínkách mají šedou (např. magnetit) či zelenou (např. glaukonit) barvu a v sedimentární hornině se mohou vyskytovat např. jako redukční skvrny (Kligfield, Owens and Lowrie, 1981). Dalšími sekundárními minerály vzniklé při diagenezi jemnozrnných sedimentů jsou například ankerit, kaolinit, chlorit, křemen a mnoho dalších (Lazar *et al.*, 2015). Méně reaktivní minerály mohou být mechanicky rozlámána či postižená kataklázou. Ionty rozpuštěné v pórové vodě mohou vykrystalizovat v nové formě v mezizrnových prostorách a vytvořit tak tmel zpevňující volná zrna, čímž dojde k litifikaci (Boggs, 2006). V kalovcích se může během diageneze sekundárně vyvinout břidličnatost (Spears, Lundegard and Samuels, 1981). V břidlicích může být přítomen vtroušený nebo nodulární siderit a černé břidlice bývají často obohaceny vtroušeným či nodulárním pyritem (Boggs, 2006).

2.2.3. Diageneze karbonátů, silikátů a dolomitizace

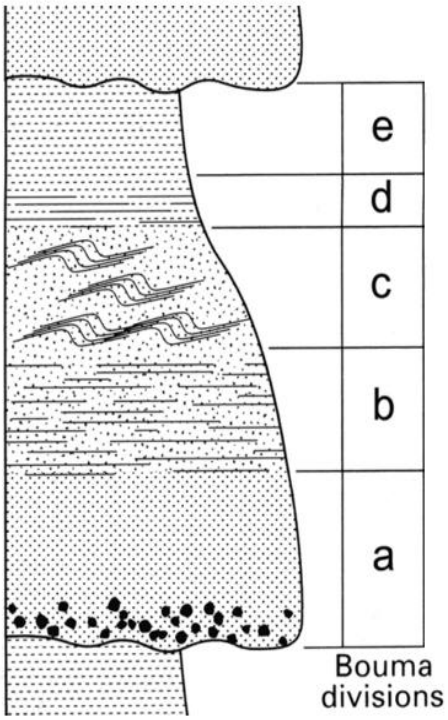
Rozpustnost karbonátů stoupá s klesající teplotou a stoupající aciditou a vytvářejí nejčastěji kalcitový krystalický tmel sparit či jemnozrnný mikrokrystalický mikrosparit. Schránky živočichů se snadno rozpouští a bývají zdrojem karbonátového tmelu. Volné prostory po schránkách mohou zůstat prázdné nebo se vyplní tmelem a zachovají se jako odlitky. Nejčastějším karbonátovým tmelem je kalcit, avšak vyskytuje se také dolomit nebo siderit. SiO_2 se lépe rozpouští v teplé vodě s vyšším pH, avšak křemitý tmel bývá spíše výsledkem tlakového rozpouštění silikátových klastů (Nichols, 2009) Křemitý tmel může vznikat také ze schránek planktonu (rozsivek) (Nichols, 2009). Dolomitizace vápenců ve sladkých vodách se odvíjí od poměru Mg/Ca iontů a salinity. (Nichols, 2009) Pokud vrstvami vápence proudí voda s vyšším obsahem hořčíku, může docházet k tvorbě dolomitu (Folk, 1968; Tucker 2003).

3. Sedimentární záznam v jezerním prostředí

3.1. Turbidity

Turbidity patří mezi klastické sedimentární horniny, jejichž ideálním záznamem je Boumova sekvence (obr.2), která bývá však jen zřídkakdy zachována kompletně. Ideální Boumova sekvence je rozdělena do pěti členů. Začíná hrubozrnnou polohou štěrků, štěrkopísků a písků s valouny, která se postupně zjemňuje (obr.2a). Následuje spodní oddělení paralelně laminovaných pískovců (obr.2b), které přechází ve vrstvy laminované čeřinově či konvolutně (obr.2c). Následují prachovce, ve kterých je opět vyvinutá paralelní laminace (obr.2d). Celá sekvence je zakončená polohou hemipelagických či pelagických kalovců (obr.2e) (Walton, 1967).

Turbidity lze rozdělit na proximální a distální. V proximálních turbiditech je patrná hrubozrnná erozní báze následovaná masivní polohou, která se směrem nahoru zjemňuje a přechází v jemně laminované vrstvy, které mohou být zakončeny slabě vyvinutými čeřinami, na které mohou nasedat jemně laminované nebo masivní vrstvy jemnozrnných sedimentů, podobně jako v Boumově sekvenci. Distální turbidity mají také erozní bázi na které může být vytvořená zřetelná laminace nebo čeřinové zvrstvení (Middleton, 1993). V distálních turbiditech se typicky zachovává z Boumovy sekvence pouze první (obr.2a) a poslední člen (obr.2e) (Martínek *et al.*, 2006).



Obr.2: Úplná Boumova sekvence s vyznačenými jednotlivými členy a-e.(Choi et al., 2008)

3.2. Předbřežní klastické sedimentární horniny

Jílovce, prachovce a kalovce patří mezi nejjemnější jezerní sedimenty. Tvoří je prachové (< 0,0625 mm) a jílové (< 0,0039 mm) allochtonní klasty, které bývají zpevněny sekundárním kalcitovým, dolomitickým či křemitým tmelem. Vedle zrn jílových minerálů, křemene a živců v různém poměru se skládají z fragmentů dalších hornin, těžkých minerálů, biogenních klastů a organické hmoty (Folk, Andrews and Lewis, 1970). Součástí těchto hornin může být vulkanický prach, který někdy může vytvářet i souvislé vrstvy. Vulkanický prach může obsahovat některé feromagnetické minerály (titano-magnetit) (Michaud *et al.*, 2006).

Laminace v kalovcích, která je charakteristická paralelními vrstvami menšími než 10 mm, může vzniknout na základě velikosti zrn, odlišné barvy nebo stavby. Laminace související se sedimentární strukturou hornin bývá tvořena uspořádána plochými zrny fylosilikátů, které bývají primárně orientovány paralelně s vrstevnatostí. Zrna různých velikostí, tvarů a hustot mají odlišnou rychlost sedimentace. Vrstvičky jílových minerálů se obvykle střídají s ostatními zrny a organickými částečkami a tvoří zrnovou laminaci v hornině. Tento typ laminace, podobně jako barevná laminace, souvisí se změnami

minerálního složení jednotlivých lamin. Se zvyšujícím se obsahem organické hmoty získávají klastické sedimenty hlubších jezerních facií šedou až šedočernou barvu. (Spears, Lundegard and Samuels, 1981) V oxidickém prostředí se naopak organika většinou nezachovává a horniny jsou zbarvené červeně, červenohnědě, fialově či zeleně díky oxidům železa (Martínek et al., 2006).

3.3. Laminity

Laminit je zpevněný sediment, složený ze střídajících se lamin odlišných litologií, které nasedimentovaly v průběhu krátkého období. Střídání jednotlivých lamin souvisí s opakujícími se změnami v režimu jezera či se změnami v přínosu materiálu (Boyer, 1982). Laminace vzniká na základě odlišných zrnitostí lamin nebo v důsledku zvýšeného obsahu biogenních či chemogenních sedimentů podle toho, jak se v průběhu určitého období (např. roku) mění složení sedimentujícího materiálu. Karbonátové laminity, jejichž vznik souvisí s biologickou produkcí, jsou charakteristické střídáním jarních či letních světlých lamin s vyšším obsahem karbonátů a tmavých podzimně-zimních lamin organikou bohatých sedimentů. Jednotlivé laminy mohou být rozděleny do ještě jemnějších vrstviček, které ukazují na změny sedimentace během usazování laminy (Manalt *et al.*, 2001). Laminity charakteristické odlišnou hrubostí lamin mohou vznikat epizodickým přínosem hrubšího materiálu z řeky do jezera (Tylmann *et al.*, 2013). Pro zachování některých laminitů je podstatné anoxické klidné prostředí, ve kterém není sediment vystaven bioturbaci ani disturbován hydrodynamicky (Zhang and Sha, 2012).

3.4. Černé břidlice

Černé břidlice jsou jemnozrnné sedimentární horniny prachovito-jílovité frakce, které vznikají v anoxickém prostředí a obsahují minimálně 3 % organické hmoty (Vine & Tourtelot, 1970). Zachování organikou bohatých sedimentů je možné také překrytím polohou kalů či jílů, čímž se zabrání oxidaci. Transgresivní černé břidlice, sedimentující v anoxických podmínkách pod úrovní pyknokliny, obsahují více než 10% organické hmoty, zatímco černé břidlice usazené v regresivním režimu, vzniklé zvýšeným přínosem materiálu organikou bohatého materiálu bez nutné anoxie, obsahují organiky méně než 10% (Rimmer, 2003).

3.5. Karbonáty

Vápenec je sedimentární hornina, která vzniká precipitací karbonátových minerálů a/nebo nahromaděním karbonátových živočišných schránek. V alkalických vodách (kde je méně rozpuštěného CO_2) precipituje mikrokrystalický kalcit nebo aragonit snáz. Ve fotické okrajové zóně jezer se sráží vápencový kal, nebo může jemnozrnný kalcit precipitovat na terigenních zrnech či fytoplanktonu. Ooidy a onkoidy jsou částice vznikající přirůstáním vrstviček $CaCO_3$ až do několika cm. Kalcit s vyšším obsahem hořčíku vzniká například v prostředí s vyšším stupněm evaporace. Karbonátové biohermy a mikrobiální rohože jsou útvary vytvořené koloniemi sinic, zelených řas a korálů, které můžou být tmelené vysráženým kalcitem. Nahromaděním schránek převážně měkkýšů, ostrakodů a řas vzniká bioklastický vápenec. Karbonátová zrna mohou být také derivována erozí podloží či být allochtonního původu (Cohen, 2003). Většina vápenců je polygenních a podle převažující složky zrn, klastů a mikritové matrix se dělí na vápence s dominujícími zrny/klasty – grainstone (bez matrix), packstone, wackestone (>10% zrn kalovcové frakce) nebo na vápence složené převážně z mikritu – mudstone (Wright, 1992).

4. Magnetické vlastnosti hornin

4.1. Stručný fyzikální úvod do magnetismu

Fyzikální teorie magnetismu je nesmírně rozsáhlá problematika, v detailu popsaná v řadě klasických i moderních prací, např. Nagata, 1961; Tarling and Hrouda, 1993; Dunlop and Ozdemir, 1997; Lanza and Meloni, 2006. V následující části je podán pouze stručný úvod do této problematiky, relevantní k tématu bakalářské práce.

Magnetické vlastnosti látek jsou dány magnetickým momentem spinu elektronů. Elektrony se pohybují po orbitální dráze s úhlovou rychlostí *ω*, mající magnetický moment *m***.** Celkový moment atomu závisí na počtu a rozložení elektronů v orbitalech a magnetický moment celého tělesa je dán vektorovým součtem magnetických momentů jeho atomů.

Vzorek s vnějším magnetickým momentem musí mít preferenční vnitřní orientaci momentů, která je usměrňována externím magnetickým polem *H*. Celkový magnetický moment tělesa lze vyjádřit jako:

$$M = n * m * tan\, h\, (\mu_0 * \frac{H}{K} * T),$$

kde *n* je celkový počet atomů, *K* je Boltzmanova konstanta K = 1,38 *10 $^{-23}$J/K$^{\circ}$, *T* je absolutní teplota, μ_0 je permeabilita vakua. Magnetický moment vzorku pak může být *M = 0* při absenci vnějšího magnetického pole nebo:

$$M = m * n,$$

když je vnější pole natolik silné, aby se všechny částice orientovaly do jeho směru. Častěji se však pouze některé částice usmění, pak *M ≠ 0*. Vektor magnetizace můžeme určit jako magnetický moment na jednotku objemu

$$J = \frac{M}{V},$$

přičemž magnetizace je v tomto případě úměrná vnějšímu magnetickému poli podle vztahu:

$$J = \kappa * H,$$

kde *κ* se nazývá magnetická susceptibilita (MS) a je to bezrozměrné číslo. Popis magnetického pole lze vyjádřit pomocí vztahu:

$$B = \mu_0 * H + \mu_0 * J,$$

kde *B* je magnetická indukce, *H* je intenzita magnetického pole a *J* je magnetizace. Magnetizace látek závisí na vlastnostech jejich elementárních částic.

Specifická magnetická susceptibilita *κ* má jednotku m^3kg^{-1} a je definována jako magnetizace *J* na jednotku objemu ve slabém vnějším magnetickém poli *H* podle vztahu:

$$J = \kappa * H$$

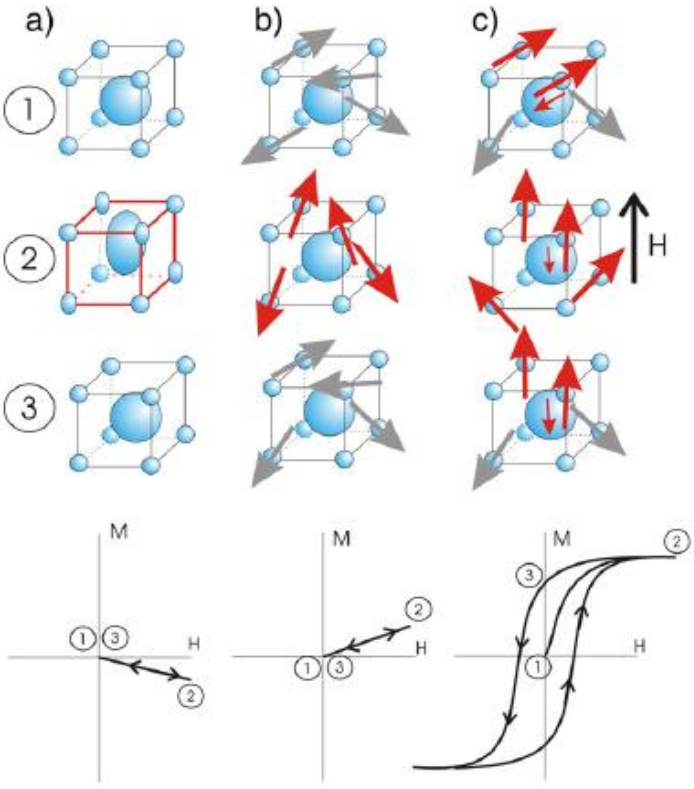
Látky, které se magnetizují v opačném směru než je směr vnějšího magnetického pole, se nazývají diamagnetické. Elektrony vzájemně vyrušují své magnetické momenty na nulu a změní se úhlová rychlost elementárních která se působí v opačném směru než je směr magnetické indukce *B* a projevující se slabší magnetizací (obr.3a)

Paramagnetické látky jsou ty, jejichž orbitaly molekul jsou plně zaplněny a vznikají nepárové magnetické spiny. Teplota rozvibrovává atomy v krystalových mřížkách paramagnetických látek a směry magnetických momentů v těchto případech lze z důvodu

náhodné orientace všech částic považovat za nulový. Magnetizace těchto částic ve vnějším magnetickém poli působí proti disperznímu efektu způsobeném teplotou. Nakolik se látka namagnetuje ve směru vnějšího magnetického pole závisí na poměru těchto energií (obr.3b).

Některé přechodní prvky při tvorbě molekul sdílejí elektrony ve svých orbitalech a vytvářejí tímto oblast tzv. magnetické či Weissovy domény, ve které se magnetické momenty částic uspořádají do paralelních směrů a získají permanentní magnetizaci, v které setrvají i tehdy, přestanou-li na látku působit magnetické síly zvnějšku. Takové látky se nazývají feromagnetické (sensu lato) (obr.3c).

Podobně jako u feromagnetismu (sensu stricto), jejichž magnetické momenty mají totožný směr, se i v případě antiferomagnetismu a ferrimagnetismu vyrovnávají magnetické momenty částic v molekulách látek do paralelních avšak obrácených směrů. Toto uspořádání způsobuje buď vyrušení celkového magnetického momentu (v případě antiferomagnetismu) nebo slabou převahu magnetizace ve směru vnějšího magnetického pole *B* (ferrimagnetismus).



Obr. 3: Chování diamagnetických (a), paramagnetických (b) a ferromagnetických (c) látek bez přítomnosti vnějšího magnetického pole (řádek 1) a ve vnějším magnetickém poli H (řádek 2). Stav po odstranění vnějšího magnetického pole H (řádek 3). Závislost megnetizace na vnějším magnetickém poli (řádek 4). Magnetizace feromagnetických látek následuje hysterezní smyčku. (Cañón-Tapia and Mendoza-Borunda, 2014)

5. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)

5.1. Fyzikální princip

Anizotropie magnetické susceptibility (AMS) vyjadřuje odlišnou magnetizaci látek v různých směrech. Magnetizace J je přibližně lineární funkcí.

$$J_1 = k_{11} * H_1 + k_{12} * H_2 + k_{13} * H_3$$
$$J_2 = k_{21} * H_1 + k_{22} * H_2 + k_{23} * H_3$$
$$J_3 = k_{31} * H_1 + k_{32} * H_2 + k_{33} * H_3,$$

kde J_i (i = 1, 2, 3) jsou komponenty vektoru magnetizace v kartézském souřadném systému, H_j (j = 1, 2, 3) vyjadřují intenzity vnějšího magnetického pole a $k_{ij}(k_{ij} = k_{ji})$ jsou konstanty magnetické susceptibility (MS) v symetrickém tenzoru druhého řádu. (Hrouda, 1982). $\hat{\kappa}$ je tenzor magnetické susceptibility, který popisuje AMS:

$$\hat{\kappa} = \begin{pmatrix} \kappa_{11} & \kappa_{12} & \kappa_{13} \\ \kappa_{21} & \kappa_{22} & \kappa_{23} \\ \kappa_{31} & \kappa_{32} & \kappa_{33} \end{pmatrix}.$$

V některých případech jsou nediagonální hodnoty tenzoru nulové, potom platí:

$$J_1 = k_{11} * H_1$$
$$J_2 = k_{22} * H_2$$
$$J_3 = k_{33} * H_3,$$

kde k_{11}, k_{22}, k_{33} se nazývají hlavními susceptibilitami $\kappa 1 \geq \kappa 2 \geq \kappa 3$ a jejich směry jsou hlavní osy susceptibility (maximální, intermediární, minimální).

5.2. Závislost magnetické susceptibility na teplotě

Magnetická susceptibilita diamagnetických látek je na teplotě nezávislá, zatímco u

paramagnetik a feromagnetik vykazuje magnetická susceptibility s měnící se teplotou typické chování podle Curie – Weissova zákona. (Issachar, 2013) Curie – Weissův zákon proparamagnetické látky vyjadřuje následující vztah:

$$\kappa_p = \frac{C}{T - \theta},$$

kde κ_p je magnetická susceptibilita, C je Curieova konstanta, která odpovídá množství paramagnetických částic, T je teplota a θ je paramagnetická Curieova konstanta(Rochette, Jackson and Aubourg, 1992). Závislosti magnetické susceptibility κ_p na teplotě T se v případě paramagnetik blíží hyperbole (Hrouda, Jelinek and Zapletall, 1997).

Hodnota magnetická susceptibility feromagnetik během zahřívání stoupá až po dosažení Curieova bodu, který je pro každou látku specifický. Také průběh funkce závislosti MS feromagnetik na teplotě je pro každou látku odlišný. Se stoupající teplotou MS feromagnetik roste či je přibližně lineární a po dosažení Curieova bodu klesá k nule (Nagata 1961; Hrouda, Jelinek and Zapletall, 1997).

I menší množství feromagnetických komponent může zastínit MS zbytku horniny, kterou většinou bývají paramagnetické minerály a které se podílejí z větší části na stavbě horniny. Proto je při zjišťování magnetické stavby důležité odlišit feromagnetický a paramagnetický signál magnetické susceptibility v hornině. Separace se provádí měřením magnetické susceptibility v různých teplotách. Výsledné křivky odpovídají Curie-Weissovu zákonu a slouží k určení nositele signálu MS. Pokud při měření za klesající teploty zároveň stoupá MS vzorku, lze usuzovat na převahu paramagnetických složek v magnetické stavbě. (Richter and Pluijm, 1994; Pares, Van Der Pluijm and Dinarès-Turell, 1999)

5.3. AMS a magnetická stavba

5.3.1. Horninová anizotropie

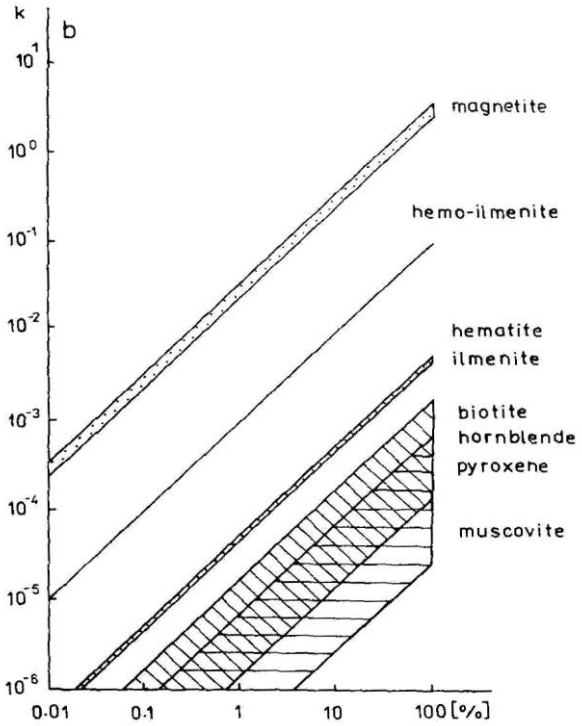
Anizotropie magnetické susceptibility horniny vytváří magnetickou stavbu. Podílí se na ní diamagnetické, paramagnetické i feromagnetické složky (obr.4) obsažené v hornině.

$$\kappa = \kappa_{dia} + \kappa_{para} + \kappa_{fero}$$

V případě, že hornina obsahuje feromagnetické minerály, její magnetická susceptibilita je výsledkem součtu jednotlivých magnetických susceptibilit především těchto minerálů. Diamagnetické a paramagnetické komponenty se mohou označovat jako matrix, jejíž hodnota MS je ve srovnáním s hodnotou feromagnetické části horniny zanedbatelná. V takovém případě se celková magnetická susceptibilita ***K*** může vyjádřit jako:

$$\kappa = \kappa_1 + \kappa_f .$$

AMS horniny ovlivňuje tvar minerálních zrn, jejich magnetokrystalinní anizotropie, koncentrace v hornině (obr.4) a prostorové uspořádání. Důležitý je stupeň přednostní orientace zrn a interakce magnetických zrn (Grégoire *et al.*, 1995). Shluky feromagnetických zrn mohou vytvářet distribuční anizotropii uvnitř hornin (Rochette, Jackson and Aubourg, 1992).



Obr.4: Příspěvek některých ferromagnetických a paramagnetických minerálů k celkové AMS horniny v závislosti na jejich koncentraci.(Hrouda and Kahan, 1991)

5.3.2. Zrnová anizotropie

Do celkové AMS horniny přispívá anizotropie susceptibility v ní obsažených minerálů. Tu udává jejich tvar a uspořádáním atomů v krystalové mříži.

5.3.2.1. Tvarová anizotropie zrn

Malá feromagnetická zrna se chovají jako jeden celek – jednodoména. Dosáhnou-li však určité velikosti, která je pro každý minerál specifická, vznikají uvnitř zrna oblasti s různým směrem magnetizace. Taková zrna se nazývají multidoménová (Dunlop and Özdemir, 1997). Jednodoménová zrna s vysokou hodnotou MS mohou díky demagnetizačnímu faktoru způsobit inverzní magnetickou stavbu (Rochette, 1987), zatímco multidoménová zrna se jeví jako magnetizované ve výsledném směru jednotlivých doménových směrů magnetizace a vytváří normální magnetickou stavbu (Hrouda, 1982). Magnetit se vyskytuje multidoménový avšak i jako jednodoménový minerál protažený v jednom směru, zodpovědný za inverzní stavbu. V takovém případě je vznik inverzní stavby způsoben tím, že na povrchu některých feromagnetických minerálů se indukuje magnetické pole s opačnou polaritou vůči vnějšímu poli a působí proti němu. I malá anizotropie zrna takového feromagnetického minerálu se díky jejich velké vnitřní susceptibilitě projeví vysokou hodnotou AMS. Pro tyto minerály se definuje efektivní susceptibilita (k_{ef}):

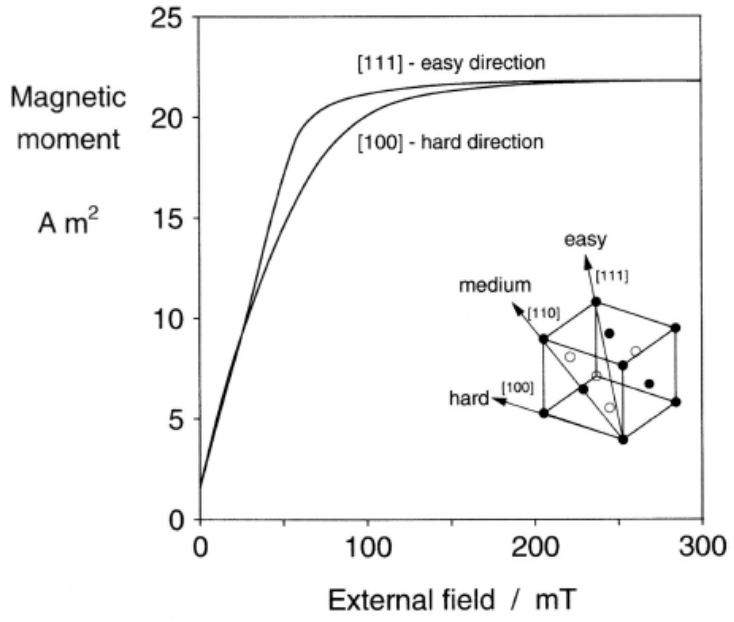
$$k_{ef} = \frac{k_i}{1} + Ni * k_i,$$

kde k_i je vnitřní susceptibilita zrna podél osy i, *Ni* je demagnetizační faktor, který působí ve směru nejdelší osy zrna (Tarling and Hrouda, 1993)

5.3.2.2. Magnetokrystalinní anizotropie

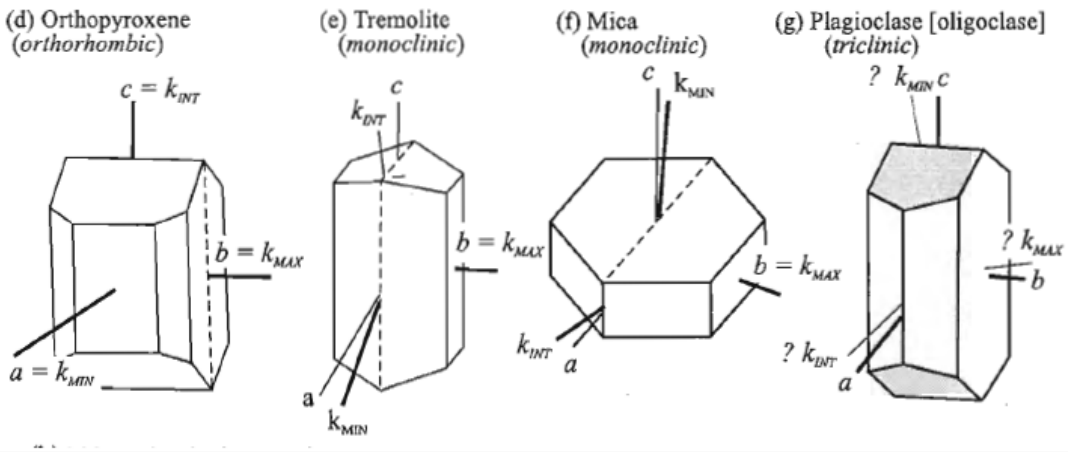
V určitých směrech je magnetizace některých minerálů snadnější. V ortorombické krystalové soustavě se hlavní osy susceptibilit orientují paralelně s krystalovými osami. V případě monoklinických minerálů je s krystalovou osou paralelní pouze osa maximální susceptibility. U triklinických minerálů osy susceptibilit neodpovídají osám krystalografickým (obr.6). Magnetická stavba, kdy směr maximální osy susceptibility odpovídá protažení minerálního zrna, se označuje jako normální. V minerálech s inverzní magnetickou stavbou je tento směr nejsnadnější magnetizace paralelní se směrem nejkratší krystalografické osy.

Pro magnetit je například nejméně energeticky náročná magnetizace v jednom z krystalografických směrů (111) (obr.5) (Dunlop and Özdemir, 1997).



Obr.5: Magnetizace magnetitu ve vnějším magnetickém poli je nejsnadnější v jeho krystalografickém směru (111) a nejobtížnější ve směru (100) (Dunlop and Özdemir, 1997).

Protažená zrna některých paramagnetických minerálů (např. amfiboly, pyroxeny, turmalíny,) mají inverzní magnetokrystalickou anizotropii a maximální osu susceptibility κ_{max} téměř paralelní s krystalografickou osou c (Borradaile and Jackson, 2004). Plochá zrna fylosilikátů mají osu κ_{min} subparalelní s krystalografickou osou c a κ_{max} v rovině největšího plochy (Martín-Hernández *et al.*, 2004). Hematit se nejlépe magnetuje ve směru bazální roviny a má velkou vnitřní anizotropii (Rees, 1965). Magnetická anizotropie hornin s obsahem hematitu či pyrhotinu, je převážně výsledkem preferenční orientace těchto minerálů. (Hrouda,1981) V přírodě však minerály často obsahují nečistoty, které pokud jsou feromagnetické, mění magnetokrystalinní anizotropii minerálu.



Obr. 6: Magnetokrystalická anizotropie vybraných minerálů (Borradaile and Jackson, 2010).

5.4. Parametry AMS

K popisu AMS se používá řada parametrů, které jsou poměry nebo rozdíly hlavních os MS. Tyto parametry jsou dopodrobna rozebírány například v publikaci Tarling a Hrouda z roku 1993. Pro účely své práce jsem vybrala několik základních.

5.4.1. Skalární parametry AMS

5.4.1.1. Objemová susceptibilita (Km)

Objemová nebo také průměrná susceptibilita (Km) představuje průměrnou hodnotu jednotlivých hlavních hodnot MS.

$$\kappa_{mean} = \frac{\kappa_1+\kappa_2+\kappa_3}{3} .$$

5.4.1.2. Stupeň anizotropie magnetické susceptibility (P)

Stupeň anizotropie magnetické susceptibility (P) je skalární veličina, která vyjadřuje jak je magnetický elipsoid anizotropní. Podle poměru maximální a minimální osy anizotropie MS se určuje stupeň anizotropie (P) jako:

$$P = \frac{\kappa_{max}}{\kappa_{min}},$$

kde κ_{max} odpovídá nejdelší ose a κ_{min} nejkratší ose susceptibility (Rochette, 1987). Jelikož je stupeň anizotropie (P) silně závislý na celkové susceptibilitě, používá se také normalizovaný stupeň anizotropie magnetické susceptibility

$$H = \frac{\kappa_{max} - \kappa_{min}}{\kappa_{mean}}.$$

.

Nejlépe však odpovídá celkové magnetické susceptibilitě stupeň anizotropie (*Pj)*

$$P_j = \exp\sqrt{\{2\,[(\ln\kappa_1 - \kappa_{mean})^2 + (\ln\kappa_2 - \kappa_{mean})^2 + (\ln\kappa_3 - \kappa_{mean})^2]\}},$$

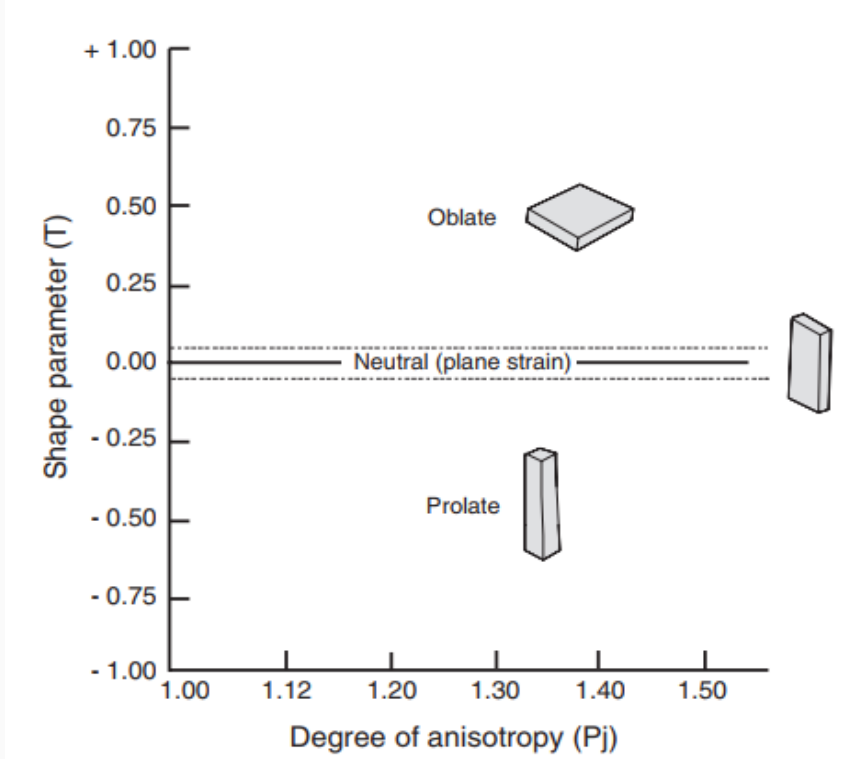
který zahrnuje všechny hlavní osy susceptibilit.

5.4.1.3. Tvarový parametr Tj (tvarový parametr podle Jelínka)

Při grafickém znázornění stupně a tvaru magnetické susceptibility se také používá tvarový parametr (Tj):

$$Tj = \frac{\ln L - \ln F}{\ln L + \ln F},$$

pokud 0 < Tj < 1, elipsoid je oblátní. Jestliže – 1 < Tj < 0, elipsoid je prolátní (obr.7).



Obr.7: Jelínkův diagram, který znázorňuje vztah mezi tvarovým parametrem (Tj) a stupněm anizotropie (Pj) (Hrouda and Tarling, 1993)

5.4.2. Prostorové parametry AMS

5.4.2.1. Magnetická lineace, magnetická foliace

Excentricitu elipsoidu AMS popisují parametr magnetické lineace (L):

$$L = \frac{K_1}{K_2} ,$$

a magnetická foliace (F):

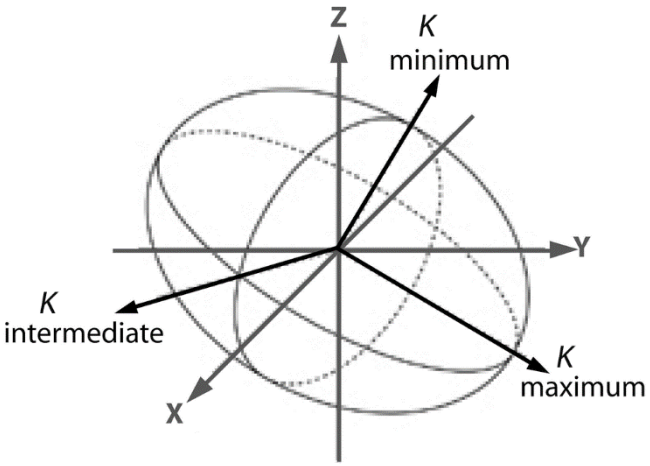
$$F = \frac{K_2}{K_3} ,$$

které jsou poměry hlavních susceptibilit (Tarling and Hrouda, 1993).

5.5. Grafické znázornění AMS dat

Anizotropie magnetické susceptibility se pro popis magnetické stavby geometricky zobrazuje jako elipsoid s hlavními osami susceptibility (obr.8). Minimální osa susceptibility κ_3 je kolmá k ploše vrstevnatosti a je tedy pólem magnetické foliace. Maximální osa susceptibility K1 je paralelní s tektonickými lineacemi či se směry paleoproudů a tvoří tedy magnetickou lineaci (Rochette, Jackson and Aubourg, 1992).

Pro studium AMS hornin se používá vynášení hlavních os susceptibility do stereografické projekce podobně jako pro vynášení strukturních prvků ve strukturní geologii. Jelínek P-T graf Tvary elipsoidů AMS se mohou znázorňovat do Flinnova diagramu podobně jako deformační elipsoidy (Winkler *et al.*, 1997).



Obr.8: Magnetický elipsoid s vyznačenými hlavními osami susceptibility.

Pro značení hlavních os magnetického elipsoidu platí:

$$\kappa_1 = \kappa_{max},$$
$$\kappa_2 = \kappa_{int},$$
$$\kappa_3 = \kappa_{min}.$$

Pro tvar magnetického elipsoidu platí:

$\kappa_1 > \kappa_2 > \kappa_3$ - AMS elipsoid je triaxiální

$\kappa_3 \ll \kappa_2 \approx \kappa_1$ - AMS elipsoid má oblátní tvar

$\kappa_1 \approx \kappa_2 \approx \kappa_3$ - AMS elipsoid má sférický tvar

$\kappa_1 \gg \kappa_2 \approx \kappa_3$ - AMS elipsoid je prolátní (Winkler *et al.*, 1997).

6. Magnetické vlastnosti vybraných minerálů

V horninách nalezneme minerály, které patří mezi dia-, para-, fero-, antifero- i ferrimagnetické látky. V této práci zmiňuji jen některé minerály, které se podílejí na stavbě sedimentárních hornin zkoumané oblasti.

6.1. Diamagnetické minerály

Křemen, živce, kalcit jsou čistě diamagnetické látky s malou zápornou hodnotou MS a nízkým stupněm AMS. Dolomit má stupeň anizotropie P výrazně vyšší a hodnoty MS se mohou pohybovat od -10 až do $940 * 10^{-6}$ SI. Grafit má hodnotu MS -80 - $-200 * 10^{-6}$ SI (Hunt, Moskowitz and Banerjee, 1995).

6.2. Paramagnetické minerály

Pro paramagnetické látky se hodnota MS pohybuje v řádu $100 * 10^{-6}$ SI (Borradaile, 1988). Paramagnetika jsou často neferomagnetické silikáty, které nesou kationty železa. Slídy patří k paramagnetickým látkám, mají nízkou kladnou hodnotu MS (kolem $122 * 10^{-6}$ SI pro muskovit, $1200 * 10^{-6}$ SI pro biotit, $1178 * 10^{-6}$ SI pro flogopit), stupeň anizotropie P do 1.5 a vytvářejí oblátní tvary AMS. Chlorit dosahuje podle různých autorů hodnot MS od 70 do $1550 * 10^{-6}$ SI a stupně AMS až 1,753. MS hornblendu je $8920 * 10^{-6}$ SI a stupeň anizotropie (P) s hodnotou 1,665 je vysoký, v horninách často zodpovídá za prolátní tvar AMS. Z pyroxenů je pro magnetické vlastnosti hornin významný augit.

Ilit dosahuje hodnoty MS v rozmezí hodnot $410 * 10^{-6}$ SI, pro montmorillonit se hodnota MS pohybuje mezi 330-350 $* 10^{-6}$ SI. Jílové minerály obsahující radiogenní izotopy (U,Th,K) mají vyšší paramagnetickou hodnotu MS. (Richter v (Mikkelsen *et al.*, 1997).

MS uhlí je $25 * 10^{-6}$ SI. (Tarling and Hrouda, 1993; Hunt, Moskowitz and Banerjee, 1995)

Přestože většina oxidů železa a titanu jsou feromagnetika, ilmenit se řadí mezi paramagnetické látky s hodnotou MS 5000 $*10^{-6}$ SI. Díky své rezistenci vůči zvětrávacím procesům může být ilmenit nositelem původní stavby v sedimentárních horninách.

Siderit má hodnotu MS 1300 - 11000 $* 10^{-6}$ SI, stupeň anizotropie (P) je až 4,2 a osa κ_{max} směřuje paralelně s krystalografickou osou c (Rochette, 1987). MS pyritu dosahuje hodnot v rozmezí 35-5000$*10^{-6}$ SI. (Hunt, Moskowitz and Banerjee, 1995)

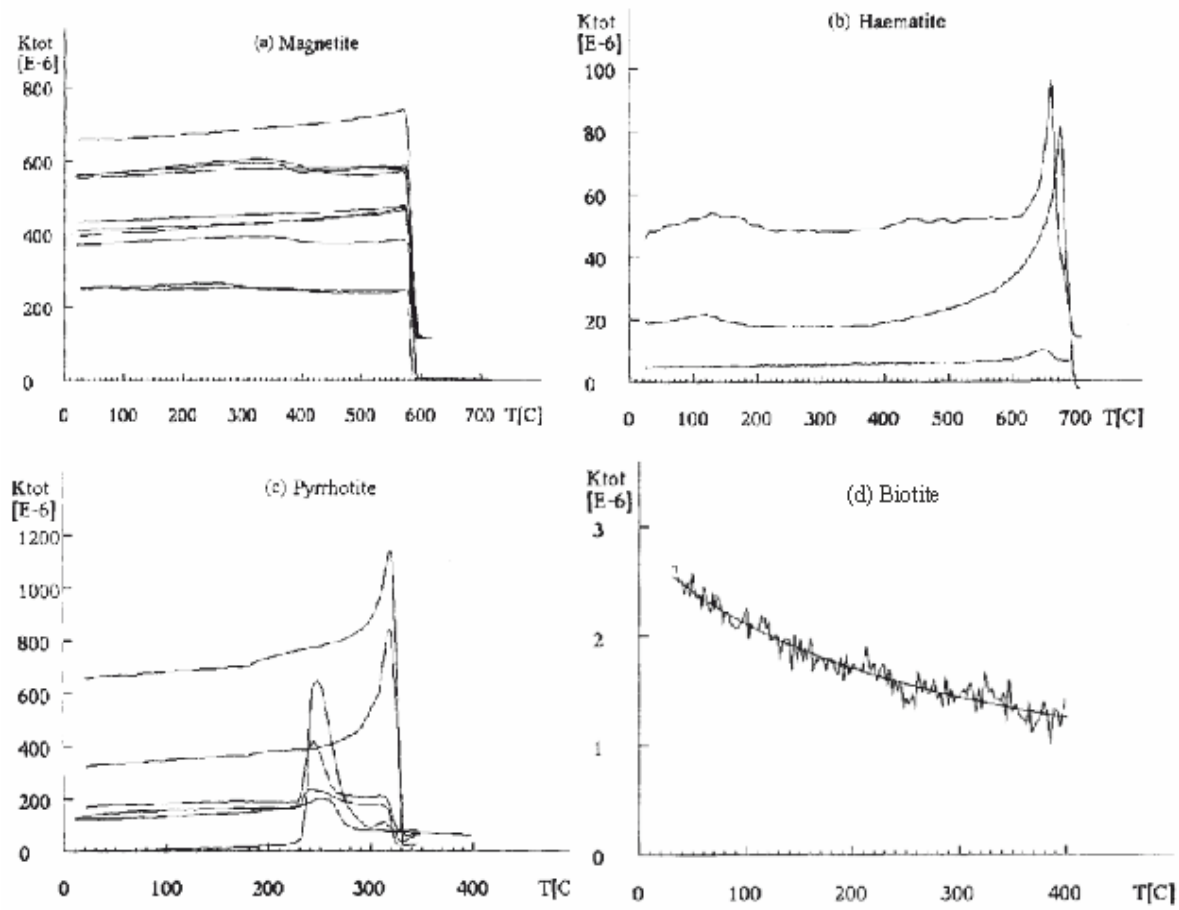
6.3. Feromagnetické minerály

Pro feromagnetické minerály (sensu lato) je charakteristická remanentní magnetizace (zachovávají si zbytkovou magnetizaci i po odeznění vnějšího magnetického pole) a přechod do paramagnetického stavu po dosažení Curieovy teploty, která je pro každý minerál odlišná (obr. 9) (Tarling and Hrouda, 1993). Závislost MS feromagnetických minerálů na teplotě popisují termomagnetické křivky odrážející tuto vlastnost – MS stoupá se zvyšující se teplotou a po dosažení Curieova bodu klesá MS až k nule. Pokud hornina obsahuje více feromagnetických minerálů s odlišným Curieovým bodem, výsledná termomagnetická křivka je superpozicí křivek všech minerálů (Nagata 1961).

Magnetická susceptibilita feromagnetických minerálů (sensu lato) velmi závisí na velikosti a tvaru zrna. Nejvýznamnějšími magnetickými minerály jsou oxidy železa a titanu. Magnetit je z nich nejdůležitější, s hodnotou MS přibližně 1000 000 – 5700 000 * 10^{-6} SI a nejjednodušším směrem magnetizace v krystalografickém směru (111) (obr.5). Curieova teplota magnetitu je 547 °C a stupeň anisotropie (Pj) = 1,18. Zrna magnetitu menší než 30nm mohou vykazovat superparamagnetické vlastnosti. (Joseph, Rea and Pluijm van der, 1998) Magnetit má velkou vnitřní anizotropii a tudíž vysokou hodnotu demagnetizačního faktoru. Jeho anizotropie je kontrolovaná také tvarem zrna. Jednotlivá zrna magnetitu mohou vykazovat až inverzní magnetickou stavbu (Borradaile and Jackson, 2010). Maghemit dosahuje hodnoty MS od 2000 000 do 2500 000$*10^{-6}$ SI a stejně jako magnetit se nejsnáze magnetuje ve směru (111). Hematit je antiferomagnetický minerál schopný parazitického ferromagnetismu, který nastává tehdy, když se antiparalelní magnetické momenty v molekule zcela nevyruší. (Borradaile and Jackson, 2010) Hodnota MS hematitu je 500 – 40 000 $*10^{-6}$ SI a stupeň anizotropie (Pj) větší než 100. Curieova teplota hematitu je přibližně 680 °C a magnetizace nejsnazší ve směru bazální roviny. Goethit má hodnotu MS od 1 100 do 12 000 $*10^{-6}$ SI, Curieův bod ve 120–130°C.

Pyrhotin má hodnotu MS v rozmezí 460 – 1 400 000 $*10^{-6}$ SI a tvarovou anizotropií

(parametr Pj) mezi 3-400. Nejvyšší hodnotu MS má monoklinická fáze Fe_7S_8. Curieova teplota pyrhotinu je 320 °C. (Tarling a Hrouda, 1993; Hunt, Moskowitz a Banerjee, 1995; Dunlop a Özdemir, 1997).



Obr. 9: Termomagnetické křivky typické pro některé feromagnetické minerály: a) magnetit, b) hematit, c) pyrhotin. Poslední graf (d) znázorňuje termomagnetickou křivku typickou pro paramagnetické látky (v tomto případě biotit), která se blíží hyperbole.(Hrouda, Jelínek and Zapletall, 1997)

7. Magnetická stavba sedimentárních hornin

Stavba sedimentárních hornin odráží procesy jejich vzniku a vývoje. Důsledkem sedimentace, diageneze a přetisku slabou tektonickou deformací se může vytvořit charakteristická stavba – sedimentární, tektonická nebo kompozitní, ve které je zaznamenán přechod mezi nimi. Tyto procesy v horninách způsobují preferenční orientaci zrn, které jsou za vyvinutí magnetické stavby zodpovědné. Jelikož je magnetická stavba charakteristická pro celou horninu (na rozdíl od některých indikátorů napětí jako jsou sole marks, které jsou

často omezené výskytem a nedostupné) je studium AMS účinným prostředkem ke kvantitativnímu popisu a interpretaci procesů utvářející sedimentární horniny (Piper, Elliot and Kneller, 1996; Parés, 2015 a mnoho dalších prací).

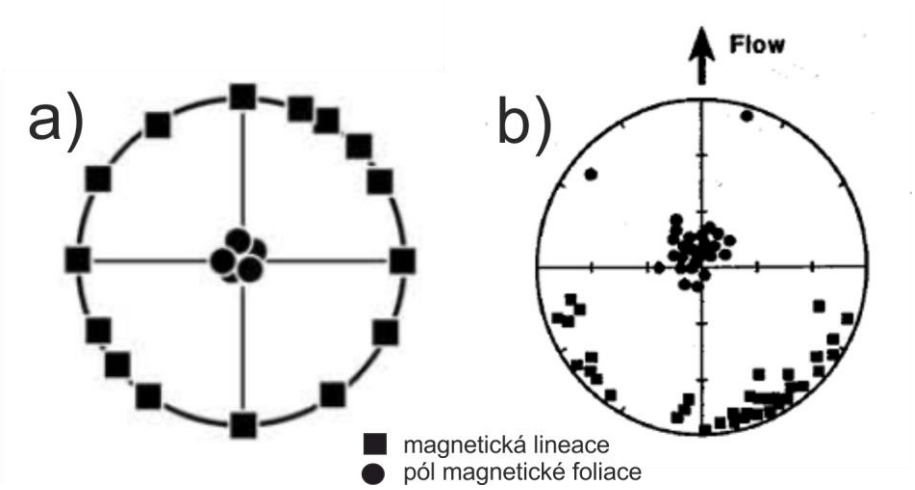
Magnetické stavby, kterou horniny získají při depozici, diagenezi či některými postdiagenetickými procesy, se označují jako primární. Tektonické deformace působící na horninu po jejím vzniku, se mohou v hornině zaznamenat v podobě sekundární magnetické stavby. Sekundární magnetická stavba v některých případech zcela nahradí stavbu primární. Ve většině případů se zachová i stavba primární a buď je výsledná AMS kombinací více procesů – kompozitní AMS a nebo jsou ve studované oblasti zachovány primární i sekundární magnetické stavby zvlášť a každá odpovídá jinému stádiu vývoje horniny. (např. García-Lasanta *et al.*, 2014) AMS dokáže v sedimentárních horninách zdánlivě nepostižených deformací odhalit vliv tektonických procesů (Kissel, 1986).

AMS jako petrostrukturní nástroj začali geologové využívat před více než 60 lety a na základě výsledků mnoha experimentů a pozorování vymysleli metody umožňující zkoumat jak magnetická stavba se strukturou sedimentárních hornin souvisí a co o procesech, které je utvářely, vypovídá. (Přehledy: Martín-Hernández *et al.*, 2004; Parés, 2015)). Průměrná hodnota κ sedimentárních hornin se pohybuje v rozmezí hodnot 0-50$*10^6$ SI. (Hunt, Moskowitz and Banerjee, 1995).

7.1. Depoziční magnetické stavby

Pokud je AMS horniny určena protaženými zrny feromagnetik, vytváří se magnetická stavba podle usměrnění zrn sedimentací. Geomagnetické pole ovlivňuje orientaci feromagnetických zrn menších než 0,03 mm (Hrouda, 1982). Magnetické pole Země působí ve snaze orientovat osy feromagnetických minerálů. Během sedimentace se klasty orientují v přítomném geomagnetickém poli (Rees and Woodall, 1975).

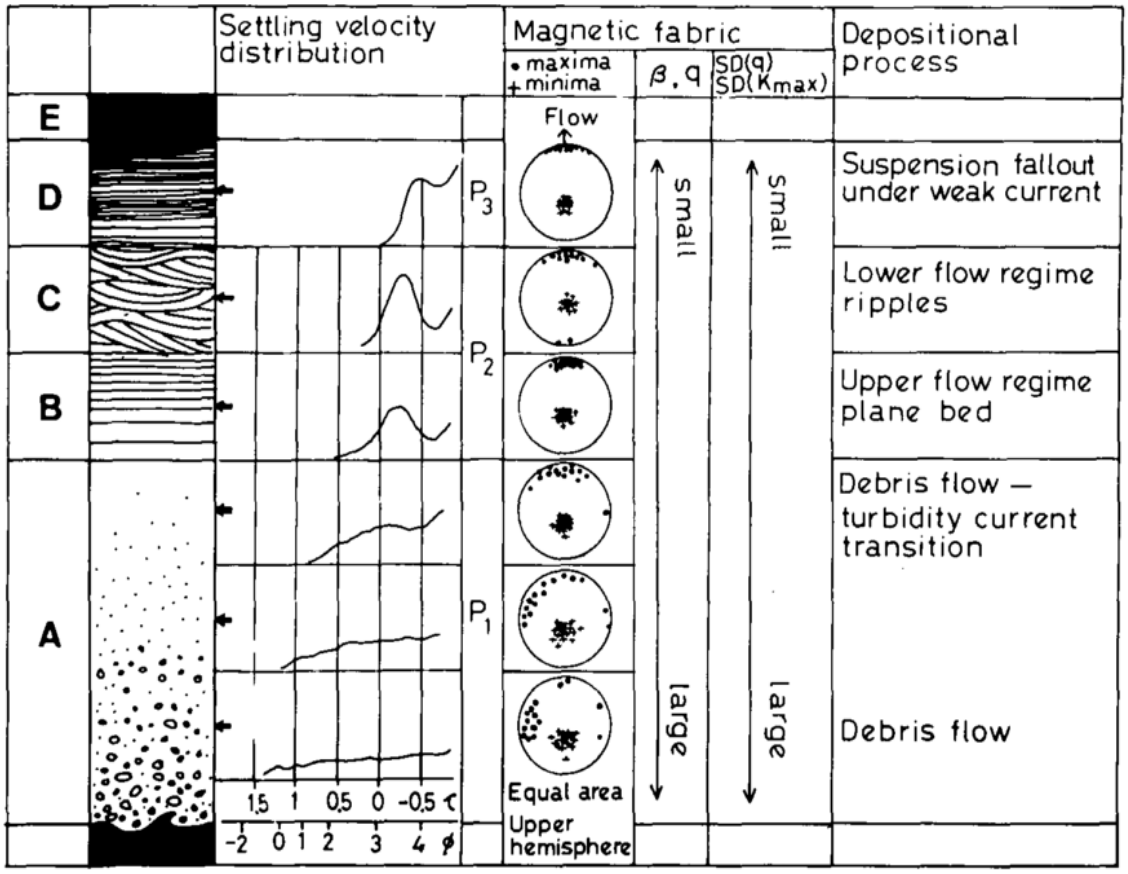
Při sedimentaci v klidném vodním prostředí se ploché respektive protažené klasty ukládají vlivem gravitační síly zploštělou či protaženou stranou paralelně s vrstevnatostí. Na rovném dně klasty dopadají svým nejdelším protažením ve všech směrech (obr.10a). Pokud nejdelší krystalografická osa zrn odpovídá maximální ose susceptibility, pak vytváří magnetickou stavbu s osou κ_{max} směřující paralelně a κ_{min}kolmo k vrstevní ploše (Rees, 1965; Lowrie and Hirt, 1987). Pokud je dno na které klasty dopadají, ukloněné, protažená zrna mají tendenci kutálet se po svahu dolů a vytvářejí magnetickou lineaci kolmou ke směru uklonění (Rees, 1961; Tarling and Hrouda, 1993).



Obr. 10: Stereografické projekce sedimentární magnetické stavby: a) depoziční magnetické stavby; b) amagnetické stavby vzniklé sedimentací z proudu (b) (Hrouda and Tarling, 1993; Hrouda *et al.*, 2009; upraveno).

V proudovém režimu působí na unášené klasty hydraulická a gravitační síla. Pokud má proudění malou energii, natáčejí se k němu prolátní zrna nejdelší osou paralelně. Zrna, jejichž κ_{max} odpovídá směru protažení zrn, vytvoří magnetickou lineaci paralelní s prouděním; čímž odrážejí směr paleoproudů (obr.10b) (Rees, 1965; Galehouse, 1968; Tarling & Hrouda, 1993; Liu *et al.*, 2001; Abdeldayem, Ikehara and Yamazaki, 2004). Proudí-li transportní médium s vysokou energií, protažená zrna se stabilizují svými nejdelšími osami (které odpovídají κ_{max}) kolmo ke směru proudění (Rees, 1965) Se vzrůstající rychlostí proudění roste stupeň usměrnění klastů. (Joseph, Rea a van der Pluijm, 199 Při sedimentaci z proudu na ukloněné dno se vytváří magnetické stavby, které mají rysy sedimentace v proudovém režimu i sedimentace na ukloněném dně (Tarling and Hrouda, 1993).

V turbiditních proudech, které unášejí hodně materiálu, dochází při ukládání k častým interakcím mezi zrny. Preferenční orientace zrn je výsledkem střižného napětí mezi klasty a vytváří se imbrikační stavba, která se může projevit výsledcích AMS. Gradační zvrstvení turbiditů se odráží v magnetické stavbě. Ve spodních částech turbiditů, kde proud má větší energii a zrnitost klastů je hrubší, se magnetické lineace otáčejí kolmo k proudění. Ve svrchnějších částech turbiditů mají magnetické lineace směr paralelní ke směru proudění (Taira and Scholle, 1979). Směr magnetické lineace v turbiditních proudech často odpovídá mechanoglyfům a naznačuje směr paleoproudu (Piper, Elliot and Kneller, 1996).



Obr.11: Magnetické stavby typické pro jednotlivé části Boumovy sekvence (Taira & Scholle, 1979).

7.2. Diagenetické a post-diagenetické magnetické stavby

Při diagenezi se mohou měnit strukturní i chemické vlastnosti hornin a tím se může pozměnit i jejich magnetická stavba. V následujících odstavcích nastiňuji procesy, které jsou zodpovědné za změny v magnetických vlastnostech především sedimentárních hornin. Zmiňuji se o kompakci, autigenezi, rekrystalizaci a biologických aktivitách působících na sedimentární horniny.

Vertikální kompakce při diagenezi způsobuje zploštění horniny a tím ovlivňuje její magnetickou stavbu. V sedimentech bohatých jílovými minerály se kompakcí v hloubkách několika centimetrů utváří magnetická lineace. Pohřbením v hloubce několika metrů, se zvyšuje hodnota tvarového parametru (P) a zvýrazňuje se magnetická foliace (Parés, 2015)

Oxidačně-redukčními ději dochází k přeměnám feromagnetických oxidů a hydroxidů železa. Autigenní minerály a tmel vznikající při diagenezi hornin můžou vykazovat jiné magnetické vlastnosti než detrit. Většinou se jedná o diamagnetický tmel kalcitového nebo křemitého složení. Paramagnetické minerály se často rozpadají za vzniku autigenních

feromagnetických minerálů (hematit, maghemit, goethit, magnetit), které kopírují tvary původních minerálů. Z jílových minerálů se oxidací uvolňuje železo, které může vytvářet goethit, hematit, pyrit, markazit a další magnetické minerály (Tarling and Hrouda, 1993). Vývoj magnetické susceptibility často ovlivňuje autigenní magnetit, který může vzniknout například přeměnou smektitu na illit (Riquier *et al.*, 2010). Hematit je běžný raně autigenní minerál tvořící mikrokrystalické povlaky a také způsobuje částečnou hematizaci ilmenitu, magnetitu a dalších oxidů železa (Tarling and Hrouda, 1993). Vyskytuje se též v podobě ultrajemného hematitového tmelu. (Dunlop and Özdemir, 1997) Autigenní siderit, jehož nejsnadnější osa magnetizace je ve směru nejkratší krystalografické osy c, mívá odlišné výsledky AMS než původní hornina a může vytvářet inverzní magnetickou stavbu (Rochette, Jackson and Aubourg, 1992). Magnetit se na vzduchu rychle oxiduje na maghemit a dále na hematit. Ve vodě tento proces probíhá také, avšak pomaleji. V hydrotermálních podmínkách se maghemit přeměňuje na hematit, nebo může docházet ke krystalizaci hematitu z goethitu (Cornell and Schwertmann, 2003).

Biologické aktivity jsou dalším faktorem ovlivňující magnetickou stavbu hornin. Bioturbace rostlinami a živočichy rozrušují horninovou stavbu (Tarling and Hrouda, 1993). Některé mikroorganismy (např. *Geobacter metallireducens*) zpracovávají ve svém metabolismu kationty železa za vzniku jemnozrnného magnetitu (Lovley *et al.*, 1987). Magnetotaktické bakterie produkují magnetit, který se může usazovat na povrchu sedimentů, hodnoty AMS však pravděpodobně ovlivňuje minimálně (Joseph, Rea and Pluijm van der, 1998) Heterotrofní bakterie sulfátovou redukcí vytvářejí v anoxických podmínkách sulfidy železa (např. greigit, pyrit), které v sedimentech často zodpovídá za zvýšenou hodnotu MS i její anizotropie (Sagnotti *et al.*, 1998; Reynolds *et al.*, 1999; Tribovillard *et al.*, 2002).

7.3. Deformace a magnetická stavba sedimentárních hornin

Deformace působící na horniny mění jejich strukturu a tudíž je patrná také ve změně magnetické stavby. Magnetická stavba hornin reaguje velmi citlivě na deformacezpůsobené i malým napětím (Hrouda, 1982). AMS může sloužit ke zjištění směrů hlavních napětí působících v dané oblasti na studovanou horninu. (Hrouda, 1982) U hornin postižených slabou deformací, kdy se původní magnetická stavba nepřeměnila kompletně, je vliv deformace často nejasný a vzniká kompozitní magnetická stavba, která může obsahovat rysy sedimentárních i tektonických procesů (Borradaile and Tarling, 1981; Kissel, 1986). Většinou se osy AMS orienují paralelně se směrem hlavních tektonických napětí (Borr adaile, 1988) nebo jsou orientovány ve směrech tektonických strukturních prvků (Borr

adaile and Jackson, 2010).

Vlivem napětí se objevují deformační mechanismy jako tlakové rozpouštění, rekrystalizace, krystalizace v tlaku, progresivní metamorfóza, které způsobují vznik nových, od primární sedimentární stavby odlišných magnetických staveb (Kligfield, Owens and Lowrie, 1981; Housen and van der Pluijm, 1991) a mohou také odhalit charakter procesů, jimiž vznikly (Hirt and Almqvist, 2012). Zároveň ale nemusí AMS novotvořených minerálů souviset se směry konečného napětí. Autigenezí při metamorfóze se z jílových minerálů vytváří muskovit, chlorit a biotit (Folk, 1968). Na odlišnou orientaci těchto minerálů například upozornil Housen and van der Pluijm (1991) na případu vzniku kliváže při přetisku tektonickou deformací ordovických břidlic, kde je výsledná AMS kontrolována primárně novotvořený chloritem, některé vzorky pyritem. Winkler et al. (1997) zaznamenal ovlivnění AMS autigenními železitými karbonáty ve slabě deformovaných slínovcích při studiu AMS v horninách na italském poloostrově, kdy výsledky AMS jasně nesouvisí s tektonickou historií oblasti.

Magnetickou stavbu (slabě) metamorfovaných hornin lze korelovat s deformačními procesy pouze v případě, že známe nositele signálu AMS (minerál/y případně zda se jedná o dia-, para- či feromagnetické komponenty) a víme-li, jakou mají magnetokrystalinní anizotropii a jak se při deformaci chovají. Při studiu tektonické magnetické stavby hornin se elipsoid AMS porovnává s elipsoidem konečné deformace. Vedle tektonických struktur se jako indikátory konečné deformace mohou v sedimentech použít fosilie, redukční skvrny (Kligfield, Owens and Lowrie, 1981), konkrece či deformované minerály. Korelace elipsoidů AMS a napětí je možné pouze pokud došlo k přetisku původní sedimentární stavby, tedy pouze v případě progresivní deformace, kdy se AMS výrazně promění (Borradaile and Jackson, 2010) a jestliže hornina neměla inverzní či nesrozumitelnou primární magnetickou stavbu (Borradaile and Henry, 1997).

7.3.1. Vrásnění a magnetická stavba hornin

Podle typu vrásnění, které postihuje sedimentární horniny se mění jejich magnetická stavba. Při rigidní deformaci rotují hlavní osy magnetické susceptibility kolem osy vrásy. „Odvrásněním“ lze získat původní orientaci primární magnetické stavby. Napětí působící při rotaci současně nebo také před či po ní, přetiskuje primární magnetickou stavbu horniny, která získává tektonický charakter.

7.3.2. Přetisk tektonickou deformací

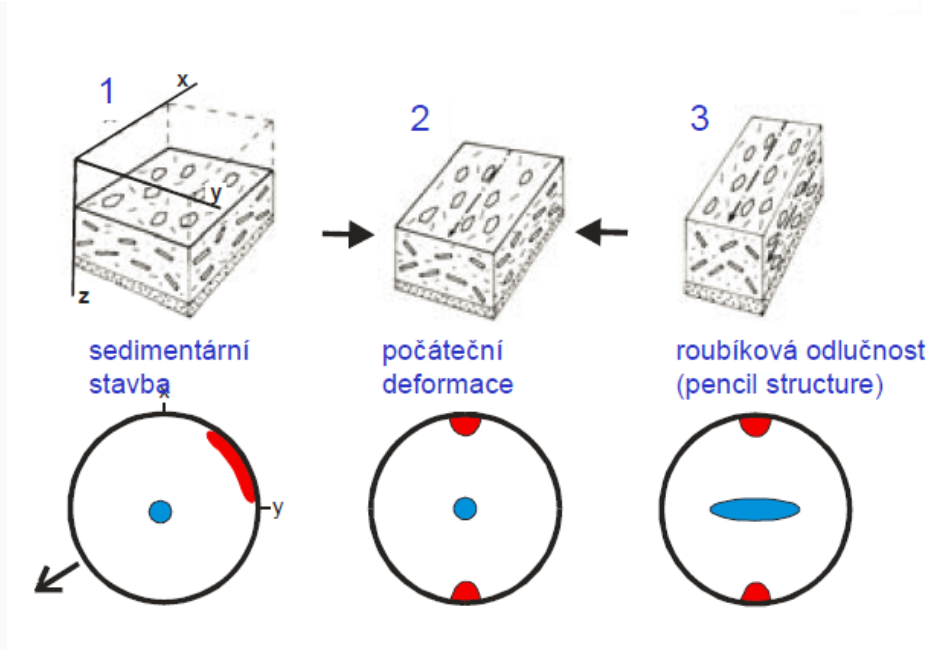
Deformace sedimentárních hornin produkuje typické magnetické stavby (Hrouda, 1982). Přechodem primární do sekundární magnetické stavby se mění orientace hlavních os susceptibility, dokonce se mohou orientovat do pozic přesně opačných. Pro každé stádium tektonického přetisku sedimentárních hornin je charakteristická jiná magnetická stavba. Přetisk lze rozfázovat podle modelu, který vytvořil Parés (1999) (obr.12, obr.13).

1. V nedeformované fázi je u zkompaktovaných sedimentárních hornin zachována sedimentární magnetická stavba s výraznou magnetickou foliací. Póly magnetické foliace jsou totožně orientované jako pól vrstevní plochy a magnetické lineace jsou orientované různými směry v ploše vrstevnatosti. Orientované v podobném směru (obr. 10, obr.12.1).

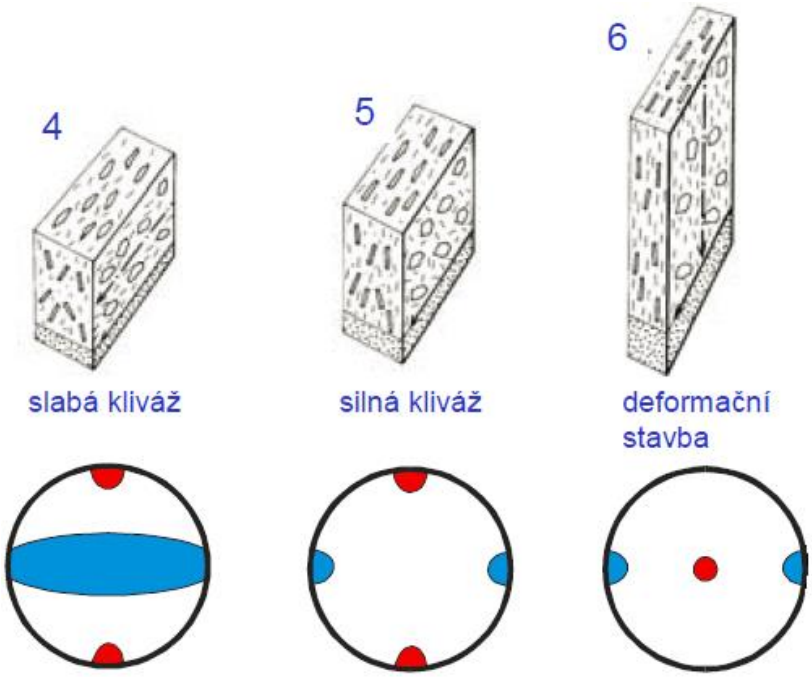
2. Pokud se uzavírají pórové struktury, zmenšuje se objem horniny. Dochází k malému tektonickému prodloužení, avšak stále převládá původní plochá magnetická stavba. Magnetické lineace se začínají orientovat kolmo k působícímu napětí, často ve stereografické projekci charakteristické bimodální konfigurací maximálních os susceptibility (obr12.2).

3. S počínající deformací se hornina stlačuje, magnetická foliace se zmírňuje a může dojít k protažení minerálů v směru přibližně kolmém na působící napětí, zároveň paralelní s osou vrásy (Kissel, 1986; Sagnotti *et al.*, 1998). Minimální osy susceptibility se oproti předchozímu stádiu nesměřují do jednoho bodu, ale začínají vytvářet pás.

4. Působí-li tektonického napětí dál za již konstantního objemu, formuje se prolátní roubíková odlučnost kolmá na směr deformace. Mezi minimální osou MS a pólem magnetické foliace se zvětšuje úhel. Minimální osa MS formuje ve stereografické projekci pás, který je paralelní se směrem zkrácení (osa Z deformačního elipsoidu) (obr.12.3) (Parés and Van Der Pluijm, 2002).



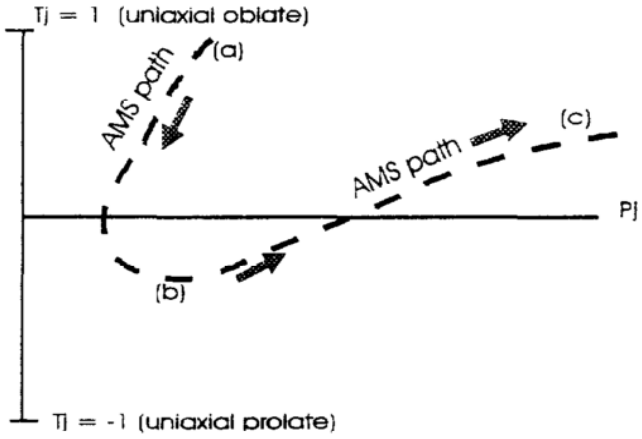
Obr.12: Počáteční fáze přetiskování sedimentární stavby tektonickou deformací. Červené shluky ve stereografické projekci znázorňují maximální osy MS, modré shluky odpovídají minimálním osám MS.



Obr.13: Vznik kliváže při přetiskování sedimentární stavby tektonickou deformací. Červené shluky ve stereografické projekci znázorňují maximální osy MS, modré shluky odpovídají minimálním osám MS.

5. Jak deformace pokračuje, stupeň anizotropie horniny se zvětšuje a vzniká slabá kliváž. Prolátní stavba se začíná zplošťovat. K prodloužení dochází podél osy κ_{min}a κ_{int} (tektonická osa Z a Y). Slabá kliváž prochází skrz původní vrstevní stavbu horniny. Ve stereografické projekci se tato fáze projevuje shluky minimálních os susceptibility, které jsou kolmé na novotvořenou kliváž. Maximální osy susceptibility směřují paralelně ve směru prodloužení v ploše kliváže. (obr.13.4)

6. Pokračuje-li deformace ve stejném režimu, vzniká silně vyvinutá kliváž a nakonec dojde k úplnému přepisu původní sedimentární stavby na deformační stavbu, kdy je osa κ_{min}orientovaná ve směru působícího napětí a κ_{max} směřuje k tomuto napětí kolmo. Hornina má poměrně vyvinutou anizotropii, elipsoid AMS je silně oblátní a magnetickou foliací je paralelní s klivážÍ. V intersekci původního zvrstvení a kliváže se tvoří magnetická lineace. (obr.13.5, obr.13.6) (Pares, Van Der Pluijm and Dinarès-Turell, 1999).



Obr.14: V Jelínkové grafu je znázorněn přechod elipsoidu AMS při tektonické deformace z oblátního tvaru (a) do prolátního (b). Dojde-li ke vzniku kliváže, elipsoid se opět deformuje do oblátního tvaru (c) (Parés, 2015).

7.4. Magnetická stavba karbonátů

Karbonáty jsou diamagnetické látky a mají tedy zápornou hodnotu MS a slabou AMS. Ta je však často zvýšena i malou příměsí paramagnetických či feromagnetických fází. Stupeň anizotropie nízce magnetických hornin s magnetickými příměsemi je potom často zdánlivě vysoký (Hirt and Almqvist, 2012). Hodnota a tvar elipsoidu AMS je odvislá od přítomnosti kationtů Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} (Schmidt, Günther and Hirt, 2006). Anizotropii karbonátových sedimentárních hornin kontroluje především magnetokrystalinní anizotropie. Nejdelší osa elipsoidu AMS, což v případě diamagnetických látek znamená nejzápornější hodnotu MS, se v kalcitu orientuje ve směru krystalografické osy c. Tato magnetická stavba

se označuje jako „inverzní“ (Borradaile and Jackson, 2010). Stejně tak i v sideritu je orientace osy κ_{max} totožná s osou c (Rochette, 1987). κ_{max} diamagnetického AMS elipsoidu se natáčí kolmo k foliaci nebo břidličnatosti (Borradaile and Jackson, 2010). Přednostní orientace minerálů v karbonátových horninách může vznikat při krystalizaci v napěťovém poli (Issachar, 2013) nebo plastickou deformací (Issachar, 2013). Pro rekonstrukci deformačních procesů těchto hornin je žádoucí odlišit zdroje AMS a vyhodnocovat pouze diamagnetickou karbonátovou složku AMS (Schmidt, Günther and Hirt,2006).

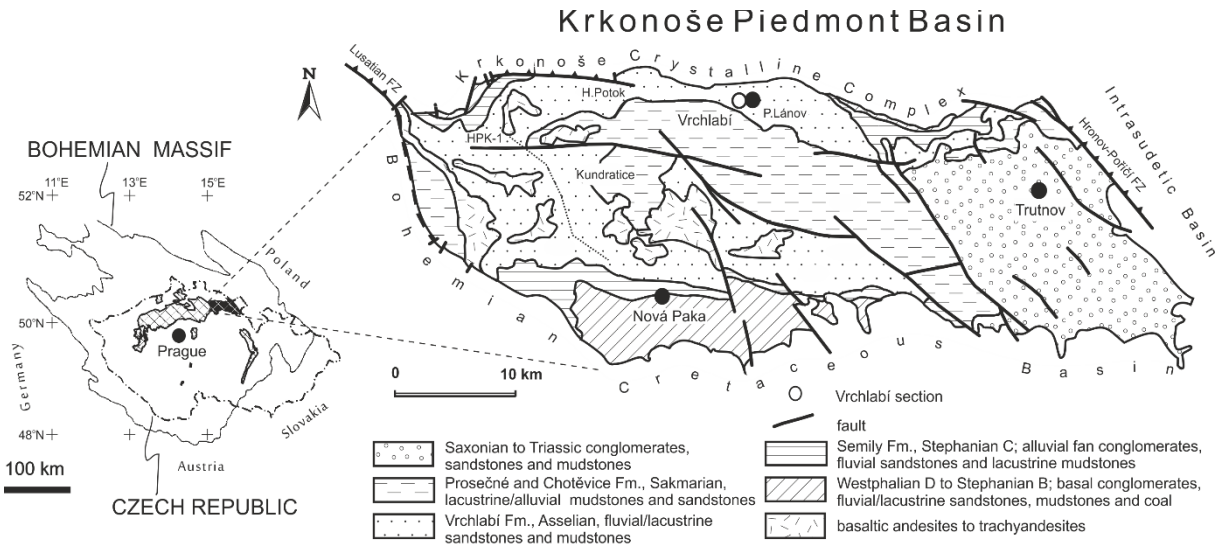
PRAKTICKÁ ČÁST

1. Geologický kontext

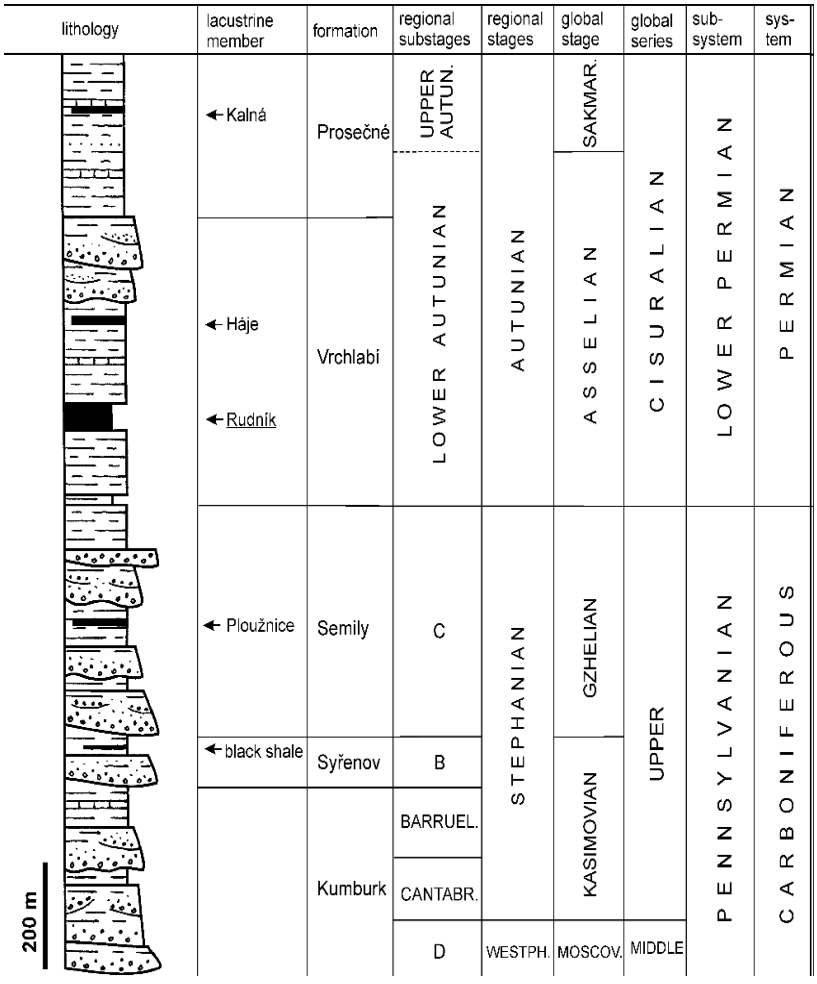
1.1. Podkrkonošská pánev

Jemnozrnné předbřežní sedimenty z profilu Vrchlabí náleží k rudnickému obzoru ve vrchlabském souvrství v podkrkonošské pánvi (obr. 13). Podkrkonošská pánev je součástí komplexu svrchnopaleozoických limnických pánví středních a západních Čech (Pešek et al., 2001). Vznik pánve je spjat s permo-karbonskými post-variskými tektonickými pohyby, které vytvořily vnitrohorský sedimentační prostor, ve kterém se akumulovaly sedimentární horniny derivované z okolních horstev (Malkovský, 1987), které dosahují mocnosti až 1800 m. Jedná se především o klastické sedimenty typu red-beds s vložkami jemnozrnnějších hornin o mocnosti několika desítek metrů. V severní části pánve se ve spodním permu nacházelo jezero, které dokládají lakustrinní sedimenty zaujímající oblast přibližně 300-500 km^2 o mocnosti až 130 m. Na severu docházelo k subsidenci jezera podél okrajového zlomu, čímž se vytvořil prudký svah. Jižní okraj byl tvořen pozvolným svahem. V nejhlubších částech jezera panovalo suboxické až anoxické prostředí, které se v důsledku klimatických změn periodicky měnilo na oxičtější. Klimatické změny ovlivňovaly rozlohu jezera a způsobovaly laterální faciální změny (Martínek *et al.*, 2006).

Vývoj pánve byl ovlivněn saxonskými tektonickými dextrálními posuny ve směru SSZ-JJV, při kterých byla pánev rozlámána na řadu dílčích částí. Ve střední a svrchní křídě pokračovaly tektonické pohyby dextrálního charakteru podél lužického a sudetského zlomu. Od svrchní křídy do konce eocénu byla pánev deformována v transtenzním/extenzním režimu. Při S-J kompresi související s alpinským vrásněním došlo v pánvi k několika násunům podél dříve oslabených zón (Martínek, Uličný and Grygar, 2002)



Obr. 13: Zjednodušená geologická mapa podkrkonošské pánve s vyznačeným profilem Vrchlabí (Martínek *et al.*, 2006; upraveno).

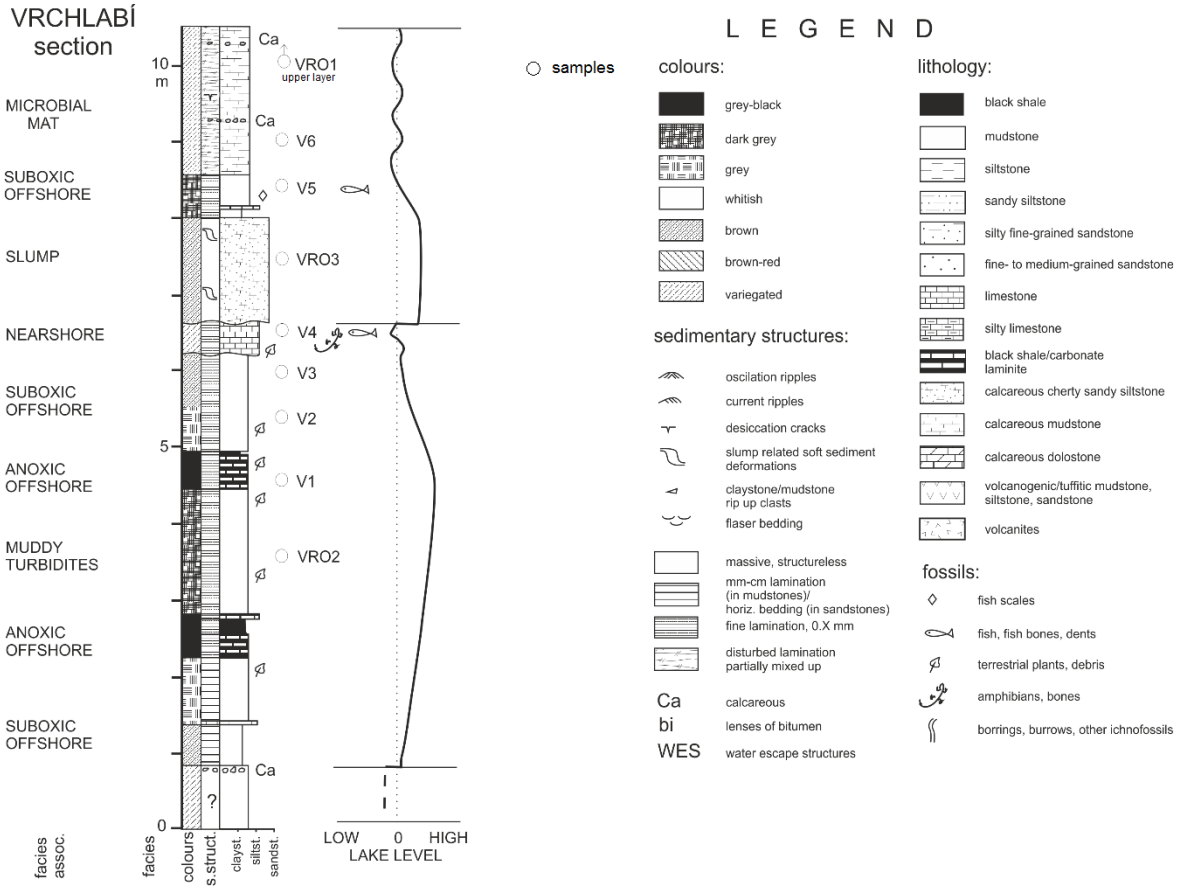


Obr. 14: Stratigrafie a litologie centrální části podkrkonošské pánve. (Martínek *et al.*, 2006)

1.2. Vrchlabské souvrství, profil Vrchlabí

Vrchlabské souvrství se nachází ve střední a západní části podkrkonošské pánve, tvoří ho aluviální a jezerní sedimenty. Jezerní sedimenty jsou často vyvinuty v severní části pánve ve facii černých břidlic rudnického obzoru. V jižní části pánve se vyskytují převážně fluviální či aluviální staropacké pískovce. Centrální část pánve je charakteristická střídáním hrubších fluviálních a jemnějších jezerních sedimentů (Prouza a Tásler 2001).

Profil Vrchlabí je tvořen asi 600 m dlouhým výchozem jezerních sedimentů rudnického obzoru JJV-SSZ směru, nacházející se v zářezu silničního obchvatu kolem města. (Drábková et al., 1990). Profil je situován na severním okraji podkrkonošské pánve. Tvoří ho asi 130 m mocný sled, rozličných laminovaných kalovců, černých břidlic, mělkovodních karbonátů a laminitů (obr. 15) (Martínek *et al.*, 2006).



Obr.15: Profil Vrchlabí s vyznačenými polohami vrtaných vzorků. Vzorek VRO1 se nachází asi 40 m ve stratigrafickém nadloží, 90m jižním směrem od polohy V6 .Jsou zde popsány litologie a sedimentární struktury jednotlivých poloh a jejich sedimentační prostředí. Změny ve výšce jezerní hladiny jsou též naznačeny (Martínek et al., 2006; upraveno).

2. Magnetická stavba

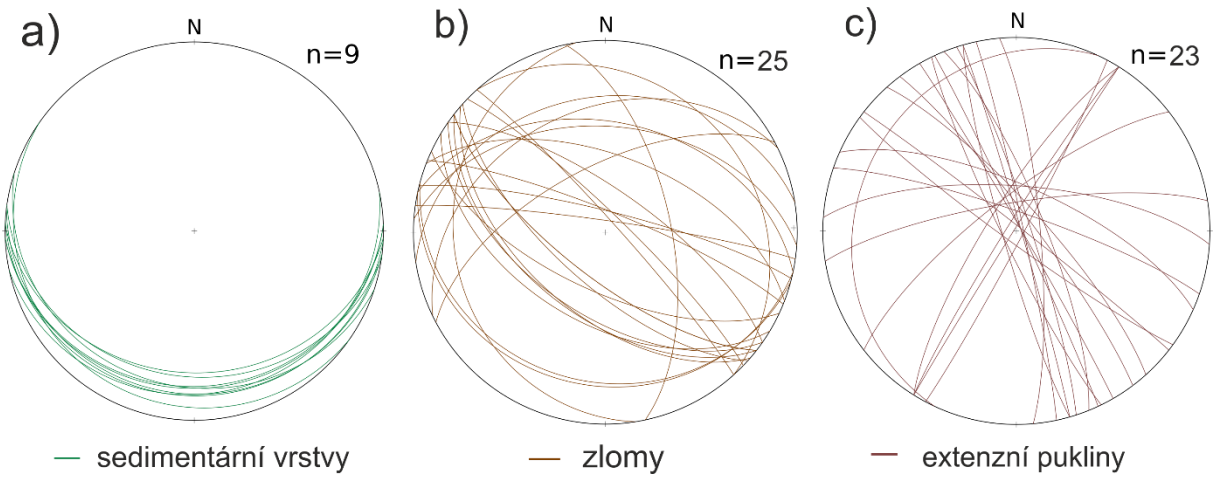
2.1. Metodika

Z profilu Vrchlabí se z 9 poloh odlišných litologií odvrtaly vzorky ve formě orientovaných válečků. Polohy nazvané VRO1, VRO2 a VRO3 byly odebrány v rámci rozsáhlejšího výzkumu tektonického vývoje podkrkonošské pánve v roce 2016. Následující rok jsme odvrtali 6 dalších poloh V1-V6. Válečky byly v brusírně Přírodovědecké fakulty rozřezány na dohromady 175 válcovitých vzorků o rozměrech ~22 × 25 mm.

V Laboratoři magnetismu hornin na Ústavu geologie a paleontologie Přírodovědecké fakulty Univerzity Karlovy jsem změřila jejich AMS (v poli 200 A/m). Měření jsem prováděla na Kappamůstku-MFK1A od firmy AGICO, výsledky jsem zpracovávala v programu Anisoft 4.2. Výsledné diagramy jsem doplnila strukturními prvky, které jsem vytvořila v programu OpenStereo.

2.2. Terénní strukturní měření

V zájmovém profilu byly měřeny plochy sedimentární vrstevnatosti a naložené struktury křehké deformace (zlomy a extenzní pukliny). Tabulka strukturních měření je uvedena v příloze 1. Tato tektonická měření byla použita na vyhodnocení výsledků analýzy magnetické anizotropie. Plochy sedimentární vrstevnatosti upadají poměrně homogenně pod mírnými úhly k jihu (obr. 17a). Zjištěné zlomové struktury mají převážně průběh ve směru ~ZSZ-VJV s větší variabilitou ve sklonu zlomové plochy (obr. 17b). Nicméně hlavní orientační maxima měřených zlomů odpovídají strmému až střednímu sklonu k ~JJZ až JZ. Striace (rýhování) upadá převážně po spádnici zlomových ploch. Indikátory kinematiky pohybu na zlomech byly pozorovány vzácně, v převaze se jedná o násunové zlomy s přesunem k ~SSV. Extenzní pukliny mají subvertikální orientaci, tvoří dvě výrazná orientační maxima v průběhu ~SSZ-VJV a ~SV-JZ (obr. 17c).

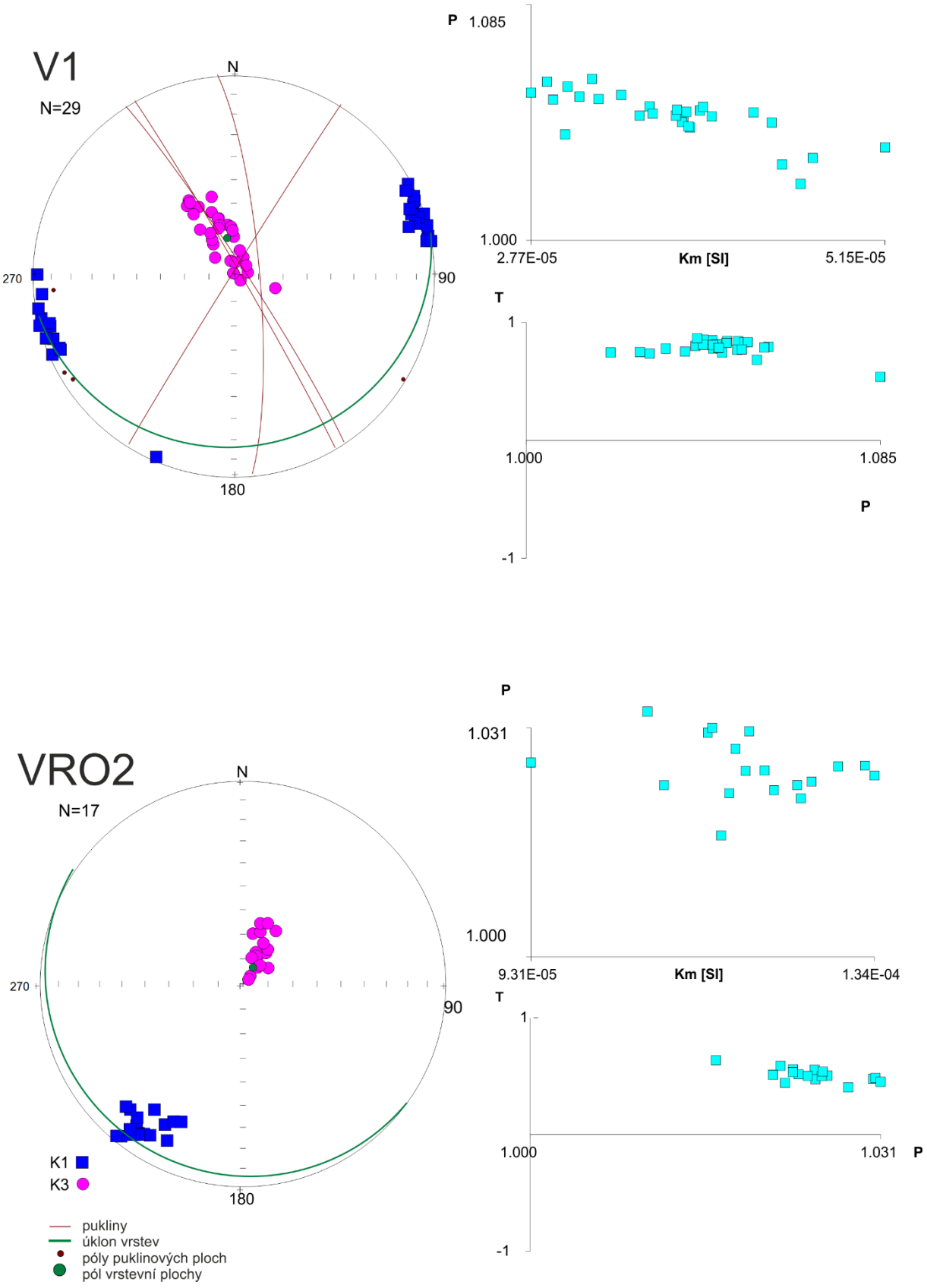


Obr.17: Orientační diagramy tektonických měření: a) orientace sedimentární vrstevnatosti; b) orientace zlomových ploch; c) orientace ploch extenzních puklin. Plochojevná projekce na spodní polokouli.

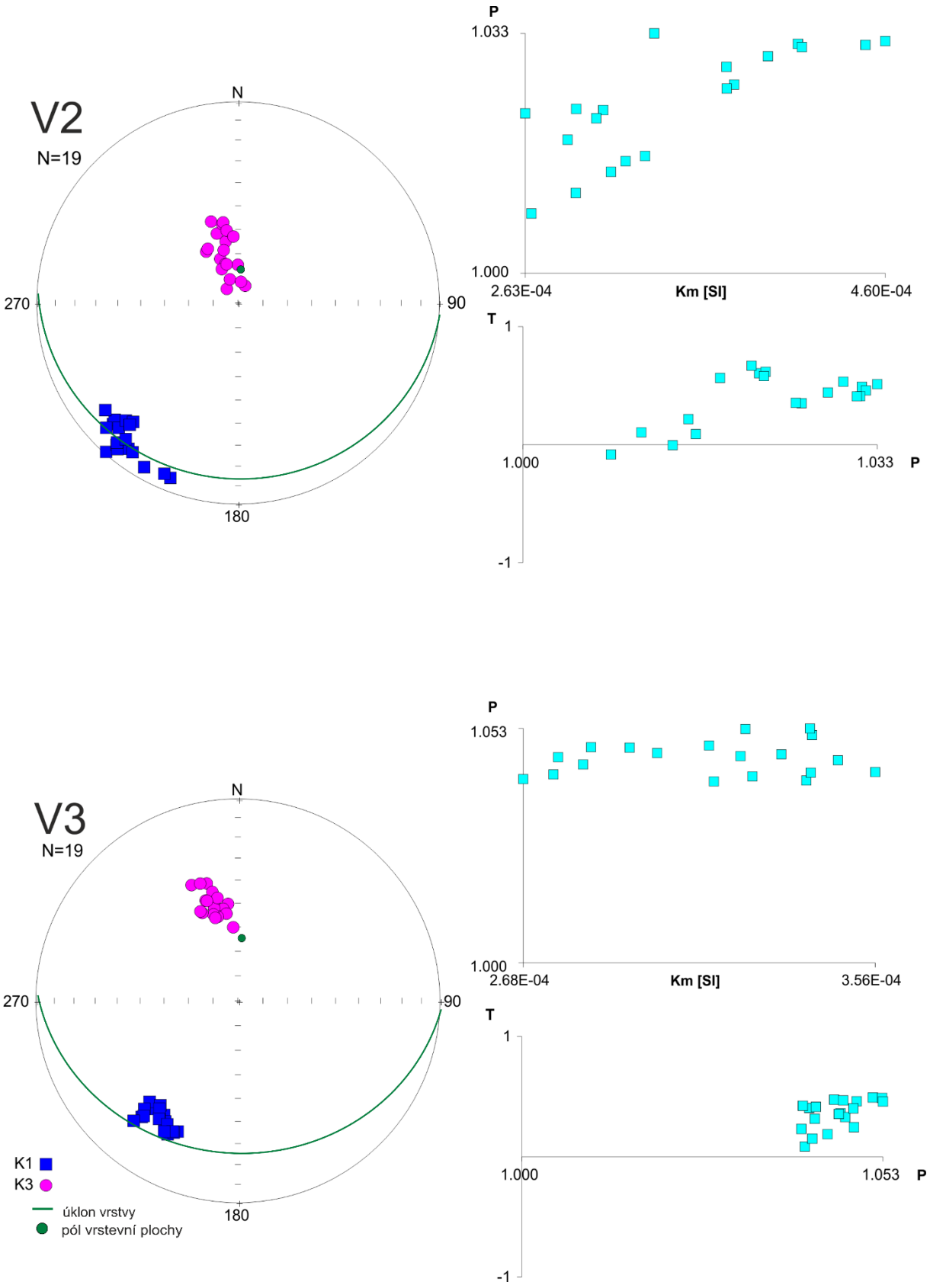
2.3. Grafické znázornění AMS

Na následujících stránkách prezentuji naměřené výsledky AMS. Stereografická projekce znázorňuje orientaci magnetické lineace (osa K1) a pólu magnetické foliace (osa K3). V pravém horním rohu je umístěn graf, který na ose x vyjadřuje hodnotu magnetické susceptibility (Km) a na ose y stupeň anizotropie (P). Pod ním se nachází Jelínkův P-T diagram, který naznačuje tvar elipsoidu AMS. Pokud je tvarový parametr (T) > 0, magnetický elipsoid je oblátní, pokud je tvarový parametr (T) < 0, magnetický elipsoid je prolátní. Blíží-li se hodnota tvarového parametru (T) k 0, magnetický elipsoid má neutrální tvar.

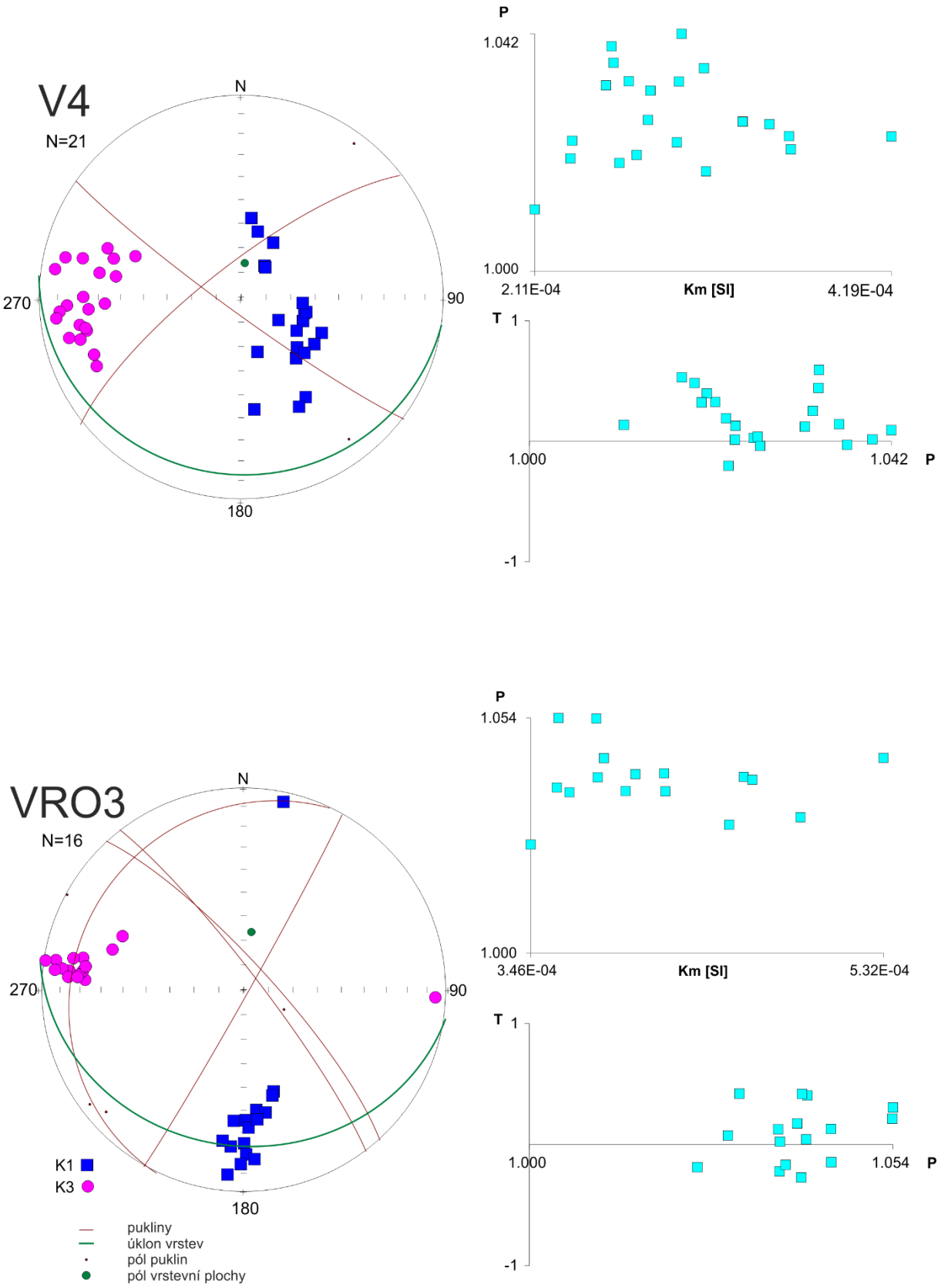
V projekcích je vynesena sedimentární vrstevnatost naměřená v poloze daného vzorku. Pro potřeby interpretace jsou u vybraných poloh v diagramech vykresleny tektonické prvky naměřené v těsné blízkosti vzorků: extenzní pukliny a zlomy.



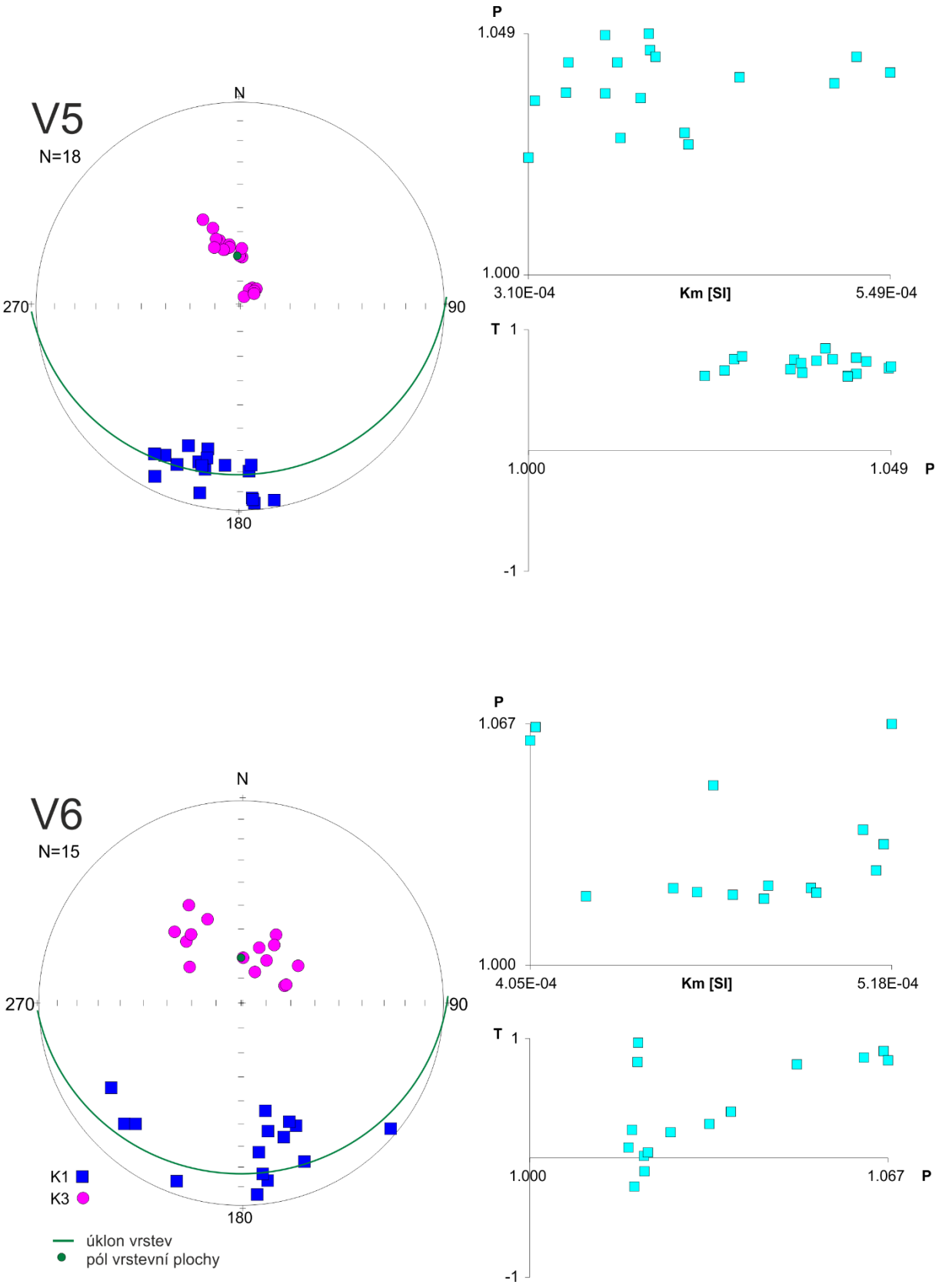
Obr.18: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorku V1 a VRO2. Plochojevná projekce na spodní polokouli.



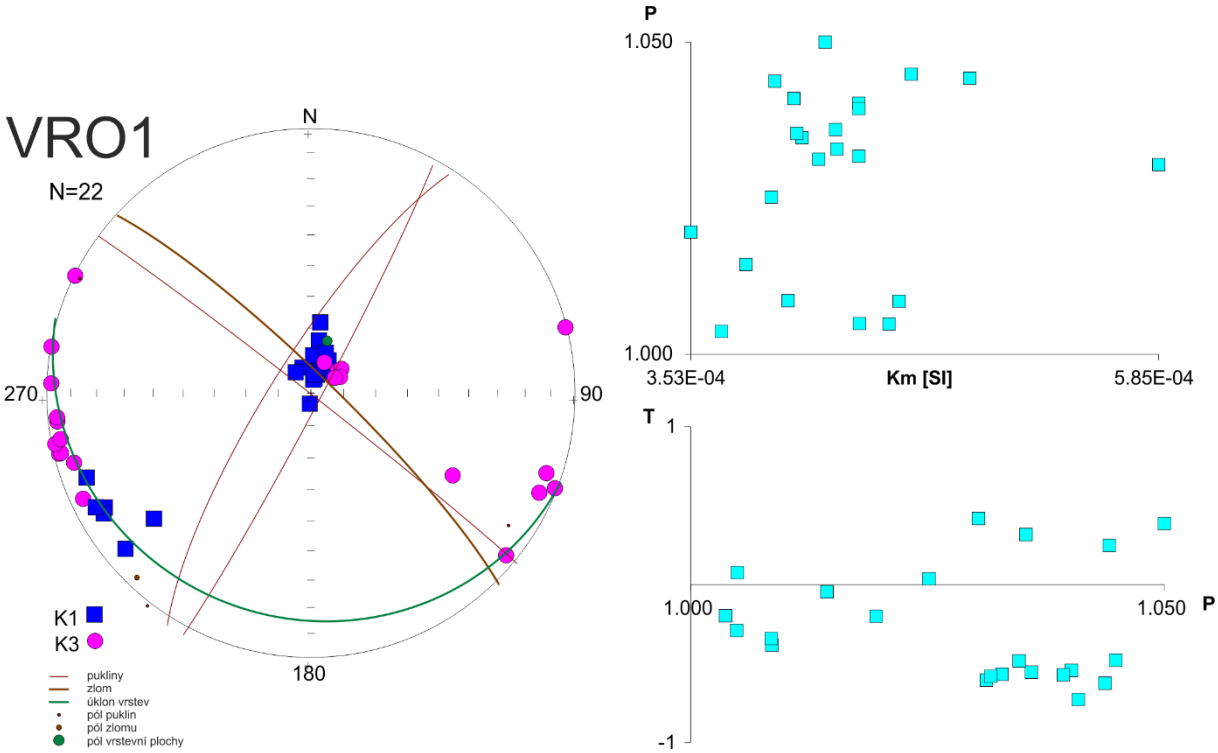
Obr.19: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorku V2 a V3. Plochojevná projekce na spodní polokouli.



Obr. 20: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorků V4 a VRO3. Plochojevná projekce na spodní polokouli.



Obr.21: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorku V5 a V6. Plochojevná projekce na spodní polokouli.



Obr. 22: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorku VRO1. Plochojevná projekce na spodní polokouli.

2.4. Výsledky AMS pro jednotlivé polohy

V1: Polohu tvoří střídající se vrstvy 0.2 – 2 mm mocných lamin organickou hmotou bohatých mikritických kalovců, černých lamin kalovců bohatých na organickou hmotu a čistých mikrosparitových lamin. Laminace má směr 168/15. Hodnota magnetické susceptibility (Km) vzorků se pohybuje mezi hodnotami $2,77*10^{-5}$ a $5,15*10^{-5}$ SI (průměrná hodnota je $3,71*10^{-5}$). Stupeň anizotropie (parametr P) je nízký, pohybuje se mezi 1,020 – 1,085. Hodnota tvarového parametru (T) dosahuje hodnot od 0,550 –do 0,820, elipsoid AMS je oblátní. Průměrná orientace magnetické lineace je 244/3 a 71/3, průměrná orientace pólů magnetické foliace je 244/74.

VRO2: V této poloze se nacházejí distální turbidity, jejichž poslední člen je dolomitický organikou bohatý kalovec, rytmicky se střídající s laminami jílovitého a prachovitého kalovce. Na vrstevních plochách je přítomen pyrit. Vrstevnatost má orientaci 215/9. Hodnota magnetické susceptibility (Km) vzorků se pohybuje mezi hodnotami $9,31*10^{-5}$ a $1,34*10^{-4}$ SI (průměrná hodnota je $1,18*10^{-4}$). Stupeň anizotropie (parametr P) je relativně nízký, pohybuje se mezi 1,016 – 1,031. Hodnota tvarového parametru (T)

dosahuje hodnot od 0,390 do 0,650, mají tedy mírně oblátní až oblátní elipsoidy AMS. Průměrná orientace magnetické lineace je 215/14 a pólů magnetické foliace je 27/75.

V2: Poloha je tvořena zrnitostně laminovaným kalovcem šedé barvy, laminace má orientaci 183/14. Hodnoty magnetické susceptibility (Km) vzorků se pohybují mezi $2,63*10^{-4}$ a $4,60*10^{-4}$ SI (průměrná hodnota je $3,45*10^{-4}$). Stupeň anizotropie (parametr P) se pohybuje mezi 1,08 – 1,033. Hodnoty tvarového parametru T většiny vzorků jsou od -0,100 do 0,670, mají tedy neutrální až mírně oblátní tvar magnetického elipsoidu. Průměrná orientace magnetické lineace je 220/12 a pólů magnetické foliace je 344/68.

V3: Poloha je tvořena laminovaným kalovcem hnědé barvy, laminace má orientaci 182/26. Hodnoty magnetické susceptibility Km vzorků se pohybuje od $2,68*10^{-4}$ do $3,56*10^{-4}$ SI (průměrná hodnota je $3,15 *10^{-4}$). Stupeň anizotropie (parametr P) je relativně nízky, pohybuje se v rozmezí 1,041 – 1,053. Hodnoty tvarového parametru (T) vzorků jsou od 0,080 do 0,500, mají tedy neutrální až mírně oblátní tvar elipsoidu AMS. Průměrná orientace magnetické lineace je 214/29 a pólů magnetické foliace je 345/49.

V4: Poloha je tvořena laminovaným vápencem fialovo-červeného zbarvení, ve kterém se střídají 0.2-2 mm mocné laminy jílovitého mikrosparitu s obsahem organické hmoty. Hodnota magnetické susceptibility (Km) se pohybuje mezi hodnotami $2,11*10^{-4}$ a $4,19*10^{-4}$ SI (průměrná hodnota je $2,91*10^{-4}$). Stupeň anizotropie (parametr P) se pohybuje mezi 1,011 – 1,042. Hodnota tvarového parametru (T) nabývá hodnot od -0,230 do 0,580. Tvar magnetického elipsoidu je tedy neutrální až oblátní. Průměrná orientace magnetické lineace je 111/67 a pólů magnetické foliace je 265/20.

VRO3: Poloha masivního písčitého kalovce cementovaného kalcitovým tmelem, s vulkanickou napadávkou, ve které se nacházejí skluzové struktury, rip-up klasty podložních hornin. Vrstvy mají směr 188/24. Hodnota Km se pohybuje mezi 3,46*10-4 a $5,32*10^{-4}$ SI (průměrná hodnota je $4,14*10^{-4}$). Stupeň anizotropie (parametr)P se pohybuje mezi hodnotami 1,025-1,054. Tvarový parametr T dosahuje hodnot od -0,320 do 0,410, magnetické elipsoidy přechází z mírně prolátních přes neutrální do mírně oblátních tvarů. Průměrná orientace magnetické lineace je 178/29 a pólů magnetické foliace je 277/15.

V5: Laminované kalovce tmavě šedé barvy této polohy mají úklon vrstev ve směru 178/18. Hodnota Km vzorků se pohybuje mezi $3,10*10^{-4}$ a $5,49*10^{-4}$ SI. Stupeň anizotropie (parametr P) se pohybuje mezi hodnotami 1,024 -1,049 (průměrná hodnota je $3,99*10^{-4}$). Tvarový parametr (T) dosahuje hodnot od 0,600 až 0,870, elipsoid AMS je středně až poměrně silně oblátní. Průměrná orientace magnetické lineace je 199/17 a pólů magnetické foliace je 351/70

V6: V poloze tohoto laminovaného karbonát se střídají laminy jílovitých mikrosparitových lamin s laminami bohatými částečně oxidovanou organickou hmotou. Směr laminace je 178/19. Hodnota Km vzorků se pohybuje mezi $4,05*10^{-4}$ a $5,18*10^{-4}$ SI

(průměrná hodnota je 4,71*10^{-4}). Stupeň anizotropie P se pohybuje mezi hodnotami 1,016 -1,067. Tvarový parametr (T) má hodnoty od -0,270 do 1,000, elipsoid AMS se mění z mírně prolátního, přes neutrální až po silně oblátní. Průměrná orientace magnetické lineace je 179/21 a pólů magnetické foliace je 3/68.

VRO1: Poloha VRO1 je tvořena černými břidlicemi, s orientací vrstevních ploch 198/19. Hodnota susceptibility (Km) vzorků se pohybuje mezi hodnotami 3,53*10-4 a 5,85* 10^{-4} (průměrná hodnota je 4,27*10^{-4}). Stupeň anizotropie P se pohybuje mezi hodnotami 1,004 – 1,050. Tvarový parametr (T) se pohybuje mezi hodnotami -0,730 a 0,420. Tvar magnetického elipsoidu přechází z poměrně silně prolátního přes neutrální po mírně oblátní. Průměrná hodnota magnetické lineace je 351/80 a pólů magnetické foliace je 108/5.

3. Interpretace

Na základě provedené AMS analýzy (na vzorcích V1, VRO2, V3, V4, VRO3, V5, V6, VRO1 z profilu Vrchlabí) a jejího srovnání s výsledky terénní strukturní analýzy (kapitola 2.2) vyplývá, že ve studované části sedimentárního komplexu jsou zachovány jednak magnetické stavby depozičního charakteru a dále stavby vzniklé vlivem tektonického přetisku (deformace).

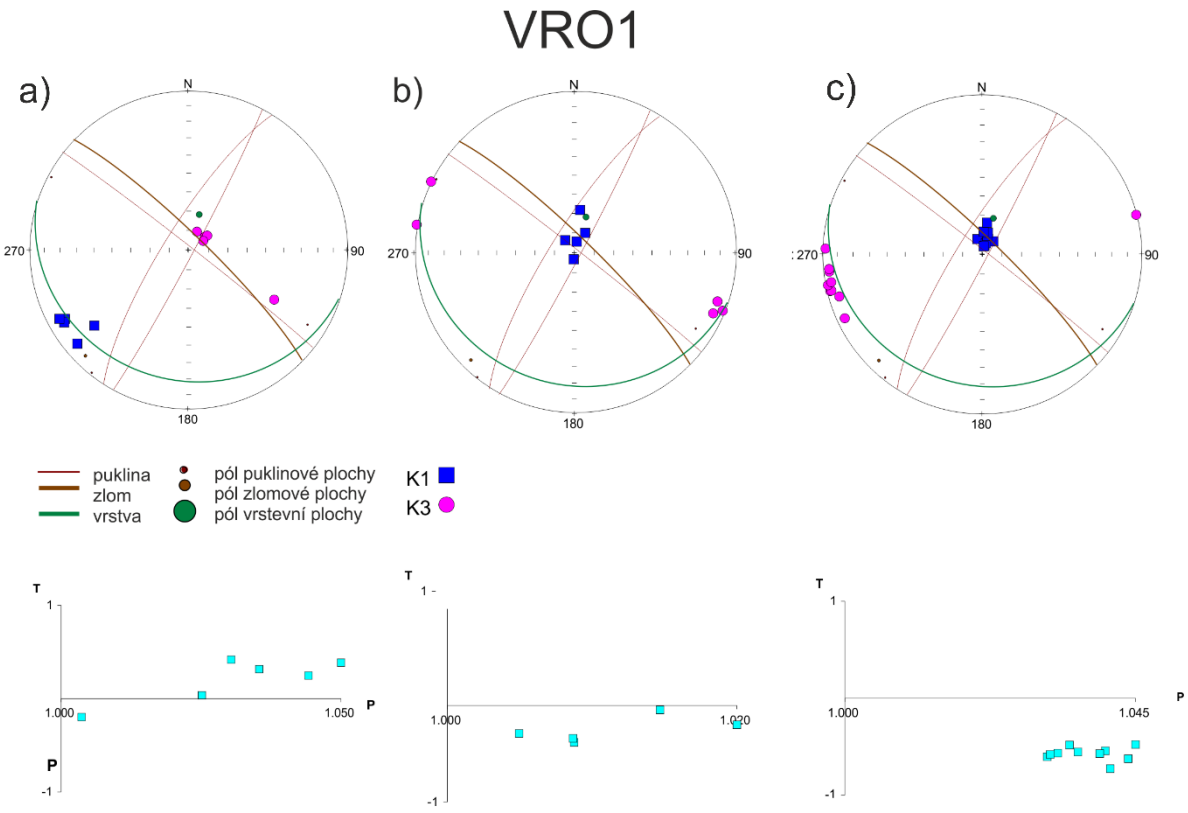
AMS stavby depozičního charakteru se vyznačují shodou v orientaci měřené sedimentární vrstevnatosti (mírný sklon k J až JJZ) a ploch magnetické foliace (vzorky V1, VRO2, V2, V3, V5,). Tyto vzorky obsahují magnetické lineace tvořící výrazná maxima s mírnými sklony k JZ (průměrná orientace magnetické lineace 222/14). Stupeň anizotropie (parametr P) v těchto případech nabývá relativně nízkých hodnot v rozmezí 1,008 – 1,058. Odpovídající hodnoty tvarového parametru (T) v rozmezí -0,090 – 0,870 systematicky ukazují na oblátní charakter těchto staveb.

Na základě studie Rees (1965), Parés (2015) a dalších, je možné tyto magnetické stavby interpretovat jako depoziční. Tyto stavby vznikají ukládáním sedimentů ze suspenze a následnou kompakcí, která umocní oblátní stavbu. Jelikož však vzorky mají výrazná maxima magnetické lineace, je předpokládána výrazná kompakce a protažení ve směru magnetické lineace k ZJZ až JZ. K vyvinutí výrazné lineace mohl přispět tektonický přetisk (Sagnotti *et al.*, 1998), při kterém docházelo k reaktivaci ploch původní vrstevnatosti s výrazným příspěvkem protažení ve směru paralelním s magnetickou foliací. (ZJZ-VSV), což odpovídá výrazným maximům v orientaci magnetické lineace (obr.18, obr.19, obr. 21) Tyto události by mohly korespondovat s eventem celkového zkrácení sevení části pánve ve

směru JJZ-SSV, což bylo spojeno s přesunutím sedimentů permokarbonu k severu. (Martínek, Uličný and Grygar, 2002)

Vzorky VRO3 a VRO1 vykazují odlišné typy a orientace magnetických staveb, které jsou pravděpodobně výsledkem interference původních depozičních staveb (viz výše) a naložené tektonické deformace (Housen, Richter and van der Pluijm, 1993). Na možnou rekonstrukci superpozice tektonické deformace byl použit AMS záznam na vzorku VRO1 (obr. 23), který pravděpodobně vykazuje jednotlivá stádia superpozice staveb. Model tektonického přetisku je popsána v práci Pares, Van Der Pluijm and Dinarès-Turell, (1999). Část měřených dat ukazuje na reliktní sedimentární stavby (magnetická foliace paralelní se sedimentární vrstevnatostí a magnetické lineace směřující k JJZ, oblátní tvar T; obr 23a). Druhé orientační maximum (strmá magnetická foliace v průběhu SSV-JJZ; obr 23b) s neutráním tvarem magnetického elipsoidu a mírně vyššími hodnotami P pravděpodobně odpovídá částečné superpozici (přetisku) a třetí orientační maximum (strmá magnetická foliace v průběhu SSZ-JJV; obr 23c) s prolátním tvarem magnetického elipsoidu a mírně vyššími hodnotami P pravděpodobně odpovídá finální superpozici (přetisku) původních sedimentárních staveb. Tento typ magnetické stavby lze interpretovat jako tektonický přetisk vlivem V–Z zkrácení a protažení ve vertikálním směru (paralelní s lineací), pravděpodobně zaznamenávající pozdní vnitrodeskovou deformaci pánve.

Výjimku tvoří lokalita V4 (obr.20), jejíž průměrná orientace magnetické lineace je 111/67 a magnetické foliace je 265/20. Prostorové parametry jsou projekci rozptýlená přibližně v S-J směru od průměrných hodnot. Magnetický elipsoid je triaxiální až oblátní. Magnetická stavba je výrazně odlišná od zbytku studovaných vzorků, což může být způsobeno tím, že poloha je tvořena vápencem, který obsahuje kalcit s inverzní magnetokrystalinní anizotropií (Schmidt, Günther and Hirt, 2006). Vzhledem k paramagnetické hodnotě MS ($2{,}91*10^{-4}$) je zřejmě magnetická stavba ovlivněna jílovými minerály a pravděpodobně i malou příměsí autigenních oxidů železa (magnetitu) (Borradaile, Almqvist and Geneviciene, 2012).



Obr. 23: Orientace magnetické stavby a strukturních prvků vzorku VRO1 a související P-T diagramy: a) sedimentární depoziční magnetická stavba, b) magnetická stavba vzniklá superpozicí primární a sekundární (tektonické) stavby, c) sekundární (tektonická) magnetická stavba. Plochojevná projekce na spodní polokouli.

4. Závěr

AMS analýzy vzorků z profilu Vrchlabí prokázala v porovnání se strukturním měřením několik typů magnetických staveb. Nejčastěji si vzorky zachovaly sedimentární magnetickou stavbu, která vznikla pelagickou sedimentací ze suspenze v klidném jezerních prostředí. Magnetická stavba sedimentů byla umocněna diagenetickou kompakcí a mírně ovlivněna tektonickým zkrácením. Ve magnetické stavbě vzorku VRO3 je zachycena mezifáze tektonického přetisku. Část průběhu tektonického přetisku je zachována v magnetické stavbě vzorku VRO1, který vykazuje tři různé typy magnetických staveb: primární (sedimentární) magnetickou stavbu, stavbu odpovídající počátkům deformace a sekundární (tektonickou) magnetickou stavbu, související se S-J zkrácením severní části podkrkonošské pánve. Magnetická stavba vzorku V4 zřejmě souvisí s inverzní magnetickou stavbou kalcitu.

Příloha 1

	Vrstevnatost	
Poloha	směr sklonu	sklon
VRO1	198	19
VRO2	215	9
VRO3	188	24
V1	168	15
V2	183	14
V3	182	26
V4	187	15
V5	178	18
V6	178	19

Tabulka 1: Výsledky strukturního měření sedimentární vrstevnatost ve zkoumaných polohách.

Zlom		Striace		Kinematika / výplň
směr sklonu	sklon	směr sklonu	sklon	
48	85			
44	82	322	16	antraxolit
364	44	112	36	
221	55	174	50	
351	30			
218	54	181	52	násun
192	21			násun
261	22			
215	55	182	54	násun
222	68			
8	85	72	37	
21	57	84	36	
218	71	148	38	pokles
78	62	27	48	pokles
211	51	185	45	
35	72			
218	71	78	38	
22	81	121	5	dextrální
14	81			
205	65	125	32	
12	42			
48	22			
332	62			
334	36			
195	23			

Tabulka 2: Výsledky strukturního měření zlomů a striací ve zkoumaných polohách.

	Extenzní Pukliny						
Poloha	směr sklonu	sklon	Výplň	směr sklonu	sklon	Výplň	směr sklonu
VRO1	118	87		302	78		38
VRO2	302	86		68	78		65
VRO3	295	18		48	79		53
V1	60	88		302	89		85
V2	254	84		244	84	limonit, pyrit	351
V3	72	84		74	88		4
V4	322	76	kalcit	216	85	antraxolit	
V5	24	71	antraxolit	19	82	antraxolit	78

Tabulka 3: Výsledky strukturního měření extenzních puklin v zájmové části profilu Vrchlabí

SEZNAM LITERATURY

Abdeldayem, A. L., Ikehara, K. and Yamazaki, T. (2004) 'Flow path of the 1993 Hokkaido-Nansei-oki earthquake seismoturbidite, suthern margin of the Japan sea north basin, inferred from anisotropy of magnetic susceptibility', *Geophysical Journal International*, 157(1), pp. 15–24. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02210.x.

Baroni, C., Gentili, R. and Armiraglio, S. (2013) 'Vegetation Analysis on Composite Debris Cones' in Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M. and Rudolf-Miklau, F. (eds.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones: Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment.* Dorndrecht: Springer, pp. 187–201. doi: 10.1007/978-94-007-4336-6.

Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*. Upper Saddle River, N.J: Pearson Prentice Hall.

Borradaile, G. J. (1988) 'Magnetic susceptibility, petrofabrics and strain', *Tectonophysics*, 156(1–2), pp. 1–20. doi: 10.1016/0040-1951(88)90279-x.

Borradaile, G. J. and Henry, B. (1997) 'Tectonic applications of magnetic susceptibility and its anisotropy', *Earth-Science Reviews*, 42(1–2), pp. 49–93. doi: 10.1016/S0012-8252(96)00044-X.

Borradaile, G. J. and Jackson, M. (2004) 'Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS): magnetic petrofabrics of deformed rocks', *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), pp. 299–360. doi: 10.1144/GSL.SP.2004.238.01.18.

Borradaile, G. J. and Jackson, M. (2010) 'Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM)', *Journal of Structural Geology*, 32(10), pp. 1519–1551. doi: 10.1016/j.jsg.2009.09.006.

Borradaile, G. J. and Tarling, D. H. (1981) 'The influence of deformation mechanisms on magnetic fabrics in weakly deformed rocks', *Tectonophysics*, 77(1–2), pp. 151–168. doi: 10.1016/0040-1951(81)90165-7.

Borradaile, G. J., Almqvist, B. S. G. and Geneviciene, I. (2012) 'Anisotropy of magnetic susceptibility (AMS) and diamagnetic fabrics in the Durness Limestone, NW Scotland', *Journal of Structural Geology*. Elsevier Ltd, 34, pp. 54–60. doi: 10.1016/j.jsg.2011.10.008.

Boyer, B. W. (1982) 'Green River laminites: does the playa-lake model really invalidate the stratified-lake model?', *Geology*, 10(6), pp. 321–324.

Canón-Tapia, E. and Mendoza-Borunda, R. (2014) 'Magnetic petrofabric of igneous rocks: Lessons from pyroclastic density current deposits and obsidians', *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 289, pp. 151–169. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2014.11.006.

Cohen, A. S. (2003) *Paleolimnology : the history and evolution of lake systems*. New York: Oxford University Press.

Cornell, R. M. and Schwertmann, U. (2003) *The Iron Oxides: Structure, Properties, Reactions and Uses.* Weinheim: Wiley-VCH. doi: 10.1016/j.tca.2005.08.011.

Dietrich, W. E. (1982) 'Settling velocity of natural particles', *Water Resources Research*, 18(6), pp. 1615–1626. doi: 10.1029/WR018i006p01615.

Drábková, J., Šimůnek, Z. and Zajíc, J. (1990) *Paleontologické zpracování sběrů z lokality Vrchlabí - zářez silnice na jz. okraji města, výzkum uhlonosných formací Českého masívu.* Praha: Ústřední ústav geologický.

Dunlop, D. J. and Özdemir, Ö. (1997) *Rock Magnetism: Fundamentals and Frontiers*. Cambridge: Cambridge University Press.

Elmore, R. D. *et al.* (2012) 'Remagnetization and Chemical Alteration of Sedimentary Rocks', *Geological Society, London, Special Publications*, 371(1), p. 282. doi: 10.1144/SP371.15.

Folk, R. L., Andrews, P. B. and Lewis, D. W. (1970) 'Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand', *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 13(4), pp. 937–968. doi: 10.1080/00288306.1970.10418211.

Folk, R. L. (1968) 'Petrology of the sedimentary rocks', *Geomorphology*, 4(2), p. 190. doi: 10.1016/0169-555X(91)90027-8.

Galehouse, J. S. (1968) 'Anisotropy of Magnetic Susceptibility as a Paleocurrent Indicator : A Test of the Method', *Geological Society of America Bulletin,* 79(3), pp. 387–390. doi: 10.1130/0016-7606(1968)79[387:AOMSAA]2.0.CO;2

García-Lasanta, C. *et al.* (2014) 'Understanding the Mesozoic kinematic evolution in the Cameros basin (Iberian Range, NE Spain) from magnetic subfabrics and mesostructures', *Journal of Structural Geology*, 66, pp. 84–101. doi: 10.1016/j.jsg.2014.05.013.

Gilli, A. *et al.* (2013) 'Lake Sediments as Archives of Recurrence Rates and Intensities of Past Flood Events' in Schneuwly-Bollschweiler, M., Stoffel, M. and Rudolf-Miklau, F. (eds.) *Dating Torrential Processes on Fans and Cones: Methods and Their Application for Hazard and Risk Assessment.* Dorndrecht: Springer. doi: 10.1007/978-94-007-4336-6.

Hirt, A. M. and Almqvist, B. S. G. (2012) 'Unraveling magnetic fabrics', *International Journal of Earth Sciences*, 101(3), pp. 613–624. doi: 10.1007/s00531-011-0664-0.

Hounslow, M. W. (2001) 'The crystallographic fabric and texture of siderite in concretions: Implications for siderite nucleation and growth processes', *Sedimentology*, 48(3), pp. 533–557. doi: 10.1046/j.1365-3091.2001.00375.x.

Housen, B. A. and van der Pluijm, B. A. (1991) 'Slaty cleavage development and magnetic anisotropy fabrics', *Journal of Geophysical Research*, 96(B6), p. 9937. doi: 10.1029/91JB00605.

Hrouda, F. (1982) 'Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics', *Geophysical Surveys*, 5(1), pp. 37–82. doi: 10.1007/BF01450244.

Hrouda, F. et al. (2009) 'Magnetic fabric and weak deformation in sandstones of accretionary prisms of the Flysch and Klippen Belts of the Western Carpathians: Mostly offscraping indicated', *Tectonophysics*, 479(3–4), pp. 254–270. doi: 10.1016/j.tecto.2009.08.016.

Hrouda, F. , Jelínek, V. and Zapletal, K. (1997), 'Refined technique for susceptibility resolution into ferromagnetic and paramagnetic components based on susceptibility temperature-variation measurement'., *Geophysical Journal International,* 129(3),pp. 715–719. doi:10.1111/j.1365-246X.1997.tb04506.x.

Hrouda, F. and Kahan, Š. (1991) 'The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia', *Journal of Structural Geology*, 13(4), pp. 431–442. doi: 10.1016/0191-8141(91)90016-C.

Hrouda, F. and Tarling, D. (1993) *Magnetic Anisotropy of Rocks*. London: Chapman and Hall.

Choi, P. Y. *et al.* (2008) 'Subdivision of the Upper Paleozoic Taean Formation in the Anmyeondo-Boryeong area, west Korea: A preliminary approach to the sedimentary organization and structural features', *Geosciences Journal*, 12(4), pp. 373–384. doi: 10.1007/s12303-008-0037-2.

Issachar, R. *et al.* (2015) 'Anisotropy of magnetic susceptibility in diamagnetic limestones reveals deflection of the strain field near the Dead Sea Fault, northern Israel', *Tectonophysics*. 656, pp. 175–189. doi: 10.1016/j.tecto.2015.06.021.

Joseph, L. H., Rea, D. K. and van der Pluijm , B. A. (1998) 'Use of grain size and magnetic fabric analyses to distinguish among depositional environments', *Paleoceanography*, 13(5), pp. 491–501. doi: 10.1029/98PA01939.

Kligfield, R., Owens, W. H. and Lowrie, W. (1981) 'Magnetic susceptibility anisotropy, strain, and progressive deformation in Permian sediments from the Maritime Alps (France)', *Earth and Planetary Science Letters*, 55(1), pp. 181–189. doi: 10.1016/0012-821X(81)90097-2.

Lanza, R. and Meloni, A. (2006) *The Earth's Magnetism. An Introduction for Geologists.* Heidelberg: Springer. doi: 10.1017/S0016756807003238.

Lazar, O. R. *et al.* (2015) 'Capturing Key Attributes of Fine-Grained Sedimentary Rocks In Outcrops, Cores, and Thin Sections: Nomenclature and Description Guidelines', *Journal of Sedimentary Research*, 85(3), pp. 230–246. doi: 10.2110/jsr.2015.11.

Liu, B. *et al.* (2001) 'Paleocurrent analysis for the Late Pleistocene-Holocene incised-valley fill of the Yangtze delta, China by using anisotropy of magnetic susceptibility data', *Marine Geology*, 176(1–4), pp. 175–189. doi: 10.1016/S0025-3227(01)00151-7.

Leeder, M. R. (2011). *Sedimentology and sedimentary basins: From turbulence to tectonics*. Chichester, West Sussex, UK: Wiley-Blackwell.

Lovley, D. R. *et al.* (1987) 'Anaerobic production of magnetite by a dissimilatory iron-reducing microorganism', *Nature*, 330(6145), pp. 252–254. doi: 10.1038/330252a0.

Lowrie, W. and Hirt, A. M. (1987) 'Anisotropy of magnetic susceptibility in the Scaglia Rosa pelagic limestone', *Earth and Planetary Science Letters*, 82, pp. 349–356.

Malkovský, M. (1987) 'The Mesozoic and Tertiary basins of the Bohemian Massif and their evolution', *Tectonophysics*, 137(1–4), pp. 31–42. doi: 10.1016/0040-1951(87)90311-8.

Manalt, F. *et al.* (2001) 'Evolution of clay mineral assemblages and organic matte in the Late glacial-Holocene sedimentary infill of Lake Annecy (northwestern alps): Paleoenvironmental implications', *Journal of Paleolimnology*, 25(2), pp. 179–192. doi: 10.1023/A:1008140114714.

Martínek K., Uličný D. and Grygar R. (2002): *Kinematic analysis of the Krkonoše Piedmont Basin, NE*

Bohemian Massif: sedimentary and deformation history from Upper Carboniferous to Eocene. Workshop "Oberkarbon – Untertrias in Zentraleuropa: Processe und ihr Timing", TU Bergakademie Freiberg, Geologisches Institut, 22-23 Juni 2002.

Martínek, K. *et al.* (2006) 'Record of palaeoenvironmental changes in a Lower Permian organic-rich lacustrine succession: Integrated sedimentological and geochemical study of the Rudník member, Krkonoše Piedmont Basin, Czech Republic', *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 230(1–2), pp. 85–128. doi: 10.1016/j.palaeo.2005.07.009.

Martín-Hernández, F. *et al.* (2004) 'Magnetic fabric: methods and applications — an introduction', *Geological Society, London, Special Publications*, 238(1), pp. 1–7. doi: 10.1144/GSL.SP.2004.238.01.01.

Middleton, G. V. (1993) 'Sediment deposition from turbidity currents', *Annual Review of Earth & Planetary Sciences*, 21(1), pp. 89–114.

Michaud, F. *et al.* (2006) 'Strong magnetic levels in Lake Chapala sediments (western Mexico): Their mineralogy and stratigraphic significance', *Journal of Paleolimnology*, 35(4), pp. 819–836. doi: 10.1007/s10933-005-5971-7.

Nagata, T. (1961) *Rock-Magnetism*. Tokyo: Maruzen Co. Ltd.

Nichols, G. (2009) *Sedimentology and stratigraphy*, 2nd edn, Chichester: Wiley-Blackwell.

Parés, J. M. (2015) 'Sixty years of anisotropy of magnetic susceptibility in deformed sedimentary rocks', *Frontiers in Earth Science*, 3(February), pp. 1–13. doi: 10.3389/feart.2015.00004.

Parés, J. M. and van der Pluijm, B. A. (2002) 'Evaluating magnetic lineations (AMS) in deformed rocks', *Tectonophysics*, 350(4), pp. 283–298. doi: 10.1016/S0040-1951(02)001191.

Piper, J. D. A., Elliot, M. T. and Kneller, B. C. (1996) 'Anisotropy of magnetic susceptibility in a Palaeozoic flysch basin: the Windermere Supergroup, northern England', *Sedimentary Geology*, 106(3–4), pp. 235–258. doi: 10.1016/S0037-0738(96)00011-5.

Pešek, J. *et al.* (2001) *Geologie a ložiska svrchnopaleozoických limnických pánví České republiky*. Praha: Český geologický ústav.

Rees, A. I. (1961) 'The Effect of Water Currents on the Magnetic Remanence and Anisotropy of Susceptibility of Some Sediments', *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 5(3), pp. 235–251. doi: 10.1111/j.1365-246X.1961.tb00431.x.

Rees, A. I. (1965) 'The use of anisotropy of magnetic susceptibility in the estimation of sedimentary fabric', *Sedimentology*, 4(4). doi: 10.1111/j.1365-3091.1965.tb01550.x.

Rees, A. I. and Woodall, W. A. (1975) 'The magnetic fabric of some laboratory-deposited sediments', *Earth and Planetary Science Letters*, 25(2), pp. 121–130. doi: 10.1016/0012-821X(75)90188-0.

Reynolds, R. L. *et al.* (1999) 'Greigite (Fe3S4) as an indicator of drought - The 1912-1994 sediment magnetic record from White Rock Lake, Dallas, Texas, USA', *Journal of Paleolimnology,* 21(2), pp. 193-206. doi: 10.1023/A:1008027815203.

Richter, C. and van der Pluijm, B. A. (1994) 'Separation of paramagnetic and ferrimagnetic susceptibilities using low temperature magnetic susceptibilities and comparison with high field methods', *Physics of the Earth and Planetary Interiors,* 82(2), pp. 113–123.

Rimmer, S. M. (2004) 'Geochemical paleoredox indicators in Devonian-Mississippian black shales, Central Appalachian Basin (USA)', *Chemical Geology*, 206(3–4), pp. 373–391. doi: 10.1016/j.chemgeo.2003.12.029.

Riquier, L. *et al.* (2010) 'Diagenetic versus detrital origin of the magnetic susceptibility variations in some carbonate Frasnian-Famennian boundary sections from Northern Africa and Western Europe: Implications for paleoenvironmental reconstructions', *International Journal of Earth Sciences*, 99(suppl. 1), pp. 57–73. doi: 10.1007/s00531-009-0492-7.

Rochette, P., Jackson, M. and Aubourg, C. (1992) 'Rock Magnetism and the interpretation of magnetic susceptibility', *Reviews of Geophysics*, 30(3), pp. 209–226. doi: 10.1029/92RG00733.

Ryder, R. X. and Thomas, D. (1976) 'Early Tertiary sedimentation in the western Uinta Basin , Utah', *Bulletin of the Geological Society of America,* 87(4), pp. 496-512.

Sagnotti, L. *et al.* (1999) 'Magnetic anisotropy of Plio – Pleistocene sediments from the Adriatic margin of the northern Apennines (Italy): implications for the time – space evolution of the stress fi eld', *Tectonophysics*, 311(1-4), pp. 139-153.

Schillereff, D. N. *et al.* (2014) 'Flood stratigraphies in lake sediments: A review', *Earth-Science Reviews*. 135, pp. 17–37. doi: 10.1016/j.earscirev.2014.03.011.

Schmidt, V., Günther, D. and Hirt, A. M. (2006) 'Magnetic anisotropy of calcite at room-temperature', *Tectonophysics*, 418(1–2 spec. iss.), pp. 63–73. doi: 10.1016/j.tecto.2005.12.019.

Schnurrenberger, D., Russell, J. and Kelts, K. (2002) 'Classification of lacustrine sediments based on sedimentary components', *Journal of Paleolimnology*, 29(2), pp. 141–154. doi:10.1023/A:1023270324800.

Spears, D. A., Lundegard, P. D. and Samuels, N. D. (1981) 'Field classification of fine-grained sedimentary rocks; discussion and reply', *Journal of Sedimentary Research*, 51(3), pp. 1031–1033. doi: 10.1306/212F7E14-2B24-11D7-8648000102C1865D.

Taira, A. and Scholle, P. A. (1979) 'Deposition of resedimented sandstone beds in the Pico Formation, Ventura Basin, California, as interpreted from magnetic fabric measurements', *Bulletin of the Geological Society of America*, 90(10), pp. 952–962. doi: 10.1130/0016-7606(1979)90<952:DORSBI>2.0.CO;2.

Tribovillard, N.-P. *et al.* (2002) 'Early diagenesis of marine organic matter and magnetic properties of sedimentary rocks: the role of iron limitation and organic matter source organisms', *Bulletin de la Société Géologique de France*, 173(4), pp. 295–306.

Tucker, Maurice E. (2001). *Sedimentary petrology : an introduction to the origin of sedimentary rocks*. Oxford ; Malden, MA :Blackwell Science.

Tylmann, W. *et al.* (2013) 'Laminated lake sediments in northeast Poland: Distribution, preconditions for formation and potential for paleoenvironmental investigation', *Journal of Paleolimnology*, 50(4), pp. 487–503. doi: 10.1007/s10933-013-9741-7.

Walton, E. K. (1967) ‘The sequence of internal structures in turbidites’, *Scottish Journal of Geology*, 3(2), pp. 306–317.

Winkler, A. *et al.* (1997) ‘The magnetic anisotropy of rocks: principles, techniques and geodynamic applications in the Italian peninsula’, *Annals of Geophysics*, 40(3), pp. 729–740. doi: 10.4401/ag-3899.

Wright, V. P. (1992) ‘A revised classification of limestones’, *Sedimentary Geology*, 76(3–4), pp. 177–185. doi: 10.1016/0037-0738(92)90082-3.

Zhang, X. and Sha, J. (2012) ‘Sedimentary laminations in the lacustrine Jianshangou Bed of the Yixian Formation at Sihetun , western Liaoning , China’, *Cretaceous Research*, 36, pp. 96–105. doi: 10.1016/j.cretres.2012.02.010.