

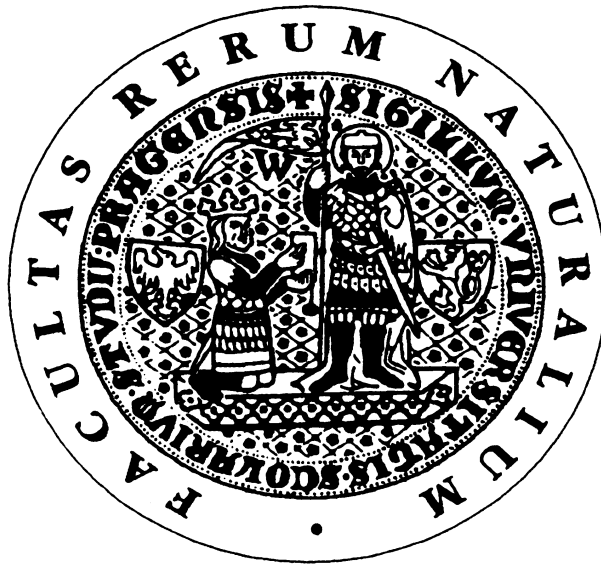
DP 2901

**Přírodovědecká fakulta Univerzity Karlovy**

Ústav petrologie a strukturní geologie

**Tektono-metamorfní vývoj metasedimentů  
pánve Aulus v okolí Col d'Agnes, Severní  
pyrenejská zóna**

**Tectono-metamorphic evolution of  
metasediments of the Aulus Basin in the vicinity  
of Col d'Agnes, Northern Pyrenean Zone**



Diplomová práce

**Matěj Peč**

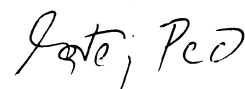
Vedoucí práce: *RNDr. Stanislav Ulrich Ph.D.*

**Praha 2008**

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci napsal sám, pouze za pomoci uvedené literatury a četných diskuzí s každým, kdo projevil o dané téma zájem.

V Praze dne 29.8.2008

Matěj Peč

Handwritten signature of Matěj Peč in black ink, written in a cursive style.

**Poděkování:**

Rád bych poděkoval Stanovi Ulrichovi za krásné téma na diplomku, Rostislavovi Milovskému za pomoc s CL, Vojtovi Janouškovi za pomoc se zpracováním geochemických měření a Jirkovi Konopáskovi za pomoc s kalcit-dolomit termometrií a metamorfni částí. Mé díky patří i Jean-Luis Bodinierovi, Petrovi Jeřábkovi, Yves Lagabrieleovi a Martinu Staňkovi, kteří četnými diskuzemi pomohli mému pochopení problému.

<b>1. Úvod</b>	<b>1</b>
1.1 Cíle diplomové práce	2
<b>2. Geologie Pyrenejí</b>	<b>3</b>
2.1 Jihopyrenejské jednotky (SPU)	3
2.2 Paleozoická osní zóna (PAZ)	3
2.3 Severopyrenejská zóna (NPZ)	3
2.3.1 Severopyrenejská metamorfni zóna (NPMZ)	4
<b>3. Geologie pánve Aulus</b>	<b>5</b>
3.1 Stratigrafie	5
3.2 Tektonika a metamorfóza	5
3.3 Datování	7
3.4 Peridotitová tělesa	8
3.4.1 Lherz	8
3.4.2 Fontete rouge	10
3.5 Granulity	10
3.6 Brekcie	10
3.7 Shrnutí vývoje pull-apart pánví v NPMZ	12
<b>4. Terenní pozorování</b>	<b>14</b>
4.1 Litologie	14
4.2 Metamorfni stavba M <sub>1</sub> /S <sub>1</sub>	17
4.3 Brekciace stavby S <sub>1</sub> /M <sub>1</sub>	19
4.4 Stavba S <sub>2</sub>	21
4.5 Strukturní profily	21
4.5.1 Profil AB (silnice D8f)	21
4.5.2 Profil CD (Col d'Agnes)	24
<b>5. Mikrostrukturní analýza</b>	<b>27</b>
5.1 Deformační mechanismy kalcitu	27
5.1.1 Kataklastický tok	27
5.1.2 Dvojčatění	27
5.1.3 Intrakrystalický skluz (dislokační tok)	29
5.1.4 Superplasticita a migrace hranic zrn	30
5.2 Deformační mechanismy dolomitu	30
5.3 Mikrostrukturní pozorování v CL a optickém mikroskopu	31
5.4 EBSD	39
5.4.1 EBSD a mikrostruktury	39
<b>6. Metamorfóza</b>	<b>44</b>
6.1 Minerální asociace	44
6.1.1 Karbonáty	44
6.1.2 Amfiboly	45
6.1.3 Fylosilikáty	45
6.1.4 Skapolity	47
6.1.5 Ostatní minerály	48
6.2 Kalcit – Dolomit termometrie	50
<b>7. Geochemie</b>	<b>53</b>
7.1 Geochemické analýzy	53
<b>8. Diskuze</b>	<b>56</b>
8.1 Terenní pozorování	56
8.2 Metamorfóza a mikrostrukturní vývoj	58
<b>9. Závěry</b>	<b>59</b>
<b>10. Literatura</b>	<b>60</b>
<b>11. Přílohy</b>	

*English abstract:*

## **Tectono-metamorphic evolution of the Aulus Basin metasediments in the vicinity of the Lherz peridotite massif, the Northern Pyrenean Zone**

The North Pyrenean Metamorphic Zone occurs parallel to the WNW-ESE trending North Pyrenean Fault that is currently preserved along the northern slope of the Pyrenees. It comprises Mesozoic carbonates and marls which recorded Albian high temperature and low pressure metamorphism (GOLDBERG AND LEYRELOUP 1990, BERNUS-MAURY 1984). This metamorphic record is not regionally developed, but localized to regions of crustal thinning and mantle upwelling due to formation of pull-apart basins during drifting of Iberia towards Mediterranean (105-90 Ma) (SIBUET ET AL. 2004, GOLDBERG AND LEYRELOUP 1990, MONTIGNY ET AL. 1986, CHOKROUNE 1976). The North Pyrenean Metamorphic Zone is well known by presence of cca. forty ultramafic bodies enclosed in metasediments. The largest body among them, the Lherz peridotite body, occurs in brecciated metasedimentary sequence of the Aulus basin in the central Pyrenees. The peridotite itself is also brecciated at its margins and shows HT foliations in lherzolites steeply dipping to the ESE. This fabric has been interpreted as oriented planes of refertilization of refractory harzburgite by interaction of the depleted mantle with upwelling asthenospheric partial melts (LEROUX ET AL., 2007). The emplacement of the Lherz peridotite body into the brecciated metasedimentary sequence of the Aulus basin has been matter of a long living debate (i.e. LAGABRIELLE AND BODINIER 2008, VIELZEUF AND KORNPBST 1984, MINNIGH ET AL. 1980, CHOKROUNE 1973). In spite of several presented models, however, there is no study concerning tectono-metamorphic evolution of the metasediments around the peridotites.

The continuous stratigraphic sequence of the Aulus basin is not preserved in recent erosion surface due to tectonic reworking in Albian and Eocene times. However, sedimentation started with Rhetian to Hettangian metadolomites and "hornfels", and continues to the Middle Jurassic to Lower Cretaceous dolomitic carbonates. On the regional scale, the sequence is folded and covered by the Upper Cretaceous non-metamorphosed flysch sediments (COLCHEN ET AL. 1997). The metamorphic fabric ( $S_1/M_1$ ) has developed parallel to bedding during the upwelling of mantle beneath the basin and is characterized by high temperature coarse-grained foliation  $S_1$  and intrafoliational isoclinal folds. In the vicinity of the Lherz peridotite massif, this early tectono-metamorphic fabric occurs in isolated domains elongated in east-west directions and surrounded by hydraulic and sedimentary breccias. Distinct kind of breccia occurs along faults steeply dipping to the ESE that show growth of tremolite in the matrix. General orientation of the  $S_1$  fabric is not disturbed by brecciation and dips to the WNW at shallow angles. Metacarbonates show coarse-grained microstructure having either migrated or annealed straight grain boundaries. Locally, the microstructure shows strong shape preferred orientation of calcite, scapolite and phlogopite providing intense stretching lineation plunging to the west. The HT foliation is locally folded into folds with sub-vertical axial planes and folds axes gently plunging to the west. This leads to development of a mylonitic fabric in the fold limbs parallel to the foliation.

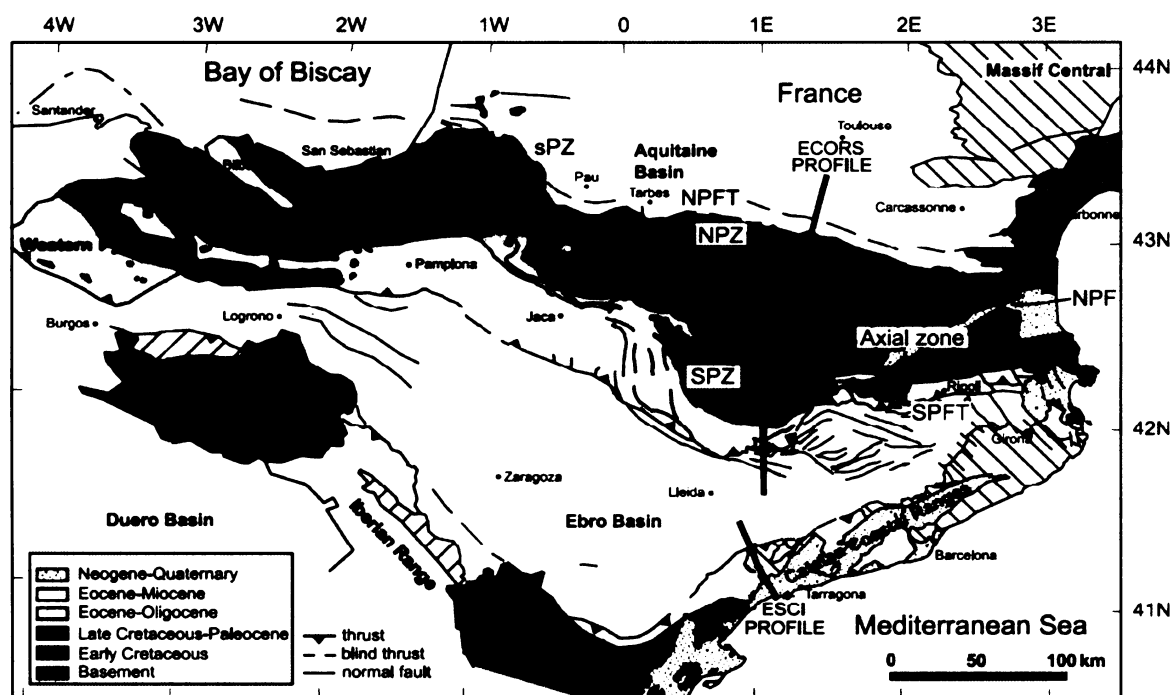
Metamorphic peak is characterized by calcite-dolomite-tremolite mineral assemblage together with scapolite, titanite and phlogopite. Large euhedral scapolite crystals are zoned and often contain inclusions of various minerals (tourmaline, mica ect.). Scapolites are preferentially retrogressed from cores when fractured and common breakdown products are represented by clay minerals, muscovite, feldspar (albite) and quartz. However, the attribution of the breakdown process to a deformation phase is not yet clear. Locally we observe growth of small aggregates of clinocllore that can be attributed to the  $D_2$  deformation.

Mineral assemblages recorded in the studied metasediments are interpreted as the result of metamorphic evolution in localized pull-apart basin between two overstepped sinistral faults of the North Pyrenean transform fault system. During this process the HT- LP metamorphism in the pull-apart region has been associated with a) folding of  $S_1$  metamorphic fabric, b) HT normal faulting and fluid migration, c) tilting of crustal blocks with developed  $S_1$  fabric along the HT normal faults.

In the present-day pattern of the Pyrenees, the area around the Lherz peridotite body is supposed to represent a fossil Albian pull-apart basin. Preservation of such pull-apart domain during subsequent Eocene Pyrenean shortening and building of a mountain range is interpreted to be the result of strain concentration into LT marble mylonites along the northern and southern margins of the Aulus basin.

# 1. Úvod

Pyreneje jsou součástí západoevropského systému Alpid. Tvoří téměř lineární, přibližně 400 km dlouhé a 150 km široké, intrakontinentální horské pásmo, které vzniklo kolizí Iberské desky s deskou Euroasijskou. Pohoří se nachází na hranici mezi Francií a Španělskem a táhne se od Středozemního moře na východě až po Biskajský záliv v Atlantickém oceánu na západě (obr. 1).



Obr. 1: Mapa Pyrenejí s vyznačením hlavních jednotek. Červeně vyznačená oblast je severopyrenejská metamorfní zóna (oblast HT-LP metamorfózy). Seismický profil ECORS na jehož základě je udělán řez v obr. 3 je vyznačen černou čarou. (převzato a upraveno z VERGÉS ET AL. 1995)

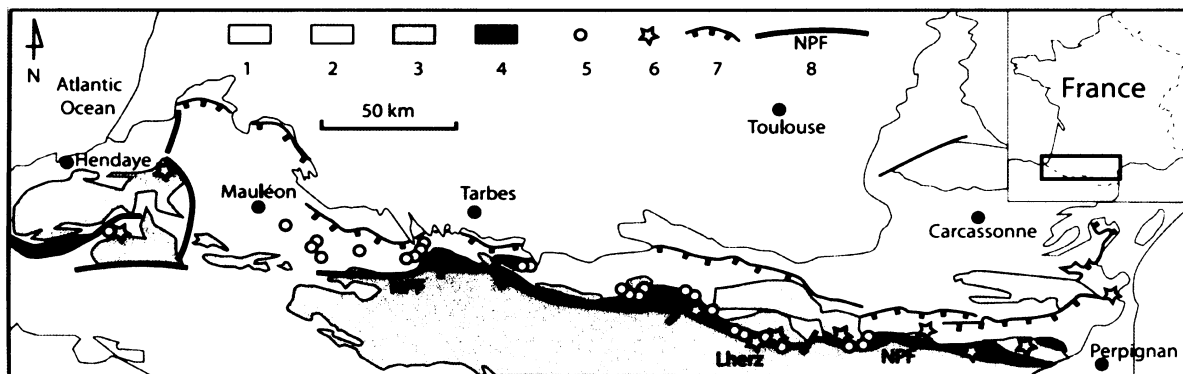
Díky poměrně jednoduché geometrii kolize, neobvykle kompletnímu záznamu synorogenních sedimentů a dobře odkrytým strukturálním vztahům tvoří Pyreneje přírodní laboratoř, která přitahuje odjakživa zájem geologů. V Pyrenejích se nachází takzvaná severopyrenejská metamorfní zóna, která je tvořena deformovanými a metamorfovanými sedimenty křídových paleopánví, ve kterých se nachází okolo čtyřiceti peridotitových těles (obr. 2). Jednou z těchto paleopánví je i pánev Aulus, ve které se nachází několik peridotitových masivů a mezi nimi i známý peridotitový masív „Lherz“<sup>1</sup>. Jedná se o přibližně 1500 x 500 m velký masív, který byl popsán již na konci 19. století (LACROIX 1892) a stal se tak typovou lokalitou pro jeden typ peridotitu tzv. „lherzolit“.

<sup>1</sup> Nebo také „Lers“, „Lerz“ a „Lhers“ - v Pyrenejích mají lokální názvy mnoho pravopisných verzí

Ačkoliv se jedná o dlouhodobě studovanou oblast, dosud neexistuje práce, která by se podrobně zabývala vývojem metasedimentárních hornin v okolí peridotitových těles. Věříme, že právě metasedimenty zaznamenaly poslední fázi exhumace peridotitových masivů a proto je jejich studium zásadní pro lepší pochopení vývoje celé oblasti.

Tato diplomová práce se zakládá na datech získaných během terénních prací v letech 2006 a 2007 ve složení Matěj Peč (diplomant), Martin Staněk (diplomant), Dr. Stanislav Ulrich (školitel) a Dr. Rastislav Milovský (spoluškolitel).

Tuto oblast jsme zvolili kvůli její značné prostudovanosti, dobré dostupnosti a dobrému odkrytí strukturních vztahů. Studovali jsme více než sto výchozů, na kterých jsme provedli strukturní měření a z některých brali vzorky na výbrusy a geochemické analýzy. Vyhodnotili jsme okolo čtyřiceti výbrusů za pomoci optického mikroskopu, katodoluminiscence, EBSD, mikrosondy a dalších metod.



**Obr. 2:** Geologická mapa severního svahu Pyrenejí. 1: post- / oligocénní sedimenty 2: mesozoické a eocéní sedimenty 3: Paleozoický podklad 4: Severopyrenejská metamorfní zóna (oblast HT-LP metamorfózy) 5: lherzolitová tělesa 6: granulity 7: násuny 8: severopyrenejský zlom (podle LAGABRIELLE A BODINIER 2008)

## 1.1 Cíle diplomové práce

Hlavním cílem mé diplomové práce je **stanovení tektono-metamorfního vývoje metasedimentů pánve Aulus pro pochopení umístění svrchně plášťového masívu Lherz do prostředí svrchní kůry**. V této práci se zaměřujeme na výchozy masivních metakarbonátů v okolí Col d'Agnes, které v sobě zachovávají metamorfní stavbu. Její vývoj dokumentujeme na dvou profilech, které jsme podrobně prozkoumali.

Paralelně s touto prací vznikala diplomová práce Martina Staňka, která se zabývá typologií brekcií v okolí peridotitového tělesa Lherz, která se s touto prací doplňuje.

## 2. Geologie Pyrenejí

Z geologického hlediska se Pyreneje již tradičně dělí na tři domény, které jsou ohraničeny zlomy. Jsou to od jihu k severu (viz obr. 1):

### 2.1 Jihopyrenejské jednotky (South Pyrenean Units – SPU)

Jihopyrenejské jednotky jsou tvořeny převážně křídovými a terciárními sedimenty, které tvoří příkrovy typu „thin-skin“. Ty se vyvinuly díky odlepení na úrovni triasových evaporitů, podél kterého dochází k více než čtyřicetakilometrovým přesunům příkrovů směrem na jih. Až na vzácné výjimky jsou horniny SPU velmi málo deformované a nemetamorfované. Na jihu jsou SPU nasunuty podél tzv. „jihopyrenejského čelního násunu“ (South Pyrenean Frontal Thrust – SPFT) na předpolní pánev Ebro. Ta je tvořena z převážné většiny oligo-miocénní molasou, která je při kontaktu se SPU zvrásněná. Intenzita deformace ale rychle vyznívá a dále na jih jsou již sedimenty uloženy subhorizontálně (CHOUKROUNE 1976, SÉGURET 1970).

### 2.2 Paleozoická osní zóna (Paleozoic Axial Zone – PAZ)

Paleozoická osní zóna je tvořena horninami, které prodělaly variskou orogenezi a následně byly reaktivovány během orogeneze „pyrenejské“ (tj. alpské). PAZ v podstatě tvoří dnešní maximální reliéf a více méně koresponduje s osou orogenu, odkud také pramení její název. (CHOUKROUNE 1976).

### 2.3 Severopyrenejská zóna (North Pyrenean Zone – NPZ)

Severopyrenejská zóna je tvořena z převážné většiny zvrásněnými mesozoickými sedimenty, které jsou protínány mnoha zlomy. Dále se v NPZ vyskytují tzv. „severopyrenejské masivy“ (North Pyrenean Massifs), které jsou tvořeny horninami variského stáří. V současném erozním řezu tyto masivy tvoří tektonicky izolované bloky, které zaznamenávají jak varijský, tak alpský tektono-metamorfnní vývoj (např. SAINT BLANQUAT ET AL. 1990).

Na severu je NPZ ohraničena tzv. „severopyrenejským čelním násunem“ (North Pyrenean Frontal Thrust - NPFT), podél kterého dochází k násunu příkrovů na předpolní Akvitánskou pánev. Ta je tvořena především z mesozoických a terciárních sedimentů, které jsou ovšem z velké části překryty oligo-miocénními post-tektonickými jednotkami (CHOUKROUNE 1976).

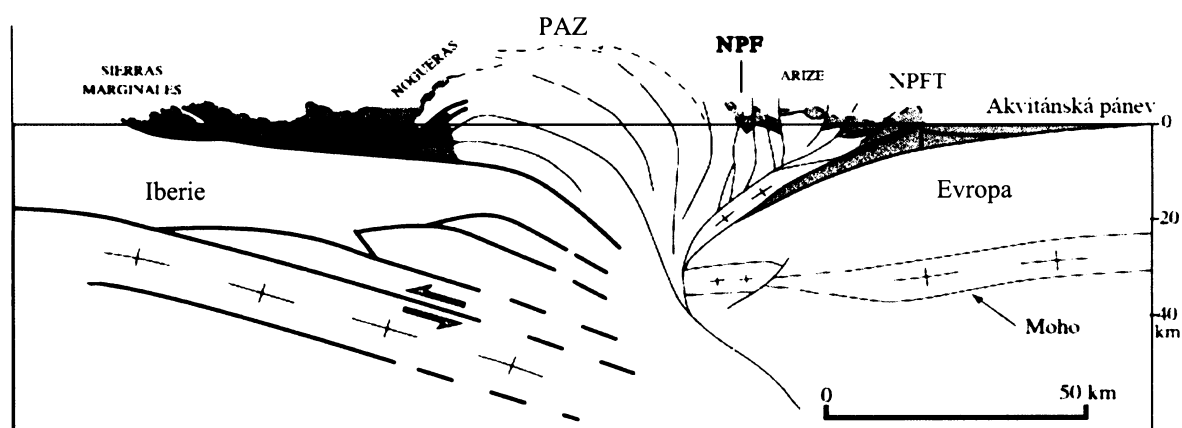


NPZ je na jihu vymezena zásadní hlubinnou diskontinuitou tzv. severopyrenejským zlomem (North Pyrenean Fault – NPF), který odděluje NPZ od PAZ. V úzkém okolí NPF se nachází tzv. „severopyrenejská metamorfni zóna“.

### 2.3.1 Severopyrenejská metamorfni zóna (North Pyrenean Metamorphic Zone - NPMZ)

Tato zóna tvoří 0-5 km široký a přibližně 300 km dlouhý pás, který sleduje východo-západní trend (obr. 2). Skládá se z mesozoických karbonátových metasedimentů, přibližně čtyřiceti ultramafických peridotitových těles, a zahrnuje i masivy variského podkladu. Horniny v této zóně zaznamenaly albo-cenomanskou HT-LP metamorfni událost. Tato metamorfóza není regionálně vyvinuta, ale je lokalizována do úzkých domén, které korespondují s pull-apart pánvemi. Tyto pánve se vyvíjely během driftingu Iberie vůči Evropě podél NPF. Při těchto pohybech docházelo ke ztenčení kontinentální litosféry a výstupu plášťových hornin. Dnes se má za to, že severopyrenejská metamorfni zóna koresponduje s rozhraním podél kterého docházelo k výrazným tektonickým pohybům již od variských dob. (MATTAUER 1968, LE PICHON ET AL. 1970, LE PICHON ET AL. 1971, CHOKROUNE A MATTAUER 1978, OLIVET ET AL. 1984, LE BLANC ET AL. 1996).

Dnešní Pyreneje jsou tedy klasickým příkladem kolizního orogénu s vějířovitou strukturou (obr. 3) (MATTAUER 1968), kterému předcházelo dlouhodobé namáhání litosféry a jejich dnešní podoba je do značné míry ovlivněna starými strukturami, které byly během alpského orogéniho cyklu reaktivovány a zakomponovány do dnešního orogénu (CHOUKROUNE 1976).



**Obr. 3:** Řez Pyrenejemi na základě seismického profilu ECORS (převzato a upraveno z SIBUET ET AL. 2004). NPF – severopyrenejský zlom, NPFT – severopyrenejský čelní násun, PAZ – paleozoická osní zóna

## 3. Geologie pánve Aulus

V oblasti okolo Aulus les Bains je NPMZ tvořena 0,5 – 3 km širokým pásem metasedimentů v pánvi Aulus (obr. 4). Ze severu je pánev ohraničena masivem Trois Seigneurs, od kterého je oddělena post-metamorfním zlomem. Z jihu je pánev Aulus oddělena severopyrenejským zlomem od paleozoické osní zóny. V pánvi se vyskytuje několik peridotitových těles, granulity a malá tělesa gabra a vulkanitů (metadolerity ve francouzské literatuře nazývané „ophites“).

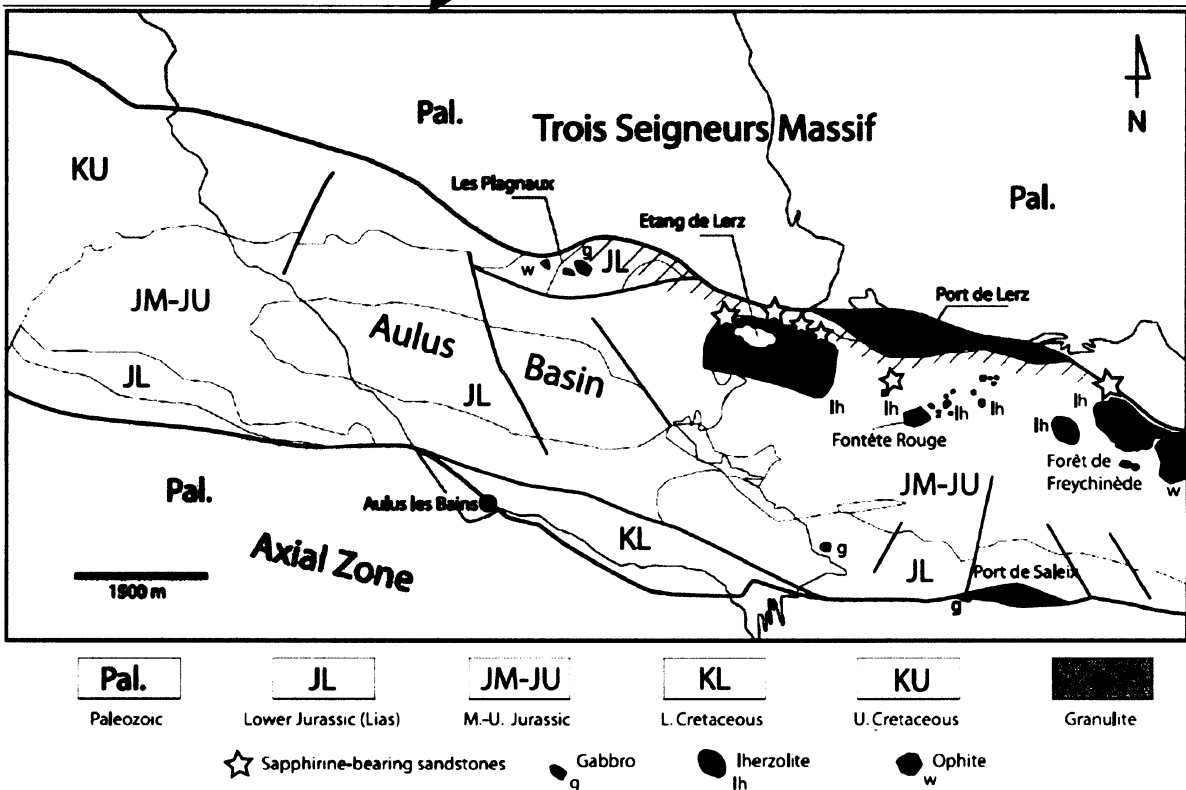
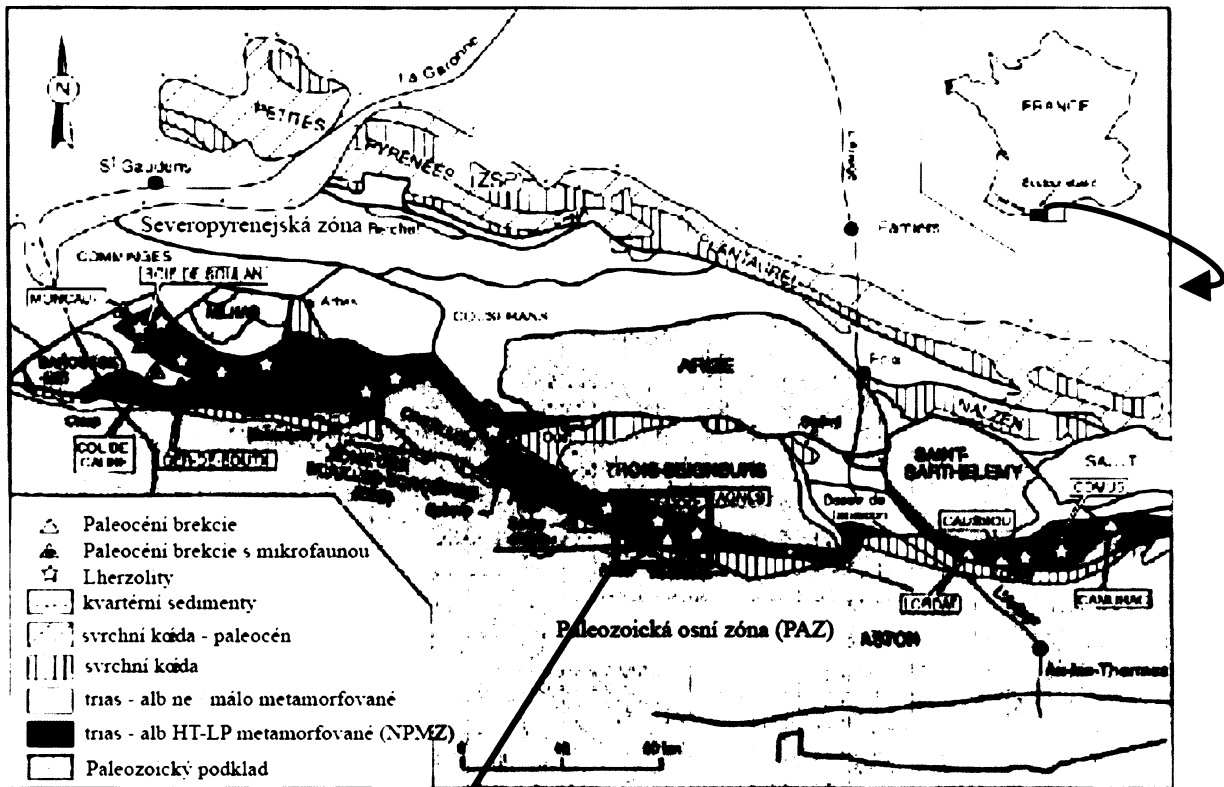
### 3.1 Stratigrafie

Kontinuální stratigrafická sekvence není nikde zachována kvůli intenzivní křídové metamorfóze a tektonickým pohybům. Na základě srovnání s ostatními pánvemi a jednotlivými izolovanými výchozy byla zrekonstruována stratigrafická sekvence pánve Aulus.

Stratigrafická sekvence začíná mocnou vrstvou metamorfovaných dolomitických mramorů a rohovců, které jsou často brekciovány. Stáří této jednotky je rhét až hettang. Na vrcholu této vrstvy se nachází metamorfovaná vápenato-pelitická vrstva středního až svrchního liasu. Sekvence pokračuje hrubozrnnými vápenato-dolomitickými mramory, které jsou lokálně brekciované. Tato jednotka se přisuzuje střední až svrchní juře. Albská sekvence je rozdělena na spodní jednotku, která je tvořena pelity bohatými na kalcit a svrchní flyšovou skupinu. Nejmladší flyšové horniny jsou ze svrchního albu až spodního cenomanu. Tyto horniny doznávají velkých změn v mocnosti v závislosti na geometrii starých pull-apart pánví a diskordantně nasedají na starší jednotky (obr. 4) (GOLDBERG A LEYRELOUP 1990, TERNET ET AL. 1997).

### 3.2 Tektonika a metamorfóza

První a nejvýraznější deformační fáze je  $D_1$ . Asociovaná metamorfní stavba ( $M_1/S_1$ ) se vyvinula subparalelně se sedimentární vstevnatostí ( $S_0$ ) a je v regionálním měřítku intenzivně zvrásněná. Osy vrás ( $F_1$ ) jsou sub-vertikální a svažují se v blízkosti zlomů, které omezují NPMZ ze severu a jihu (CHOUKROUNE 1972). Metamorfní asociace typická pro  $M_1$  v karbonátech je kalcit ± dolomit – tremolit ± diopsid ± skapolit – titanit – flogopit. Odhadované PT podmínky spojené s „pyrenejskou metamorfózou“ v pánvi Aulus jsou ~ 580 - 600 °C při ~ 0,3 GPa (GOLDBERG 1987). Skapolit je typickým minerálem pro „pyrenejskou metamorfózu“ ( $M_1$ ) a



Obr. 4: Geologická mapa centrálních Pyrenejí (nahore) (převzato a upraveno z PEYBERNÉS ET AL. 2001A) geologická mapa pánve Aulus (dole) (převzato a upraveno z LAGABRIELLE A BODINIER 2008)

tvoří krystaly až několikacentimetrových velikostí v mramorech a rohovecích. Jeho růst je spojen s evapority, které poskytly chemické látky pro vznik skapolitů (KWAK 1977).

Poslední dvě deformační fáze ( $D_2$  a  $D_3$ ) byly popsány na okolních pánvích NPMZ (Boucheville, Pays de Sault), ale nebyly popsány v pánvi Aulus (CHOKROUNE 1976).

Druhá deformační fáze ( $D_2$ ), je v mezozoických sedimentárních sekvencích NPMZ zodpovědná za krenulaci jednotek a tvoří vzpřímené vrásky velkého měřítká. Osy  $F_2$  mají V-Z průběh a v blízkosti zlomů omezujících NPMZ se svažují a jsou podobně jako osy  $F_1$  subvertikální. Vzhledem k tomu, že tato deformační fáze postihuje svrchnokřídové a kenozoické jednotky na sever od NPMZ je věk této deformační fáze považován za středně eocénní (CHOUKROUNE 1972).  $D_2/M_2$  lze přiřadit jen krystalizaci opakních minerálů (oxidů a sulfidů železa) a chloritu.

Třetí fáze  $D_3$  je charakteristická stříhy, kinky a frakturami mikroskopických velikostí a její intenzita se zesiluje směrem k NPF. Zdá se, že tato deformace probíhala během svrchního eocénu (CAPDEVILA A CHOUKROUNE 1971). S  $D_3$  jsou asociovány minerály, které vznikly jako hydrotermální výplně žil ( $M_3$ ) (BERNUS-MAURY 1984, GOLDBERG 1987, GOLDBERG A LEYRELOUP 1990).

### 3.3 Datování

HT-LP metamorfóza je datována pomocí metod  $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$  a K–Ar ze slíd a amfibolů (MONTIGNY ET AL. 1986, GOLDBERG A MALUSKI 1988). Růst neorientovaných metamorfních minerálů v NPMZ je v rozmezí 98.5 – 91.5 Ma (viz tab. 1), zatímco  $D_1$  synkinematické minerály mají širší rozptyl od 95 – 86.5 Ma, ale v pánvi Aulus zdánlivě chybí (GOLDBERG 1987). Podle krystalizačně-deformačních vztahů se usuzuje, že termální event, který je spojený s krystalizací většiny minerálů, proběhl před počátkem hlavní transprese  $D_1$ . Následující deformační fáze ( $D_2$ ,  $D_3$ ) již byly doprovázeny jen nízkým stupněm metamorfózy (BERNUS-MAURY 1984, GOLDBERG ET AL 1986, GOLDBERG 1987, GOLDBERG A MALUSKI 1988, GOLDBERG A LEYRELOUP 1990).

Lokalita	Hornina	Flogopit/Biotit	Amfibol	Reference
Col d'Agnes	„rohovec“ (Phl + Scp)	$94 \pm 2$ (K - Ar)		MONTIGNY ET AL. 1986

Lokalita	Hornina	Flogopit/Biotit	Amfibol	Reference
Col d'Agnes	hettangský mramor	$98 \pm 2$ ( $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ )		GOLDBERG ET AL. 1986
Col d'Agnes	„horká“ brekcie	$95 \pm 2$ ( $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ )	$96 \pm 5$ ( $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ )	GOLDBERG ET AL. 1986
Aulus	metadolerit		$93 \pm 5$ (K - Ar)	MONTIGNY ET AL. 1986
Peridotitové těleso Lherz	žíla (grt + amp) z peridotitu tzv. „lherzit“		$101.2 \pm 2.5$ ( $^{39}\text{Ar}-^{40}\text{Ar}$ )	GOLDBERG ET AL. 1986

**Tab. 1:** Přehled provedených datování neorientovaných metamorfních minerálů v pánvi Aulus a datování amfibolitových žil, které protínají peridotitové těleso Lherz (tzv. lherzity). Věky jsou uváděny v Ma, v závorce je uvedena metoda datování.

### 3.4 Peridotitová tělesa

Hlavní peridotitová tělesa v pánvi Aulus jsou: Lherz, Fontete Rouge a Freychinede (obr. 4). Tělesa jsou velmi málo serpentinizovaná (FABRIES A LORAND 1990). Největší, nejlépe zachovalé a nejvíce prozkoumané je peridotitové těleso Lherz (obr. 5). Peridotity se nachází v jurských až aptských vápenatých metasedimentech a jsou obklopeny brekciemi různých typů.

Některá menší tělesa v okolí Fontete Rouge (obr. 5) jsou tvořena vápenato-peridotitovými brekciemi a reprezentují výplně (křídových?) paleokaňonů (NEUMAIER 2007, LAGABRIELLE A BODINIER 2008).

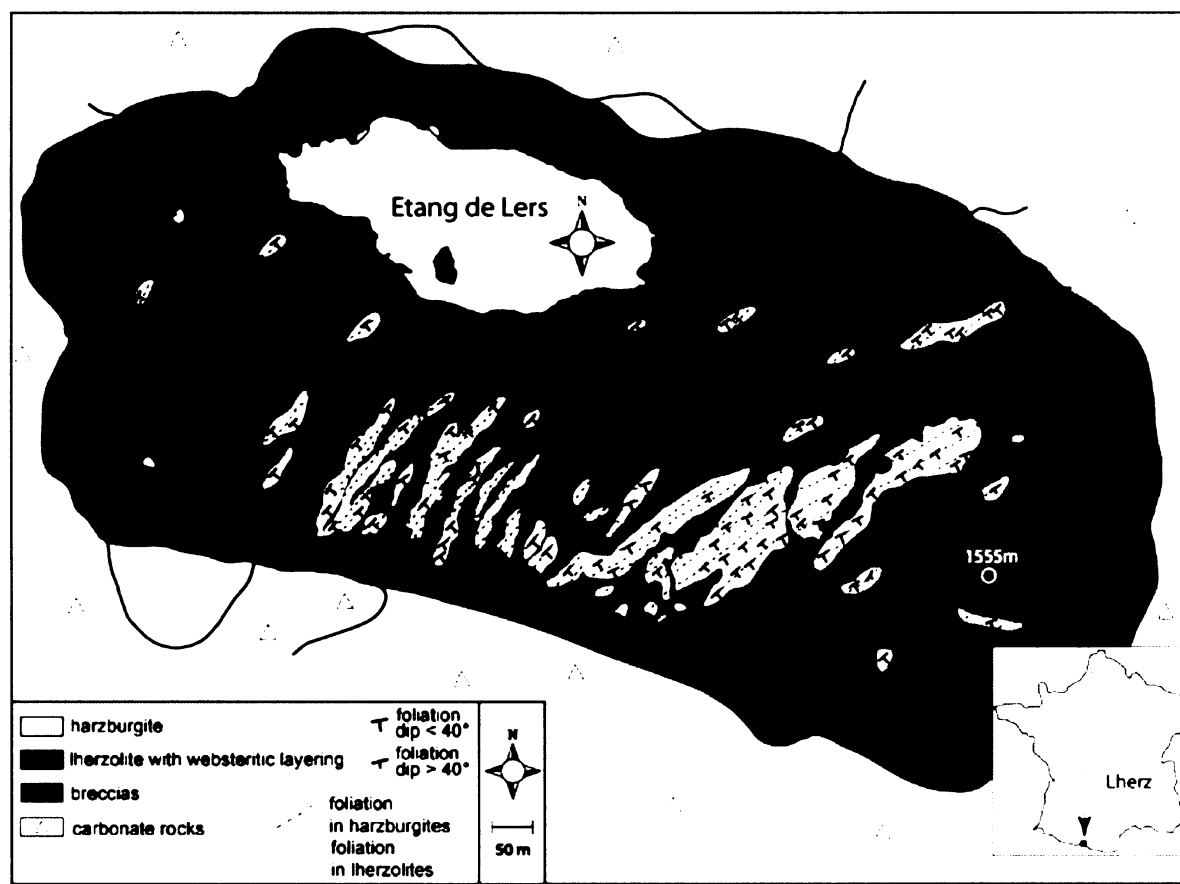
#### 3.4.1 Lherz

Peridotitové těleso Lherz tvoří cca 1500 m x 500 m velký masív, který je tvořen z převážné většiny ze spinelového lherzolu (obr. 5). Místy se vyskytují podlouhlé harzburgitové pásy, které tvoří izolované domény. Foliace ve lherzolu je definována přednostní orientací spinelových a olivínových porfyroblastů, je paralelní s websteritovým páskováním a místy je tato foliace podtržena tlustou (10-50 cm) vrstvou granátických pyroxenitů. Lineace je definována přednostní orientací spinelu. Foliace upadá pod strmým úhlem na JV. Plagioklas nebyl v lherzolu nikdy pozorován, což indikuje rychlou exhumaci masivu (FABRIES A LORAND 1990). Harzburgitové pásy reprezentují ~2.4 Ga starý plášť a foliace v harzburgitech je definována přednostní orientací spinelových a olivínových

porfyroblastů a upadá pod mírným úhlem na JV. V peridotitovém masivu můžeme rozlišit několik deformačně-rekrytalizačních událostí.

První fáze ( $D_1/R_1$ ) je spojena s refertilizací starého (~2.4 Ga) silně ochuzeného (harzburgitového-dunitového) pláště. Masiv se nacházel na rozhraní mezi ztenčenou kontinentální litosférou a astenosférou (45 – 50 km) a docházelo zde k prostupování (perkolaci) bazaltických tavenin, které refertilizovaly harzburgit na lherzolit ( $D_1/R_1$ ). Tato refertilizace začínala za statických podmínek a následně byla deformace lokalizována do refertilizovaných (lherzolitových) domén. Masiv Lherz tedy reprezentuje fosilní rozhraní astenosféra-litosféra kde docházelo k termo-mechanické erozi litosférického pláště (LE ROUX ET AL. 2007). Následně rekrytalizovaly jak peridotity tak pyroxenitové vrstvy v zóně stability spinelu během isobarického chladnutí z 1200 °C – 900 °C (FABRIES ET AL. 1991).

Druhá magmatická epizoda je spojena s amfibolitovými žilami (tzv. „lherzity“), které peridotitové těleso přesekávají. Tyto žíly reprezentují kumuláty vzniklé v přívodních kanálech,



**Obr. 5:** Mapa peridotitového tělesa Lherz (LE ROUX ET AL. 2007). Červeně jsou vyznačeny tzv. „interní brekcie“ (vysvětleno v textu)

kteřé zászobovaly alkalicko-bazaltický vulkanismus během střední křídý. Datování amfibolů z žil pomocí metody  $^{39}\text{Ar} - ^{40}\text{Ar}$  ukazují na věk 101 Ma a potvrzují tak spojitost těchto žil s křídovým vulkanizmem (GOLDBERG ET AL. 1986). Tyto žily zaznamenávají tlaky okolo 1 – 1.5 GPa a jejich intruze je asociována s nízkoteplotní a high stress plastickou deformací ( $D_2$ ), která tvoří mylonity a je zodpovědná za heterogenní rekrystalizaci v peridotitovém tělese ( $R_2$ ). (CONQUÉRÉ 1971, MONTIGNY ET AL. 1986, BODINIER ET AL. 1987). Masiv je po okrajích intenzivně brekciován a kataklazován. Na severním okraji masivu byl popsán safirín a kornepupín v silně alterovaných brekciích (MONCHOUX 1972). Uvnitř masivu (obr. 5) se nachází tzv. „interní brekcie“, které byly interpretovány jako polymiktní sedimentární výplně paleoreliéfu (VIGNON 2007).

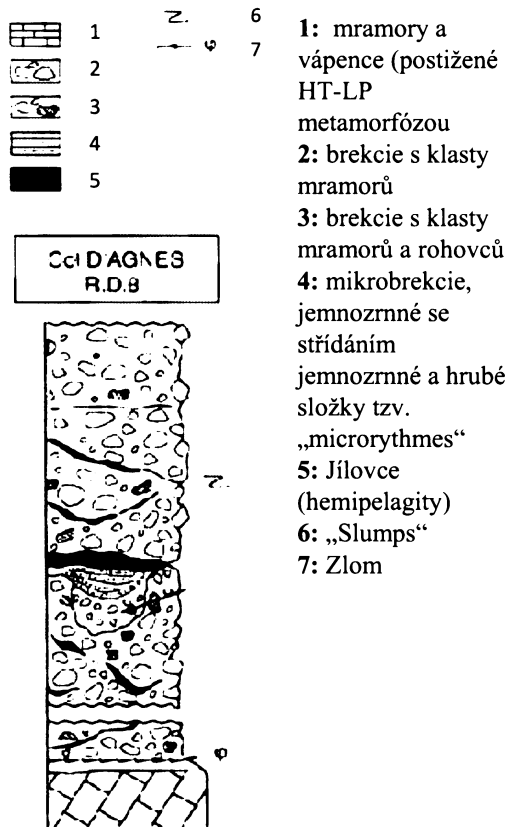
### 3.4.2 Fontete rouge

Fontete rouge je přibližně 150 x 300 m velký peridotitový masiv, který tvoří vrchol hory u Ravine de Plagnoles. Těleso je tvořeno střídajícími se pásy harzburgitu, lherzolitu chudého na klinopyroxen a lherzolitu. Peridotity mají obvykle hrubozrnnou protogranulární texturu s místy zachovanými megakrysty (velikost až 1 cm) pyroxenů s exsolučními lamelami Cpx a Opx. V tělese se nachází vzácně pásy spinelového websteritu a celé těleso je jen málo serpentinizované (<5% serpentinu). Jedná se tedy o „nejčerstvější“ peridotit v pánvi Aulus (FABRIES A LORAND 1990).

## 3.5 Granulity

V Pánvi Aulus se nacházejí u Port de Lers a Port de Saleix horniny (obr. 4), které zaznamenávají metamorfní podmínky granulitové facie (FABRIES A LORAND 1990). Tato tělesa jsou tvořena z migmatitické pararuly a jsou značně zvětralá. Minerální asociace ( $\text{Grt} + \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{Ky} + \text{Qtz} + \text{Plg}$ )<sup>2</sup> ekvilibrovala za 750–800°C a 0.7±0.05 GPa. Pozdní retrográdní krystalizace muskovitu, chloritu a andalusitu probíhala za teplot 550 – 650 °C a tlaků 0.3 – 0.4 GPa (VIELZEUF 1984). Tyto podmínky odpovídají klimaxovým podmínkám metamorfózy v okolních metakarbonátech (GOLDBERG A LEYRELOUP 1990) a tato retrográdní rekrystalizace je proto připisována křídové „pyrenejské metamorfóze“ (FABRIES A LORAND 1990).

<sup>2</sup> Zkratky minerálů používané v celé práci jsou shrnuty v tabulce v příloze

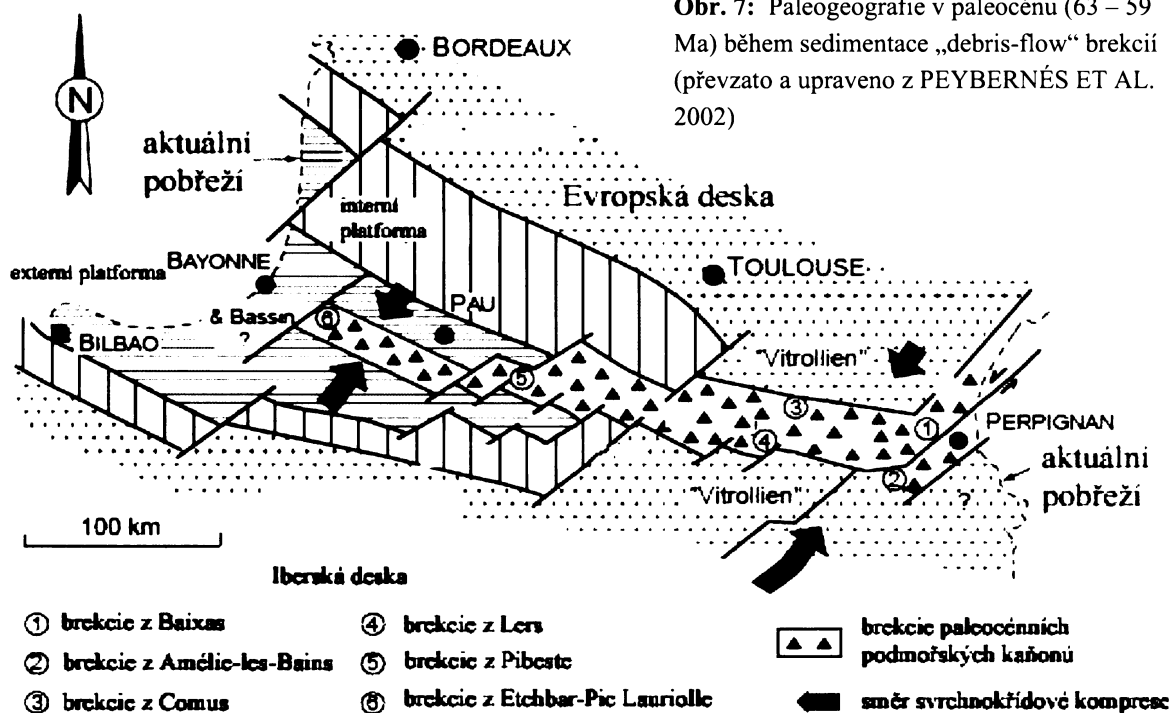


Obr. 6: Stratigrafický profil u Col d'Agnes (převzato z PEYBERNÉS ET AL. 2001B)

### 3.6 Brekcie

Brekcie různých typů tvoří značnou část pánve Aulus a jejich původ a vzájemné vztahy patří dlouhodobě mezi kontroverzní otázky.

Naprosto unikátní facií je brekcie u Col d'Agnes, kterou prvně podrobně popsal GOLDBERG ET AL. 1986. Brekcie má nazelenalou matrix a klasty jsou tvořeny rohovci a především karbonáty, které se nachází v blízkém okolí v masivní podobě. V matrix i ve klastech rostou euhedrání amfiboly (hornblendy a tremolity), které byly datovány na  $96 \pm 5$  Ma. Metamorfní minerály (flogopity) v okolních mramorech a rohovcích byly datovány na  $98 \pm 2$  Ma (viz tab. 1) (GOLDBERG ET AL. 1986). Brekcie byla prvně interpretována jako magmatická brekcie (GOLDBERG ET AL. 1986), tato možnost byla však později zavržena (GOLDBERG 1987).



Obr. 7: Paleogeografie v paleocénu (63 – 59 Ma) během sedimentace „debris-flow“ brekcií (převzato a upraveno z PEYBERNÉS ET AL. 2002)



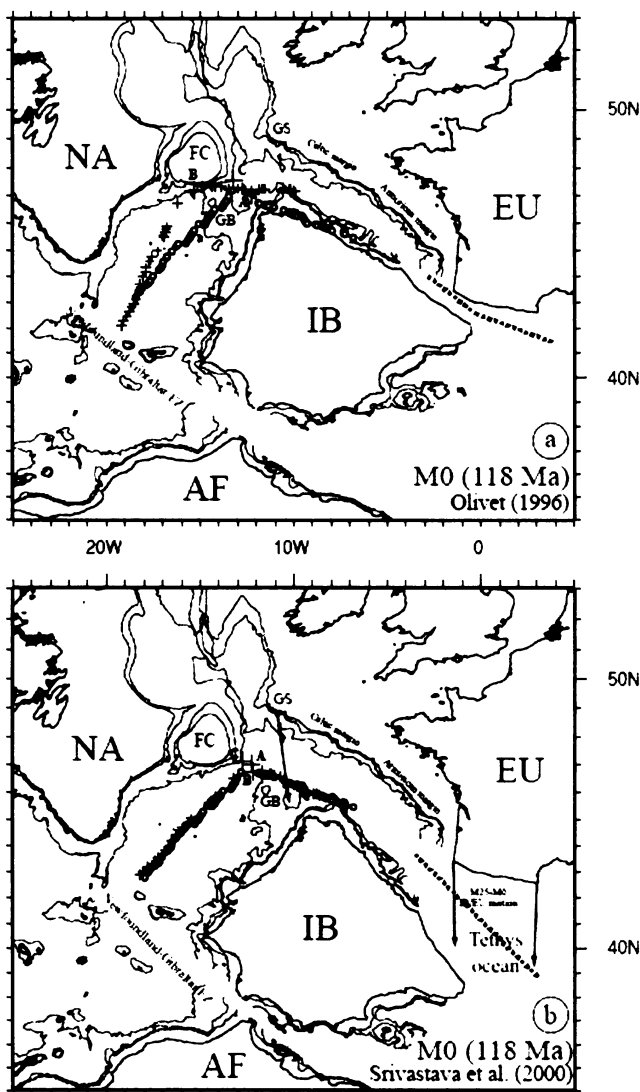
Dalším popsaným druhem brekcií jsou v pánvi Aulus paleocéní (63-59 Ma) brekcie, které sedimentovaly na dně podmořského kaňonu, který komunikoval s Atlantikem (obr. 7). Mikropaleontologický výzkum odhalil v těchto faciích mikrofosilie z dánu/seladu. Tyto brekcie diskordantně nasedají na (M<sub>1</sub>/S<sub>1</sub>) metasedimenty (obr. 6) (PEYBERNÉS ET AL. 2001A, 2001B, PEYBERNÉS ET AL. 2002).

Ostatní druhy brekcií, které lze datovat jen velmi obtížně, jsou dlouhodobě předmětem sporu co do stáří i mechanismu vzniku. MATTAUER 1968 popsal „tektono-sedimentární“ brekcie, které se nacházejí podél zlomů omezující NPMZ se severu a

jihu a přisuzuje jim eocéní stáří. LAGABRIELLE A BODINIER (2008) popisují brekcie, které prvně popsal CHOUKROUNE (1972) a přisuzují jim křídové stáří. MINNIGH ET AL. (1980) připisuje vznik brekcií přetlaku fluid spojených s výstupem peridotitových masivů, které explozivně brekciovaly okolní karbonáty. VIELZEUF A KORNPROBST (1984) a HALL A BENNETT (1979) připisují vznik tektonických brekcií pohybům na zlomech, podél kterých docházelo k exhumaci peridotitových masivů. Obecně v této otázce panuje mnoho kontroverze a žádný z autorů se nezabývá všemi druhy brekcií a jejich vzájemnými vztahy.

### 3.7 Shrnutí vývoje pull-apart pánví v NPMZ

Od svrchního albu / spodního cenomanu (110-95 Ma) docházelo k epizodám riftingu a transkurentním pohybům doprovázeným tvorbou

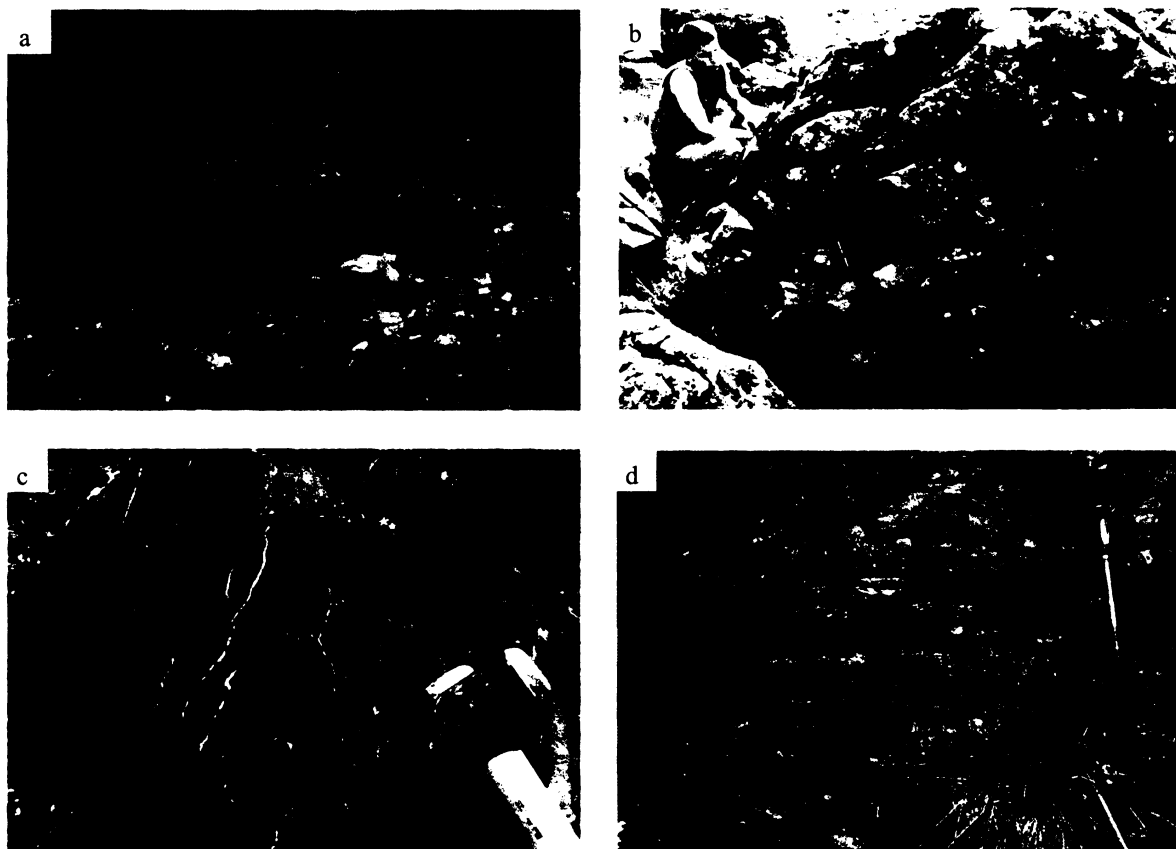


**Obr. 8:** Dva paleogeografické modely pro magnetickou chronu M0. Červená přerušovaná čára představuje přibližnou pozici NPF (převzato z SIBUET ET AL. 2004)

pull-apart pánví podél severopyrenejského zlomu (NPF) (CHOUKROUNE A MATTAUER 1978). V těchto pánvích sedimentovaly mocné polohy flyše a docházelo k vápenato-alkalickému vulkanismu (CHOUKROUNE 1976, MONTIGNY ET AL. 1986). Počátek termální metamorfózy ( $M_1$ ) je spojen s výstupem pláště, extenzí a zvýšením tepelného toku v oblasti. Maximální odhady geotermálního gradientu v pánvích jsou až  $100^\circ\text{C}/\text{km}$  (GOLDBERG 1987, GOLDBERG A LEYRELOUP 1990). Výstup izoterm a tektonické pohyby byly kinematicky spojeny s otevíráním Biskajského zálivu, potažmo celého Atlantského oceánu (obr. 8) (LE PICHON ET AL. 1970). Během této epizody docházelo ke ztenčení kontinentální kůry a extenznímu režimu v pyrenejské doméně. To bylo způsobeno rotací Iberijské desky vůči desce Euroasijské (VAN DER VOO A BOESSENKOOL 1972, OLIVET ET AL. 1996, SRIVASTAVA ET AL. 2000, SIBUET ET AL. 2004). Maximum ztenčení domény zhruba koresponduje s maximem metamorfózy okolo 95 Ma. Během tohoto období také pravděpodobně dochází i k exhumaci peridotitových těles na dno pánví (LAGABRIELLE A BODINIER 2008, VIELZEUF A KORNPROBST 1984). Po 91 Ma ustává vápenato-alkalický magmatismus a dochází ke změně extenze na kompresi. Během této doby (~87 Ma) ustává i termální metamorfóza v NPMZ (GOLDBERG 1987, FABRIES A LORAND 1990). Po koňaku (87 Ma) již nedocházelo ke střížným posunům mezi Iberií a Evropou a hlavní složka byla čistě kompresní. Během paleocénu (~63 – 59 Ma) se vytvářejí podél osy budoucího orogenu podmořské V-Z směřující kaňony (obr. 7). Tyto kaňony jsou otevřené směrem do Atlantského oceánu a dochází zde k sedimentaci „debris-flow“ brekcií, které leží diskordantně na mesozoických metakarbonátech (PEYBERNÉS ET AL. 2001A, 2001B, 2002). Během svrchního eocénu (~40 Ma) kulminuje kontinentální kolize a dochází k maximálnímu výzdvihu Pyrenejí spojeným se sedimentací flyšových sedimentů v předpolních pánvích. Během tohoto období byly pánve NPMZ zakomponovány do orogenu (FITZGERALD ET AL. 1999).

## 4. Terénní pozorování

Během terénních prací v pánvi Aulus jsme se zaměřili na mapování nebrekciovaných masivních domén, které zachovávají starou metamorfní stavbu ( $S_1/M_1$ ). Dále jsme se soustředili na rozlišení jednotlivých druhů brekcií a pochopení jejich vzájemných vztahů. Výsledkem je strukturní mapa v příloze. V následující části definujeme jednotlivé litologie a stavby. Všechny dokumentační body jsou zaneseny do mapy dokumentačních bodů v příloze a v textu jsou uváděny *kurzívou*.

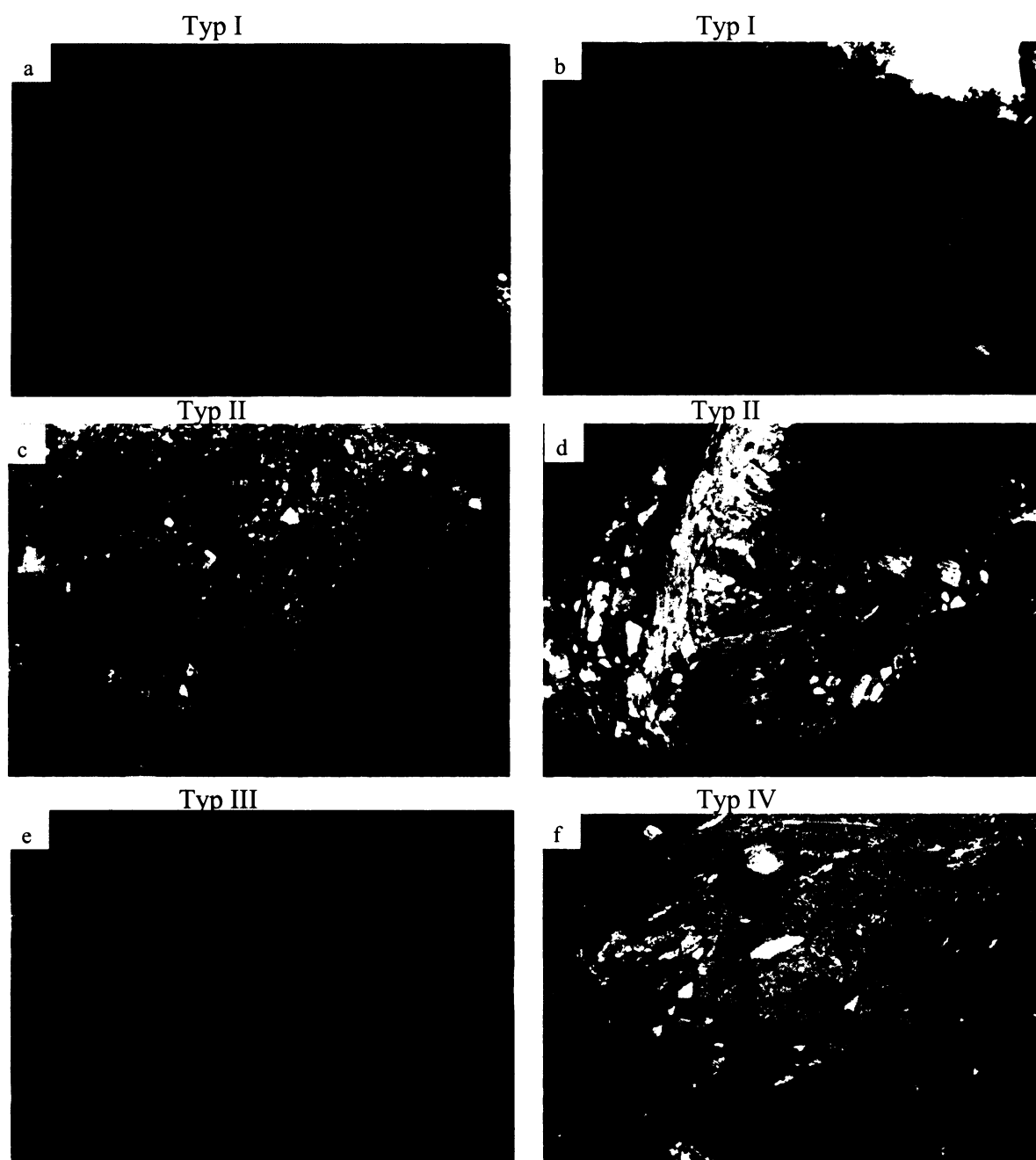


**Obr. 9:**

**a)** Masivní mramory s dobře vyvinutou  $M_1/S_1$  (střídání světlých a tmavých poloh) (*L06/13*) **b)** kataklastický peridotit **c)** „Rohovce“ přesekávané Cal – Scp žilami (*LZ24*) **d)** Vápenato-pelitické horniny (*L06/17d*)

### 4.1 Litologie

V terénu je možné rozlišit následující litologie: mramory (obr. 9a), peridotity (obr. 9b), „rohovce“ (obr. 9c), vápenato-pelitické horniny (obr. 9d) a brekcie. Brekcie tvoří značnou část studované oblasti a v terénu je možné v zásadě rozlišit následující facie: tektonické brekcie a kataklazity (**typ I**) (obr. 11a, 11b), polymiktní a monomiktní sedimentární brekcie (obr. 11c, 11d) (**Typ II**), chaotické/stylolitizované brekcie (**typ III**) (obr. 11e) a „horké“ brekcie (**typ IV**) (obr. 11f).



**Obr. 10:** **a)** Tektonické brekcie (*LZ23*). Charakteristické pro tektonické brekcie jsou ostrohranné fragmenty, které jsou jen málo vzájemně přesunuté (typ I). **b)** peridotitový kataklazit. Všimněte si lherzitové žíly, která je jen velmi málo přesunutá což svědčí o minimálním posunu během tvorby kataklazitu (typ I) **c)** Polymiktní sedimentární brekcie zachovávající sedimentární zvrstvení („graded bedding“) (*L07/14*). Matrix je tvořena peridotitovým pískem, klasty jsou karbonátové, peridotitové a nebo jsou tvořeny valouny peridotitového písku (typ II). **d)** Monomiktní sedimentární brekcie (*L06/7*). Povšimněte si klastů, které uchovávají  $M_1/S_1$  stavbu (typ II) **e)** silně stylolitizovaná brekcie (*L07/10*) (typ III) **f)** „horká“ brekcie (*LZ22*), nazelenalá matrix v této brekcii dominuje nad klasty a obsahuje amfibol (typ VI).

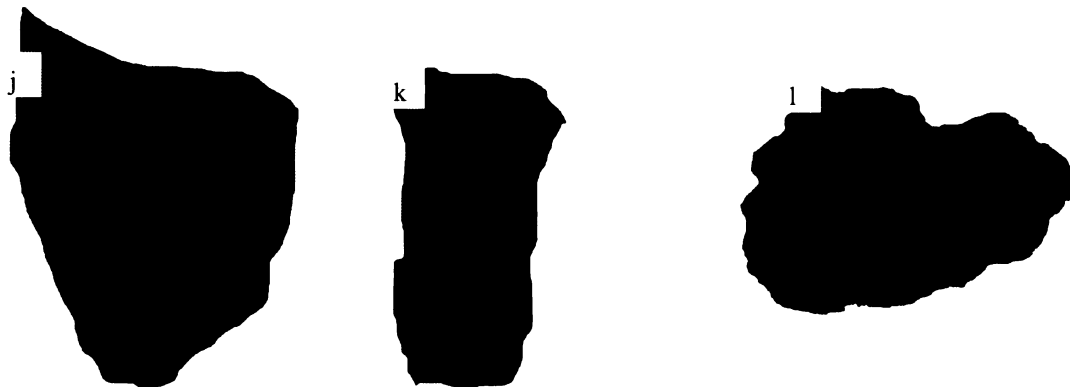
V rámci sedimentárních monomiktických brekcií (typ III), můžeme ještě odlišit paleocení sedimentární brekcie (typ III<sub>p</sub>), které jsou tvořeny angulárními málo kohezními klasty a metrovými bloky olistolitů. Tektonické a sedimentární brekcie ovšem nejsou jednoduše v terénu rozlišitelné – kromě evidentních tektonických i sedimentárních brekcií existuje mnoho přechodných typů, u kterých je obtížné určit, jakým mechanismem vznikly (např. obr. 10e).

Na obr. 11 jsou fotografie řezů horninových vzorků jednotlivých zkoumaných litologií z pánve Aulus. Fotografie a),d),e),f) reprezentují typické litologie s bohatou M<sub>1</sub> minerální asociací. Vzorky b),c) jsou hrubozrnné čistě kalcitové mramory. Vzorek g) je hornina, kde je



**Obr. 11: Fotografie řezů horninových vzorků**

**a)** páskované mramory s M<sub>1</sub>/S<sub>1</sub> stavbou (L06/14) **b),c)** hrubozrnné staticky rekrystalizované mramory (L07/54) **d)** jemnozrnný dolomit s euhedrálními porfyroblasty skapolitu, protínaný jemnými kalcit-skapolitovými žilkami (LZ23B) **e)** jemnozrnný dolomit s centimetrovými euhedrálními skapolity (LZ24) **f)** „rohovce“ protínané kalcit-skapolitovými žilkami (LZ24) **g)** Hornina tvořená převážně ze skapolitu (L07/58) **h)** „horká brekcie“ klasty různých litologií jsou obklopeny zelenavou matrix s amfiboly (LZ22) (typ VI) **i)** silně stylolizované brekcie (L07/36a) (typ IV)



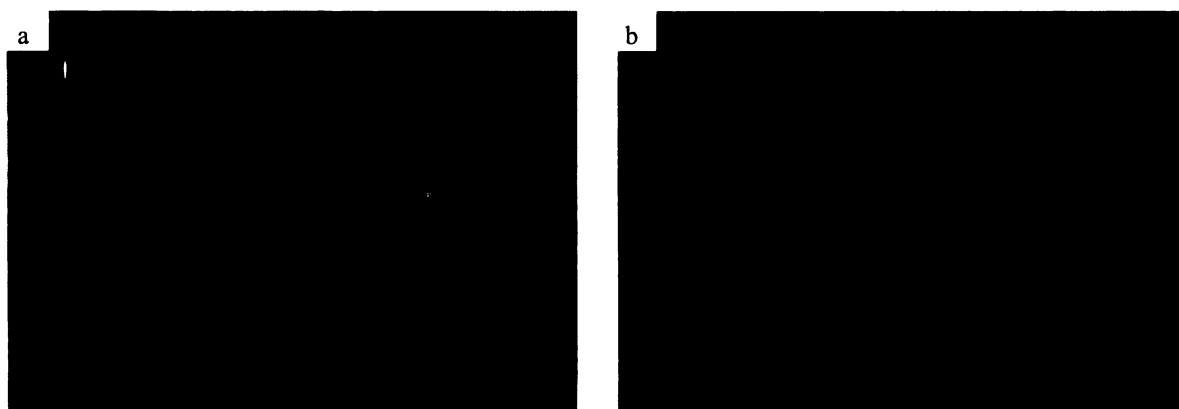
**Obr. 11: Fotografie řezů horninových vzorků (pokračování) j) brekcie s opracovanými klasty (L07/36b) (typ III) k) tektonická brekcie (LZ23A) (typ I) l) brekcie vznikající dedolomitizací, bílé klasty jsou dolomitem bohaté, růžová matrix je kalcitová (L06/17c v těsné blízkosti L06/17b)**

skapolit s kalcitem hlavním horninotvorným minerálem. Vzorky h) – l) reprezentují jednotlivé typy karbonátových brekcií.

## 4.2 Metamorfni stavba $M_1/S_1$

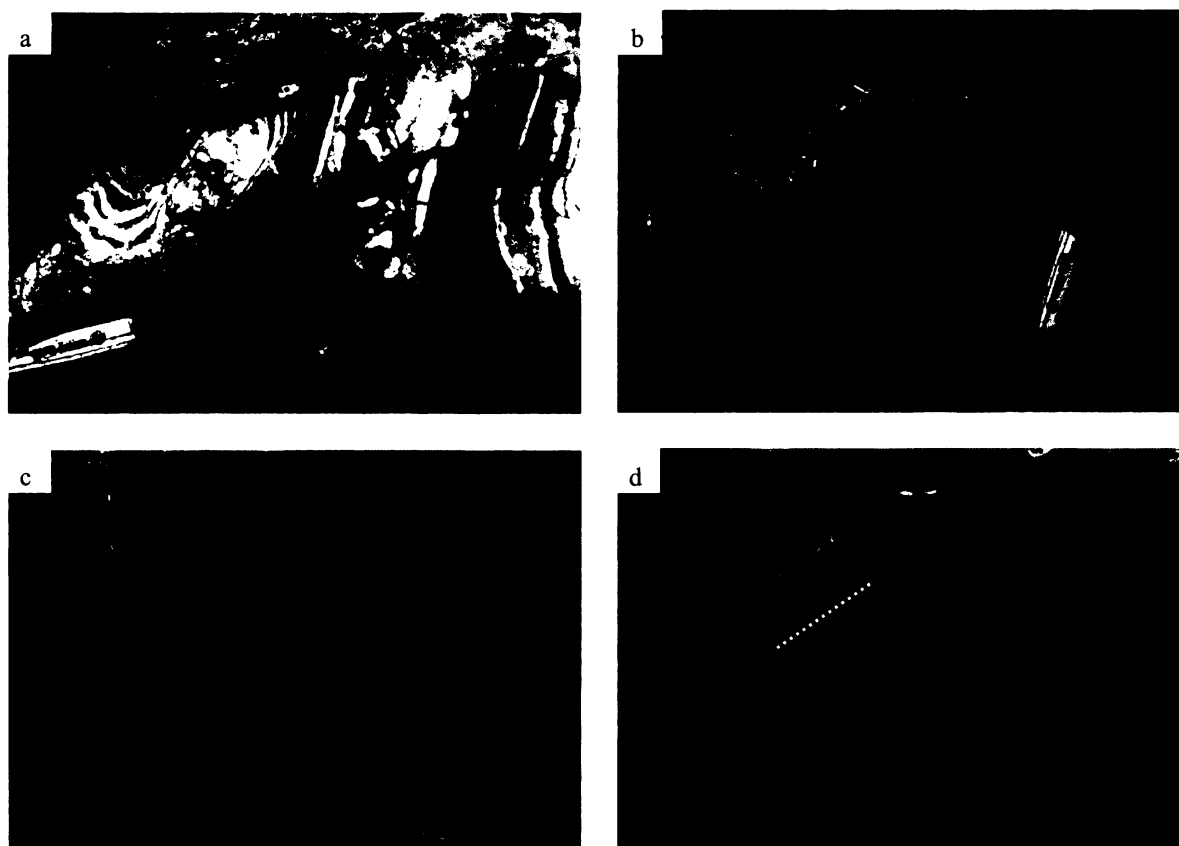
V terénu je  $M_1/S_1$  stavba dobře rozpoznatelná podle střídání pelitických a vápenatých poloh v metapelitech (obr. 9d), podle střídání vrstev bohatých na metamorfni minerály s vrstvami čistě karbonátovými v mramorech (obr. 12a), podle střídání kalcitových a dolomitových poloh v mramorech (obr. 12b), nebo podle střídání světlých a tmavých poloh také v mramorech (obr. 9a).

V terénu můžeme rozlišit dvě domény s odlišným stupněm metamorfózy. Severní hrana



**Obr. 12: a)  $M_1/S_1$  definovaná vrstvami bohatými na metamorfni minerály(LZ23) b)  $M_1/S_1$  definovaná střídáním dolomitických a kalcitických poloh (L06/17a).**

pánve Aulus je tvořena především jemnozrnnými karbonáty a stylolitizovanými brekciemi (typ IV). Nepozorujeme zde růst žádných metamorfni minerálů ani výraznou rekrystalizaci karbonátů. Následuje silně brekciovaná zóna, která obsahuje tělesa peridotitů, a která tvoří



**Obr 13: Severní hrana pánve Aulus a) isoklinálně zvrásněné kalcitové polohy uvnitř nichž dochází k brekciaci dolomitických poloh (L07/16) b,c) brekciovaný zámek vrásy (L07/10) d) chaotická brekcie (L07/10)**

rozhraní mezi jednotlivými metamorfními stupni. Na jih od této hranice pozorujeme karbonáty s hrubozrnnou texturou a růst metamorfních minerálů. V naší zkoumané oblasti pánve Aulus se tektono-metamorfní stavba ( $M_1/S_1$ ) vyskytuje v izolovaných V-Z směřujících doménách, které jsou obklopeny tektonickými brekciemi, a obvykle upadá pod mírným úhlem k ZSZ (viz strukturní mapa v příloze). Polohy s vyvinutou  $S_1/M_1$  stavbou jsou zde často vrásněny izoklinálně až otevřenými vrásami a jsou intenzivně budinované (obr. 13a,14). Osy vrás  $F_1$  upadají pod mírným úhlem na ZSZ. Minerální lineace ( $L_1$ ) je definována přednostní orientací protažení (stretching lineation) kalcitu nebo metamorfními minerály (Scp, Ttn), ale zpravidla není dobře měřitelná. Na několika výchozech (L07/6, L07/56, L07/58) pozorujeme orientovaný růst krystalů skapolitu v hrubozrnné  $M_1/S_1$  stavbě. Deformace  $D_1$  je v pánvi Aulus velmi heterogenní – intenzivně deformované domény přecházejí do málo deformovaných mramorů, některé mramory mají velmi hrubozrnnou všesměrnou texturu, která svědčí o rekrytalizaci za statických podmínek.

### 4.3 Stavba S<sub>2</sub>

Podél severní hrany pánve pozorujeme jemnozrné mramory s vertikální foliací, která směřuje V-Z a subhorizontální V-Z směřující lineaci definovanou přednostním natažením karbonátových zrn (viz strukturální mapa v příloze). V těchto horninách nikdy nepozorujeme růst metamorfních minerálů ani výraznou rekrystalizaci karbonátových zrn.

### 4.4 Brekciace stavby S<sub>1</sub>/M<sub>1</sub>

Původní S<sub>1</sub>/M<sub>1</sub> stavba je intenzivně budinována a brekciována. Budiny se vyvíjí z dolomitických poloh zatímco matrix je kalcitová. Budináž pozorujeme v různých stádiích pokročilosti v celém námi zkoumaném terénu (obr. 14). Tektonické brekcie (typ I) přechází do chaotických brekcií (typ IV) na malém prostoru (obr. 14e) což znesnadňuje mapování.

Na severní hraně pánve se vyskytují vrásy s intenzivně mylonitizovanými rameny a brekciovanými zámky (typ I) (obr. 13b,c). Tyto vrásy přechází v chaotické brekcie (typ IV) (obr. 13d,10b). Na výchozu L07/16 je ilustrován rozdíl v reologii kalcitu a dolomitu – zatímco kalcit se chová duktilně, dolomit se za stejných podmínek chová křehce a brekciuje se (obr. 13a).





**Obr. 14:**

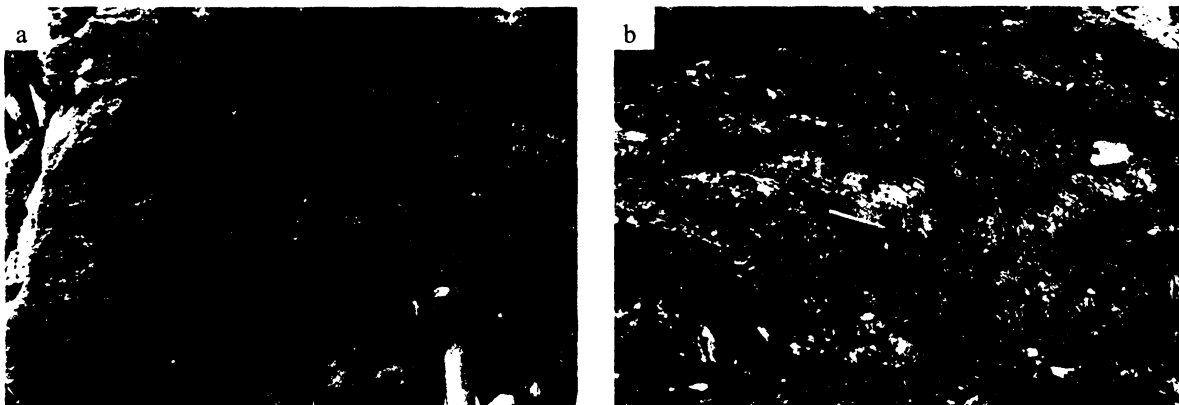
**a)** dolomitické budiny (*L06/14*) **b)** dolomitické polohy jsou pravidelně hojeny kalcitovými žilami (pohled na foliační plochu) (*L06/17e*) **c)** budináž  $M_1/S_1$  podél poklesových zlomů (*L06/15*) **d)** budináž  $M_1/S_1$  (*LZ21*) **e)** přechod z masivní  $M_1/S_1$  stavby (nahore) do chaotické brekcie (dole) (*LZ22*) **f)** dolomitové budiny obklopené kalcitovou jemnozrnnou matrix (*L06/17a*)

## 4.5 Strukturní profily

Podel silnice D8f jsou vedeny dva profily, které jsme podrobně prozkoumali a na nichž jsme zdokumentovali vývoj  $S_1/M_1$  stavby (profil AB) a uklánění krustálních bloků podel vysokoteplotních poklesových zlomů (profil CD). V následující části popíšeme makroskopicky tyto profily, orientaci různých strukturních prvků a lokalizujeme vzorky, které jsme použili pro mikroskopická pozorování, stanovení teplotních podmínek metamorfózy a geochemii. Schematické nákresy profilů jsou na obr. 22 a jejich umístění je vyznačeno ve strukturní mapě v příloze.

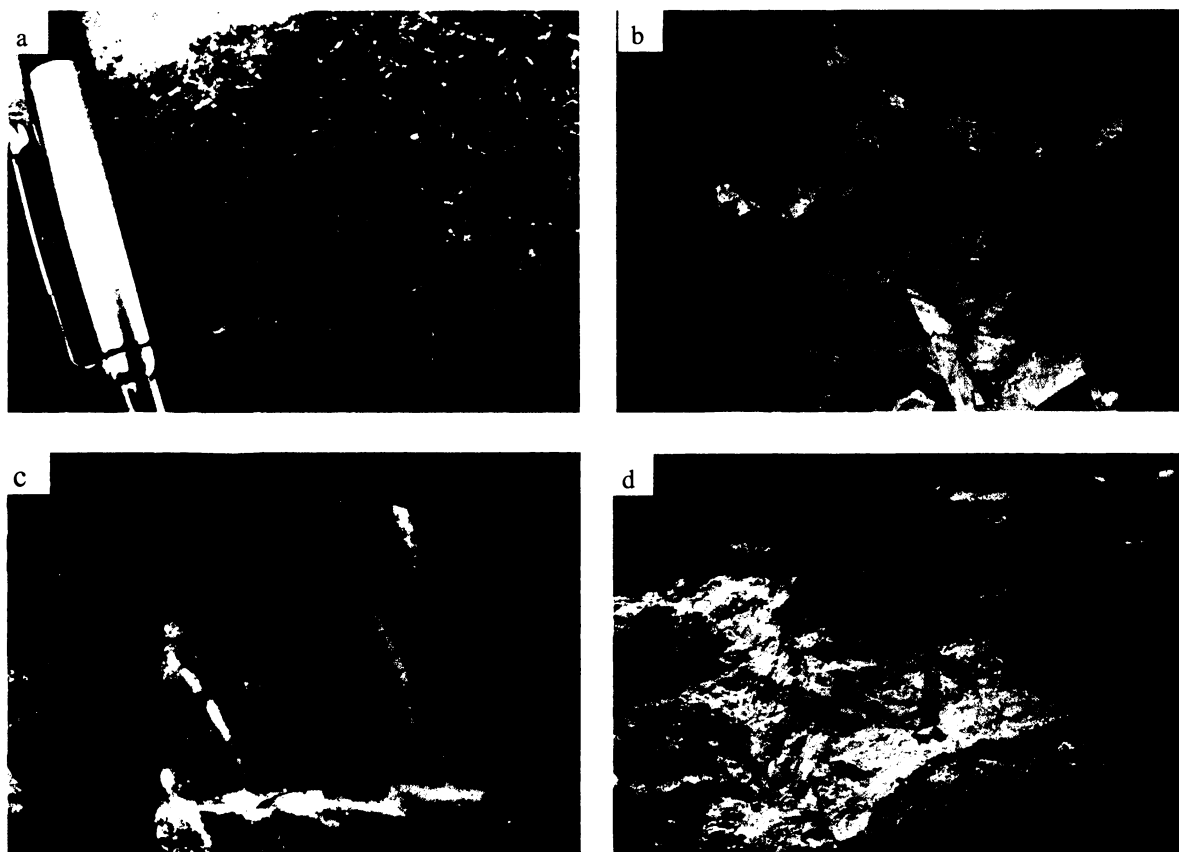
### 4.5.1 Profil AB (silnice D8f)

Podel silnice D8f směrem ke Col d'Agnes se nachází řada dobře odkrytých výchozů. V severovýchodní části profilu pozorujeme masivní páskované mramory (*L06/13*), které jsou lokálně intenzivně zvrásněné. Růst metamorfních minerálů (Ttn, Scp) definuje  $S_1/M_1$  a subhorizontální minerální lineaci ( $L_1$ ). Mramory jsou zde posety bílými krystaly skapolitu a pozorujeme zde časté pseudomorfózy muskovitu po skapolitu (*L06/14*) (obr. 16a). Vyskytují se



Obr. 15: a) isoklinální vrásy (*L06/13*) b) vrása (*L06/13*)

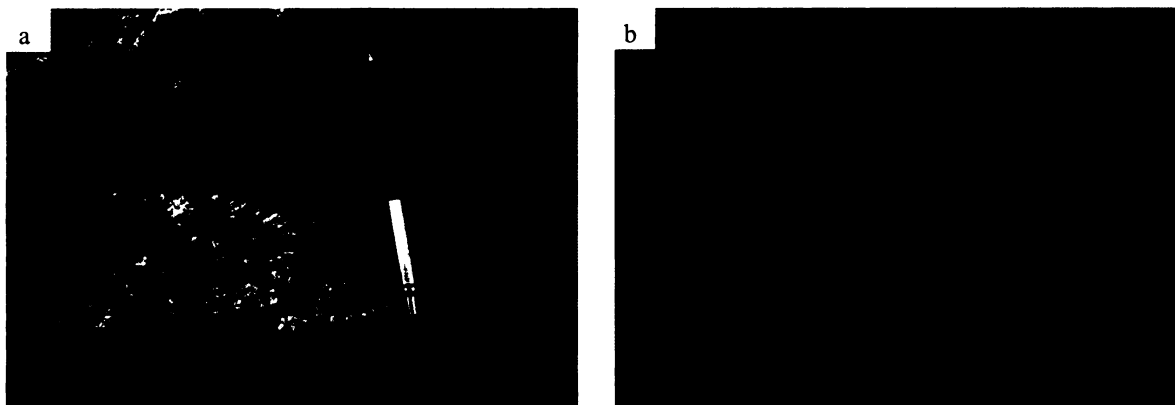
zde dva druhy vrás – jedny vrásní páskování v mramorech, jsou isoklinální a malého rozměru (*L06/15*) (obr. 15a, 16b). U těchto vrás pozorujeme vývoj mylonitických zón paralelně s rameny vrás (mylonit typu A). Druhý typ vrás jsou otevřené vrásy, které vrásní celé masivní mramorové polohy (obr. 15b). V těsné blízkosti se nachází další výchoz kde je velmi dobře pozorovatelná budinaž jednotlivých poloh. Budiny se zpravidla vyvíjejí v dolomitických polohách, pozorujeme zde velmi rané stádium budinaže (obr. 14c). V horní části tohoto výchozu (*L06/15*) můžeme pozorovat dobře vyvinuté tzv. „tension gashes“ (obr. 16c) vyplněné kalcitem.



**Obr. 16:** a) alterované skapolity (L06/14) b) Isoklinálně zvrásněné polohy mramorů (L06/15) c) „tension gashes“ (L06/15) d) Vrása v mramoru (L06/13)

Dále k JZ pozorujeme jednotlivé izolované výchozy, které však udržují koherentní orientaci  $S_1/M_1$  stavby, která upadá pod mírným úhlem k Z (obr. 22). Většina výchozů není dostatečně odkrytých pro detailnější pozorování. V profilu pozorujeme kapsu nekohezivní brekcie (L06/16), která diskordantně nasedá na mramory a o cca 70m dále na JZ se nachází rozsáhlý, dobře odkrytý výchoz (L06/17). Výchoz je tvořen z dolomitických mramorů, které jsou lokálně brekciiovány. Pozorujeme zde pravidelnou budináž dolomitických lavic která tvoří tzv. „chocolate tablet“ (L06/17e). Prostory mezi dolomitickými budinami vyplňuje kalcitová matrix (obr. 14b). O cca 30 m dále se nachází výchoz (L06/17a), který představuje pokročilejší stádium budináže (obr. 14f) kde již kalcitová matrix dominuje nad dolomitovými budinami.

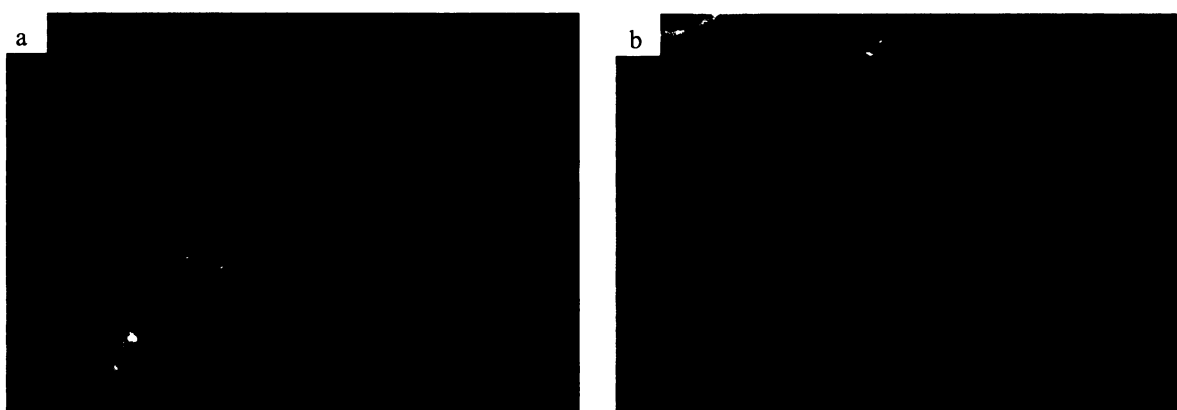
Na předchozí masivní litologie konkordantně nasedá kompaktní brekcie (L06/17b). Klasty brekcie jsou tvořeny z dolomitu a jsou charakteristicky zaoblené (obr. 17a,b). Tato poloha je mocná cca. 2 m a na ni nasedají masivní dolomitové mramory (L06/17c). Přechod z brekcie do dolomitických mramorů je postupný (obr. 18a). Tyto mramory udržují koherentní směr foliace a selektivním zvětrávání jim dává charakteristický zjev (obr. 18b). Na celém výchozu L06/17 je dobře zřetelná foliace, která upadá pod  $\sim 40^\circ$  na JZ. Všechny horniny v okolí



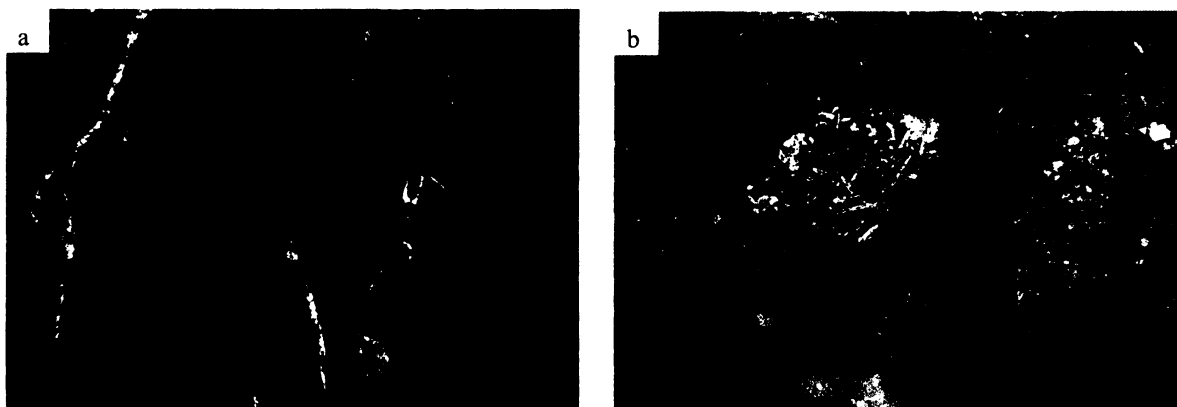
**Obr. 17: a)** kompaktní brekcie (*L06/17b*) **b)** detail klastu brekcie(*L06/17b*)

jsou tvořeny jen karbonáty s hrubozrnnou texturou ale nepozorujeme v nich téměř žádný růst metamorfních minerálů. Celý výchoz je křehce fakturován podél pozdních zlomů.

Dolomitické mramory na JZ přechází do litologie podobné *L06/14* ve které se postupně zvětšuje podíl pelitické složky. Po cca 100 m směrem k Col d'Agnes se nachází výchoz vápenato-pelitických hornin (obr. 9d) (*L06/17d*). Jedná se o malý izolovaný výchoz, který však opět udružuje koherentní orientaci foliace  $S_1$  s předchozími litologiemi.



**Obr. 18: a)** brekciované dolomitické mramory (*L06/17c*) **b)** masivní dolomitické mramory (*L06/17c*)

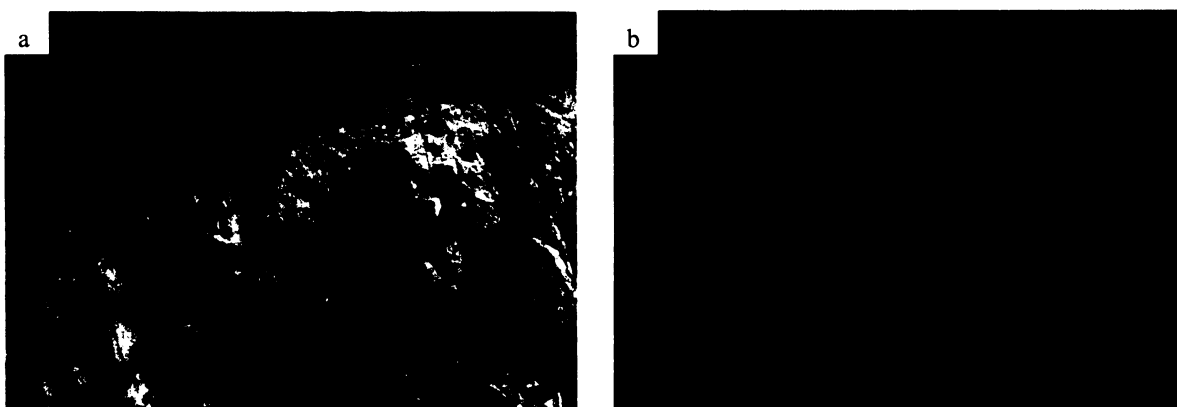


**Obr. 19:** a) „rohovce“ přesekávané Cal – Scp žilami (LZ24B) b) Masivní dolomitové mramory s krystaly Scp (LZ24A)

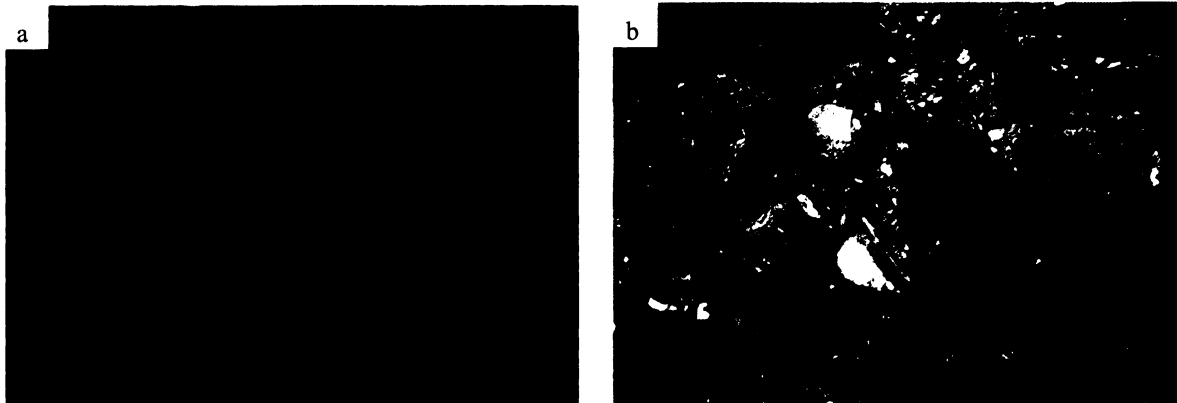
#### 4.4.2 Profil CD (Col d'Agnes)

Druhý studovaný profil se nachází cestou na jih z Col d'Agnes podél silnice D8f. Přímo v sedle se nachází výchoz masivních „rohovců“, které jsou přesekávány Cal-Scp žilami (LZ24B). Rohovcovitý vzhled dává horninám skapolit, který tvoří bílé tečky, jejichž množství se směrem k žilám zvětšuje (obr. 19a). Termín „rohovce“ je v literatuře široce používán, ačkoliv se ve skutečnosti nejedná o kontaktně metamorfované horniny. Jemnozrná matrix je tvořená převážně kalcitem a biotitem. V matrix roste skapolit, který je přítomen i v žilách, které „rohovce“ sekají. Žíly upadají pod strmým úhlem na východ. V podloží se nachází jemnozrné dolomitové mramory s až centimetrovými krystaly skapolitu (LZ24A) (obr. 18b). Jak rohovce, tak mramory mají dobře vyvinutou foliaci  $S_1/M_1$ , která upadá pod mírným úhlem na SSZ.

Po cca 100 metrech se nachází druhý výchoz, který sestává z mramorů bohatých na  $M_1$  metamorfní minerály (obr. 12a). Skapolit je běžně úplně zvětralý a zanechává v horninách jen negativní otisky. Mramory jsou přetínány jemnými žilami (Scp + Cal) které mají stejnou orientaci jako žíly na lokalitě LZ24. V podloží těchto mramorů se nachází tenká (max. 10 cm)



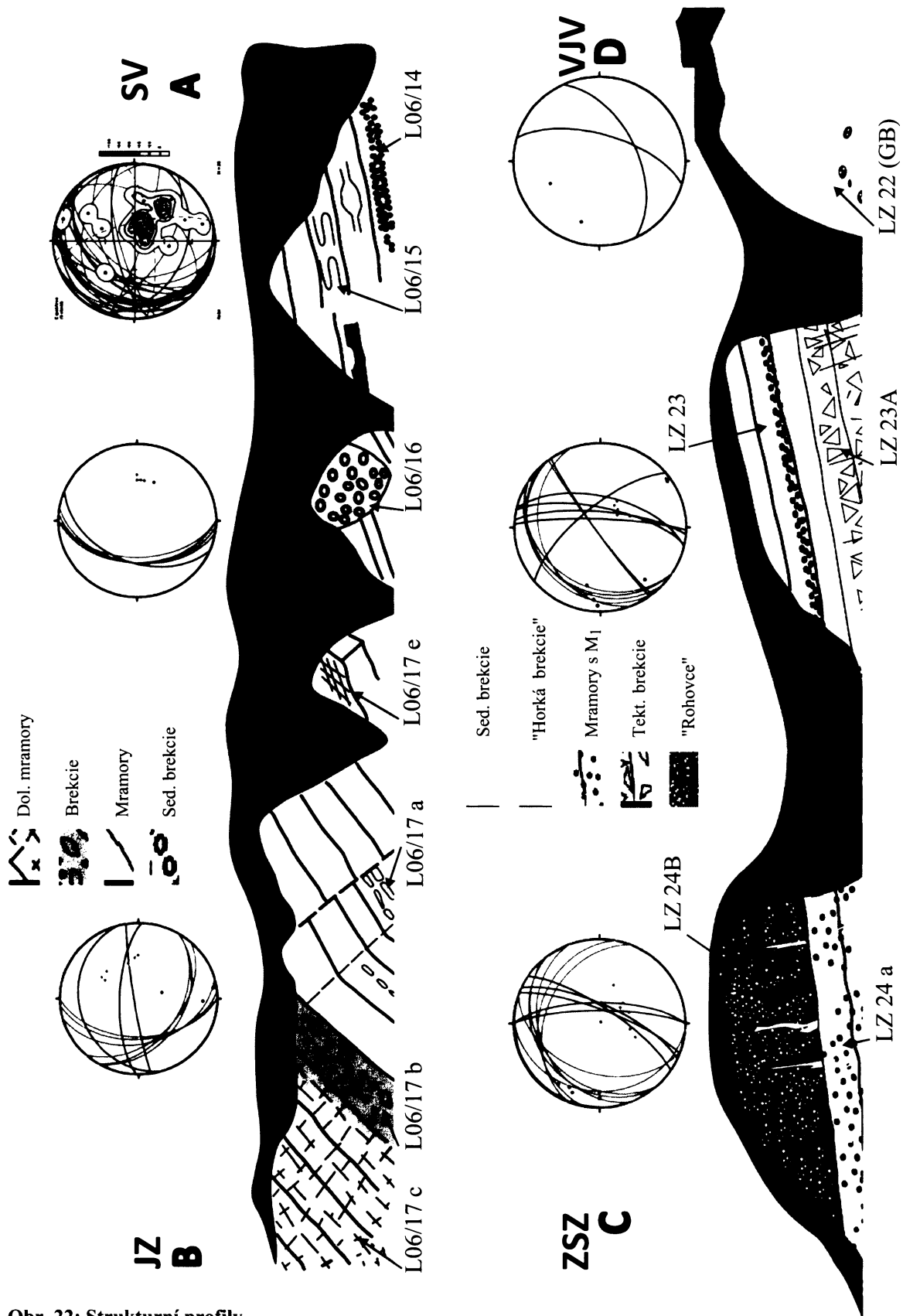
**Obr. 20:** a) tenká vrstva polymiktní brekcie (LZ23) b) tektonická brekcie (LZ23A)



**Obr. 21:** a) detail klastu z „horké brekcie“ (LZ22) b) „horká brekcie“ (LZ22)

vrstva polymiktní brekcie, která odděluje masivní mramory (LZ23B) od tektonických brekcií v podloží (LZ23A). V tektonických brekciích (obr. 20b) je stále měřitelná foliace a při podrobnějším pozorování vidíme pravidelné fraktury, které upadají pod strmým úhlem na východ.

Další výchoz je od předešlého oddělen korytem potoka. Jedná se o „horkou brekcií“ (typ VI) s nazelenalou matrix a klasty rohvců a karbonátů (LZ22). Klasty zachovávají původní  $M_1$  minerální asociaci a okolo nich se vytváří reakční lem z amfibolů (obr. 21a). Klasty jsou v brekcií na několika místech viditelně usměněné. Brekcií však dominuje matrix, která je tvořena z převážné většiny z kalcitu, flogopitu a amfibolu. Usměnění klastů definuje lineaci, která je subvertikální. Tato netradiční facie graduálně přechází na JV do sedimentárních brekcií.



**Obr. 22: Strukturální profily**

Zeleně je v pólových obrazcích vyznačena orientace  $S_1$ , červeně jsou vyznačeny orientace zlomů a modře orientace žil. Jednotlivé dokumentační body jsou vyznačeny jejich názvy. Pozice profilů jsou vyznačeny na strukturální mapě v příloze. Více podrobností v textu.

## 5. Mikrostrukturní analýza

Vzorky odebrané v terénu jsme prozkoumali pomocí optického mikroskopu, katodové luminescence (CL) a na několika charakteristických výbrusech (L06/15, L06/17d L07/6, L06/14a) jsme provedli kvantitativní mikrostrukturní analýzu pomocí EBSD. Obecný mikrostrukturní vývoj ilustrujeme na několika klíčových výbrusech. Při mikrostrukturní analýze jsme se zaměřili na kalcit a dolomit, který ve výbrusech dominuje. Pro popis tvaru krystalů používáme klasifikaci podle MOORE 1970 shrnutou v PASSCHIER A TROUW 2005. V následující části shrneme deformační mechanismy fungující v kalcitu a dolomitu.

### 5.1 Deformační mechanismy kalcitu

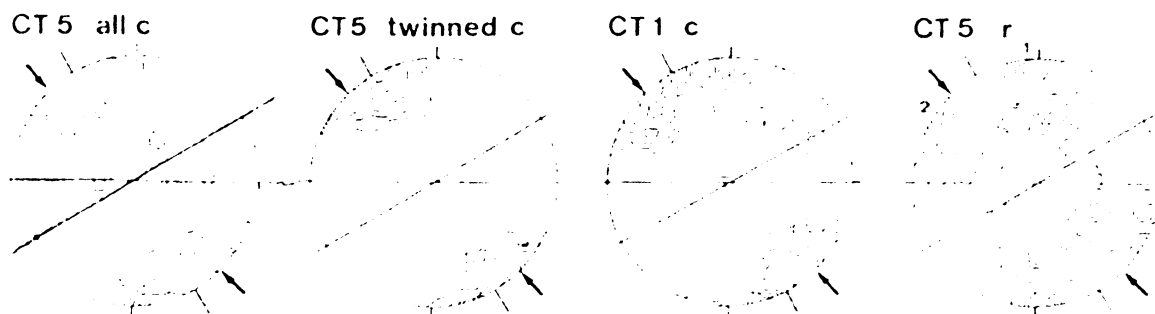
#### 5.1.1 Kataklastický tok

Za nízkých metamorfních podmínek se kalcit ( $\text{CaCO}_3$ ) deformuje křehce a dochází ke kataklastickému toku (KENNEDY A LOGAN 1998). Hrubozrné fragmenty jsou silně zdvojitěny, přesekávány žilami a stylolity a mohou undulózně zhášet. Menší fragmenty mohou být nezdvojitěné a bez známek deformace. Křehká deformace je asistována tlakovým rozpouštěním, dvojitěním a obzvláště v jemnozrné matrix skluzem dislokací a „bulging recrystallization“. (KENNEDY A LOGAN 1998, PASSCHIER A TROUW 2005). Tlak fluid má zásadní vliv na křehké chování hornin. Obvykle je kataklastický tok spojován s nízkými metamorfními podmínkami ale vysoký tlak fluid dokáže křehce frakturovat horniny v jakýchkoliv metamorfních podmínkách (PASSCHIER A TROUW 2005). Kataklastický tok přirozeně nevede k vytvoření mřížkové přednostní orientace (LPO).

#### 5.1.2 Dvojitěnění

Dvojitěnění je důležitým deformačním mechanismem již od velice nízkého kritického střížného napětí (critical resolved shear stress – CRSS) a je efektivní pod širokou škálou podmínek (obr. 25). V kalcitu dochází ke dvojitěnění na třech  $e$ -plochách které jsou ukloněné k ose  $c$ . Dvojitěnění můžeme rozdělit do čtyř základních skupin podle klasifikace kterou navrhnul BURKHARD (1993) (obr. 24). V této práci používám typy dvojitěnění pouze k základní klasifikaci dvojitěnění BURKHARD 1993 studoval horniny metamorfované jen za nízkých metamorfních podmínek (což není případ NPMZ). Vzorek deformovaný především dvojitěněním má charakteristickou LPO kde  $c$ -osy mají maxima kolmá na foliaci (obr. 23) (SCHMID ET AL. 1987).





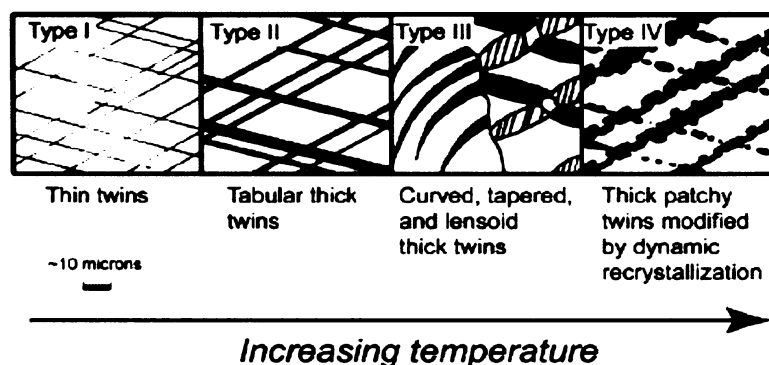
**Obr. 23:** Orientace os  $c$  a  $r$  u experimentálně deformovaného kalcitu v režimu dvojčatění. šipky představují orientaci  $\sigma_1$  (podle SCHMID ET AL. 1987).

**Typ I:** tenká přímá dvojčata, obvykle jen málo dvojčat v zrně. Tvoří se za nízkých teplot (< 200 °C) a neakomodují mnoho deformace.

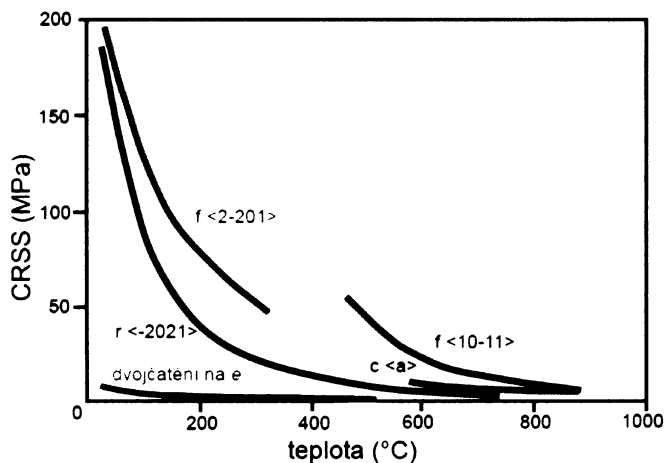
**Typ II:** Široké (> 1  $\mu\text{m}$ ), přímé, lehce čokovité. Akomodují již větší množství deformace, ale nedochází k aktivaci intrakrystalických skluzných systémů. Teploty, za kterých dochází k vytváření dvojčat typu II, jsou zpravidla nižší než 300 – 350°C.

**Typ III:** Zakřivená čokovitá dvojčata, která prochází celým zrnem. Zakřivení dvojčat je způsobeno aktivací intrakrystalických skluzných systémů. Dvojčata jsou zpravidla široká, ale vyskytují se i dvojčata tenká. Teploty charakteristické pro tento druh dvojčat jsou odhadovány na > 200 °C.

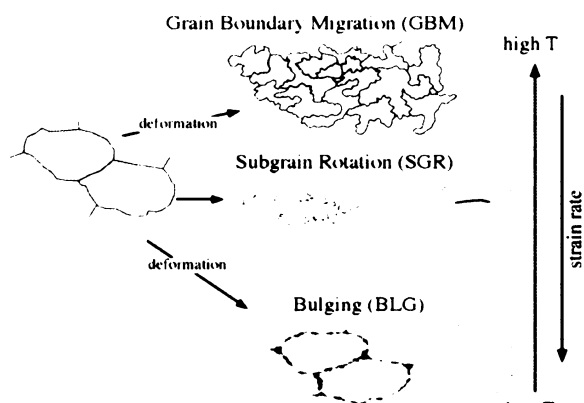
**Typ IV:** Široká, rozplynutá dvojčata s nerovnými okraji. Často dochází k rekrytalizaci malých zrna (několik  $\mu\text{m}$ ), která následují staré dvojčatné e-plochy. Předpokládané teploty pro tento typ dvojčat jsou >250 °C.



**Obr. 24:** klasifikace dvojčat podle BURKHARD 1993



**Obr. 25:** Kritické střížné napětí (critical resolved shear stress) vs. teplota. Zjednodušený graf podle DE BRESSER A SPIERS 1997. Ukazuje aktivitu jednotlivých skluzných systémů a dvojčatění v kalcitu.



**Obr. 26:** Deformační mikrostruktury (převzato z PASSCHIER A TROUW 2005)

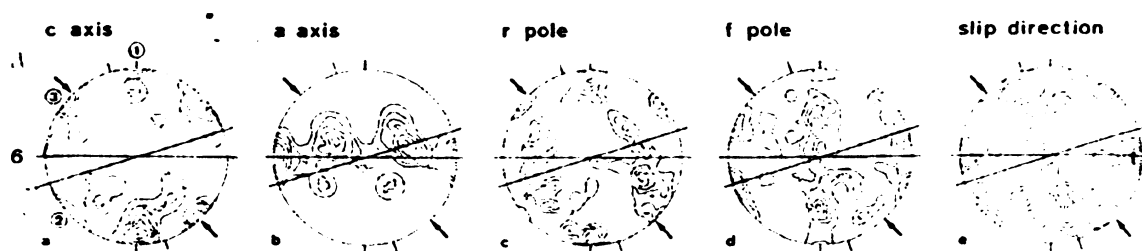
### 5.1.3 Intrakrystalický skluz (dislokační tok)

Za nízkých až středních metamorfních podmínek dochází ke skluzu dislokací na  $r$ - a  $f$ - plochách. CRSS pro skluz po ploše  $r$  je více teplotně závislý než pro dvojčatění a proto skluz po ploše  $r$  nahrazuje dvojčatění až za vyšších teplot. Za vysokých teplot je aktivní bazální skluz

(( $c$ )  $\langle a \rangle$ ) (obr. 25). Dislokační tok se projevuje undulózním zhášením zrn, tvorbou deformačních pásů a „bulging“ rekrystalizací (obr. 26), která spolu s rotací sub-zrn tvoří „core-and-mantle“ mikrostruktury (pouze v hrubozrnných mramorech) (SCHMID ET AL. 1987).

Velikost zrn hraje zásadní roli pro přechod deformačního režimu z dvojčatění na dislokační skluz.

V jemnozrnných horninách se tento přechod odehrává za nižších teplot při srovnání s horninami hrubozrnnými. To je způsobeno tím, že hranice zrn představují překážky pro šíření širokých deformačních dvojčat a proto je dvojčatění efektivním deformačním mechanismem v hrubozrnných horninách i za vyšších



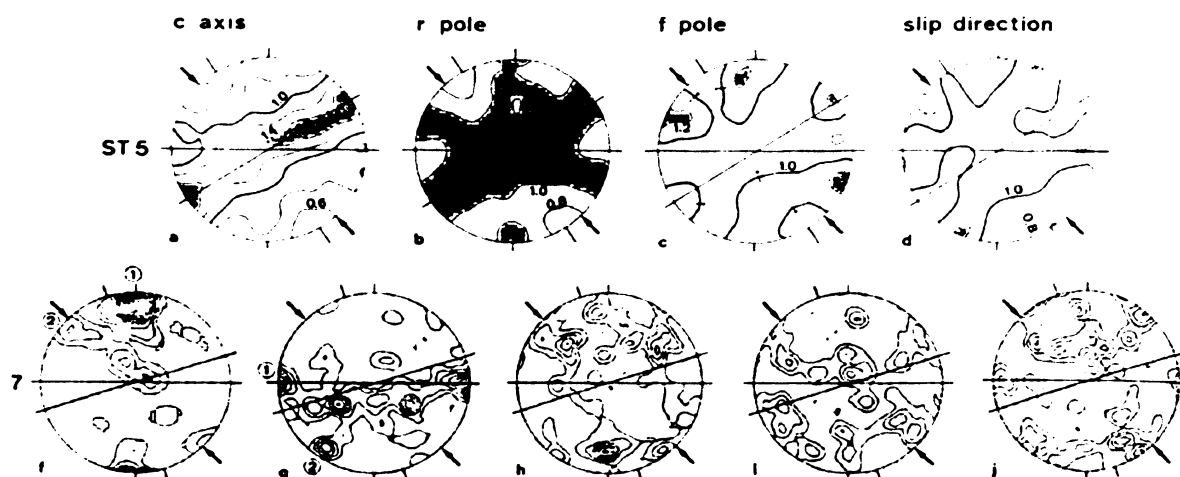
**Obr. 27:** Orientace krystalografických os a ploch pro experimentálně deformovaný kalcit dislokačním tokem šipky představují orientaci  $\sigma_1$  (podle SCHMID ET AL. 1987).

teplot (BURKHRAD 1993). Pólové obrazce *c*-os mají při dislokačním toku vyvinutá tři maxima po obvodu a *a*-osy tvoří pás na foliační ploše (obr. 27).

### 5.1.4 Superplasticita a migrace hranic zrn (grain-boundary migration – GBM)

V jemnozrnných horninách je deformace akomodována pomocí skluzu po hranicích zrn (v literatuře též nazývaný superplastický tok (RUTTER ET AL. 1994)). Tento deformační mechanismus nevede k vytvoření silné mřížkové přednostní orientace. Přechod mezi dislokačním tokem a skluzem po hranicích zrn je pozvolný a nevytváří žádnou charakteristickou mikrostrukturu (SCHMID ET AL. 1987).

V hrubozrnných mramorech dochází k migraci hranic zrn (GBM), která se projevuje



**Obr. 28:** Orientace krystalografických os a ploch pro experimentálně deformovaný kalcit v režimu GBS (nahore) a GBM (dole). šipky představují orientaci  $\sigma_1$  (podle SCHMID ET AL. 1987).

tvorbou tzv. „left-over grains“. Hranice zrn jsou velice nerovné (obr. 26). Vysoký stupeň GBM rekrytalizace vede k vytvoření silné mřížkové přednostní orientace. *C*-osy jsou kolmé na foliaci a *a*-osy tvoří pás na rovníku (obr. 28).

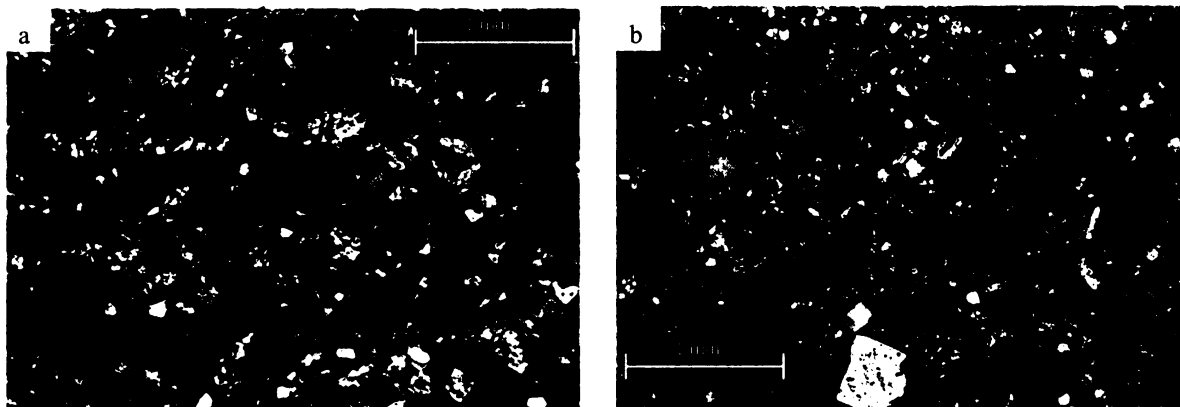
## 5.2 Deformační mechanismy dolomitu

Karbonáty, které se skládají převážně z dolomitu ( $MgCa(CO_3)_2$ ) mají výrazně jiné mechanické vlastnosti než karbonáty kalcitové ( $Ca(CO_3)$ ). Deformační mechanismy popsané pro kalcit jsou platné i pro dolomit, ale rozdíl je v podmínkách (obzvláště teplotních), za kterých k nim dochází. Dolomit se deformuje bazálním *a*-skluzem za nízkých až středních teplot. K dvojčatění dochází na *f*-plochách od středních do vysokých teplot (dolomit v laboratorních

podmínkách nedvojčatí pod 300 °C) (BARBER ET AL. 1981). Za nízkých metamorfních podmínek se dolomit chová rigidněji než kalcit. Většina experimentálních studií se zaměřuje na křehké chování dolomitu a pouze několik ojedinělých prací se zabývá tokovými rovnicemi (flow law) a penetrativní deformací dolomitu (např. BARBER ET AL. 1981). Systematické studie deformačních mechanismů aktivních v dolomitu za vysokých teplot, které by pomohly objasnit vysokoteplotní reologii tohoto karbonátu, však dosud chybí (PASSCHIER A TROUW 2005).

### 5.3 Mikrostrukturní pozorování v CL a v optickém mikroskopu

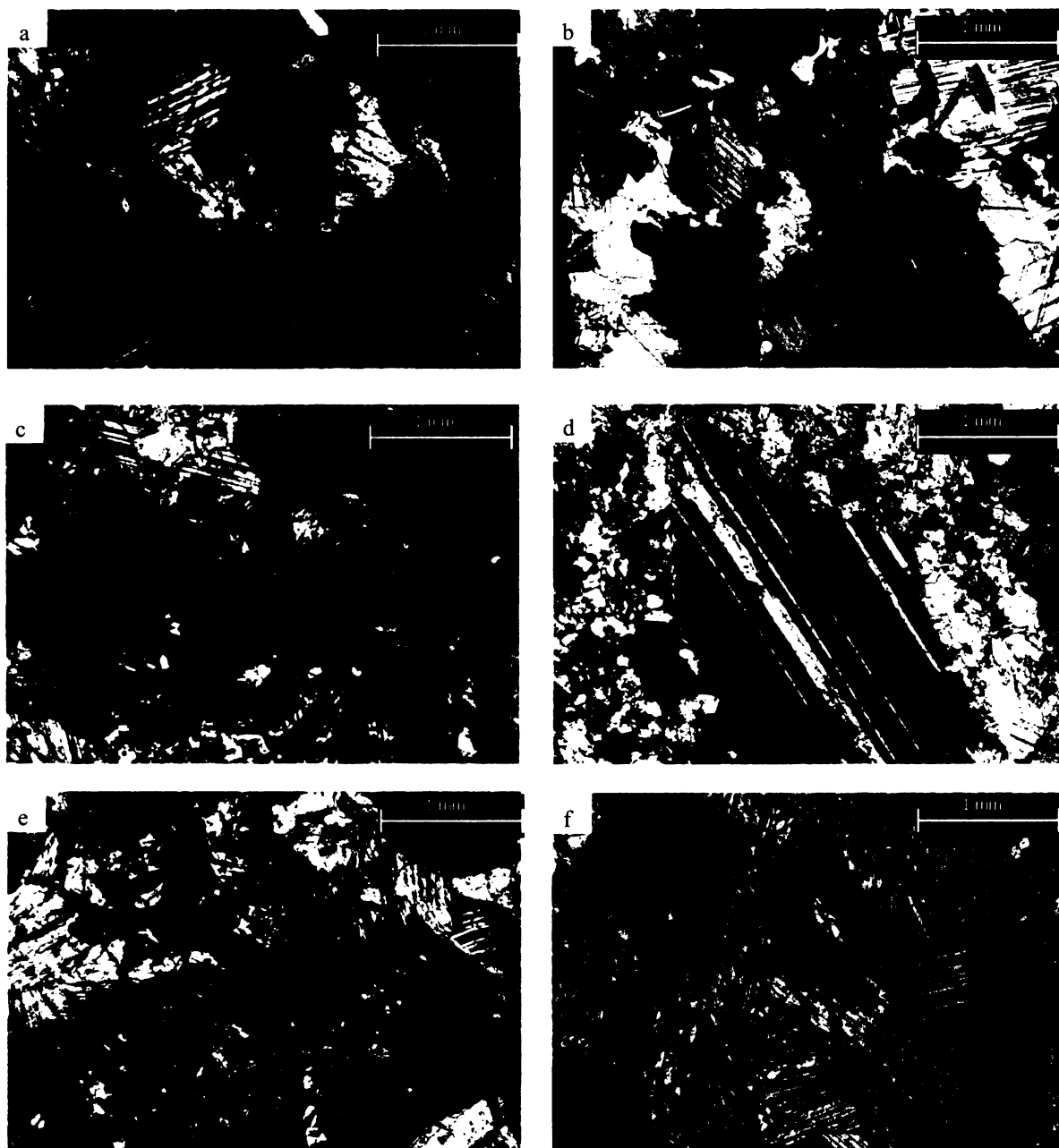
Původní sedimentární vrstevnatost ( $S_0$ ) můžeme lokálně pozorovat na „rohovcích“ (LZ24B) a okolních dolomitech v profilu CD u Col d'Agnes (obr. 29). Jedná se o jemnozrné horniny s bohatou  $M_1$  metamorfní asociací. „Rohovce“ (LZ24B) mají matrix tvořenou z biotitu a kalcitu a velké anhedrální krystaly, které dávají hornině rohovcovitý vzhled, jsou skapolity.



**Obr. 29:** a) sedimentární textura (opakování Qtz bohatých vrstev, usměrnění slíd v těchto vrstvách b) Neorientovaný růst euhedrálních tre a phl s inkluzemi v jemnozrných dolomitických vápencích

Tyto horniny jsou přesekávány kalcit – skapolitovými žilami (obr. 36b,c). Skapolity vykrytalizované v žilách tvoří velká anhedrální zrna (obr. 36b,c). V podloží rohovců se nachází jemnozrné dolomitické vápence (LZ24A), ve kterých neusměrněně rostou euhedrální tremolity a až centimetrové euhedrální krystaly skapolitů (obr. 36e,f).

Dobře vyvinutá  $S_1/M_1$  stavba je nejlépe vidět na vzorcích z lokality L06/14 v profilu AB. Vzorky metakarbonátů mají zpravidla zachovalou tvarovou přednostní orientaci zrn karbonátů (grain shape preferred orientation – GSPO) (obr. 30a). Kalcit má migrované hranice zrn a často pozorujeme rozpad velikých (až 4 mm) zrn kalcitu, který je způsoben GBM (obr. 30b-d). Dvojčata jsou zpravidla přímá a tenká (typ I – II). Průměrná velikost kalcitových a dolomitových zrn se v těchto metakarbonátech pohybuje okolo 0.4 – 1 mm. Tremolity zde tvoří euhedrální krystaly a skapolity se nachází většinou v podobě anhedrálních alterovaných



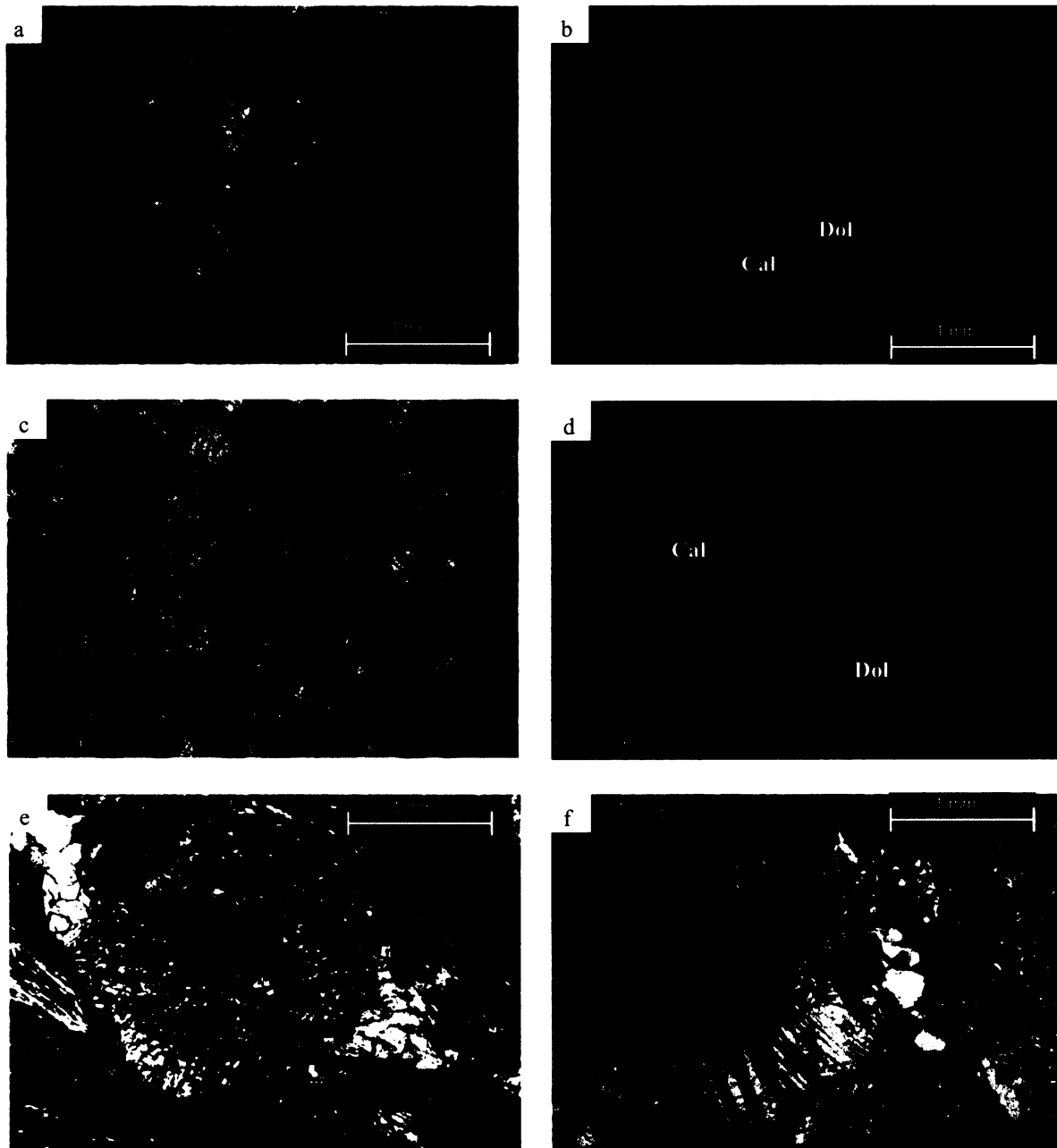
**Obr. 30:** a) GSPO b) Hrubozrná mikrostruktura, GBM c,d) Velká (~4mm) zrna kalcitu, které se rozpadají díky GBM e) anhedrální scp s inkluzemi f) Scp alterované na jílové minerály

(*L06/15* v profilu *AB a LZ11*). Na katodoluminiscenci (CL) a ve zpětně odražených elektronech (BSE) pozorujeme, že dolomit tvoří významnou část metakarbonátů avšak jeho množství se směrem k mylonitovým zónám zmenšuje. Mylonitové zóny jsou tvořeny vždy téměř výhradně kalcitem (obr. 31b,d). V mylonitech, které nejsou asociovány s isoklinálními vrásami (typ B), ale deformují celé polohy karbonátů, je lineace definována přednostní orientací skapolitových zrn. V mylonitech typu B se nachází jak málo alterované porfyroblasty skapolitu, tak velmi alterované skapolity, které jsou téměř celé nahrazeny jílovými minerály (obr. 35i).

krystalů (obr. 34b, obr. 35i). Skapolit se rozpadá na jílové minerály, vzácně pozorujeme pseudomorfózy sericitu po skapolitových krystalech.

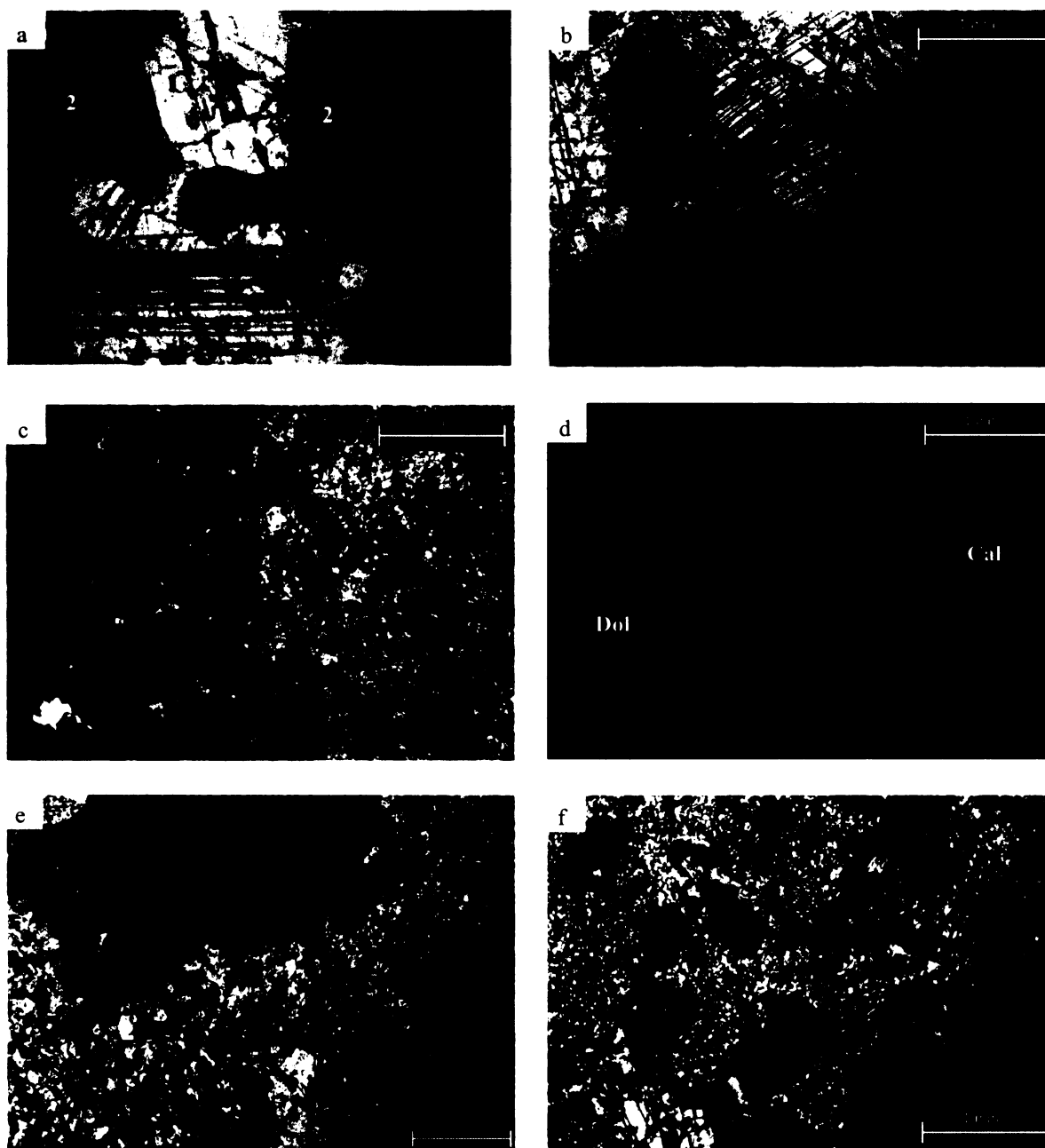
$M_1/S_1$  stavba je mylonitizována paralelně s rameny isoklinálních vrás. Mylonit (typ A) je tvořen nezdvojitými a nedeformovanými zrny kalcitu, které tvoří anastomózní domény

V JZ části profilu AB v dolomitových budínách (*L06/17a*) pozorujeme mikrostrukturu, kde dolomitická zrna jsou ~1 mm velká, dvojitěná a dochází v nich k duktilní deformaci

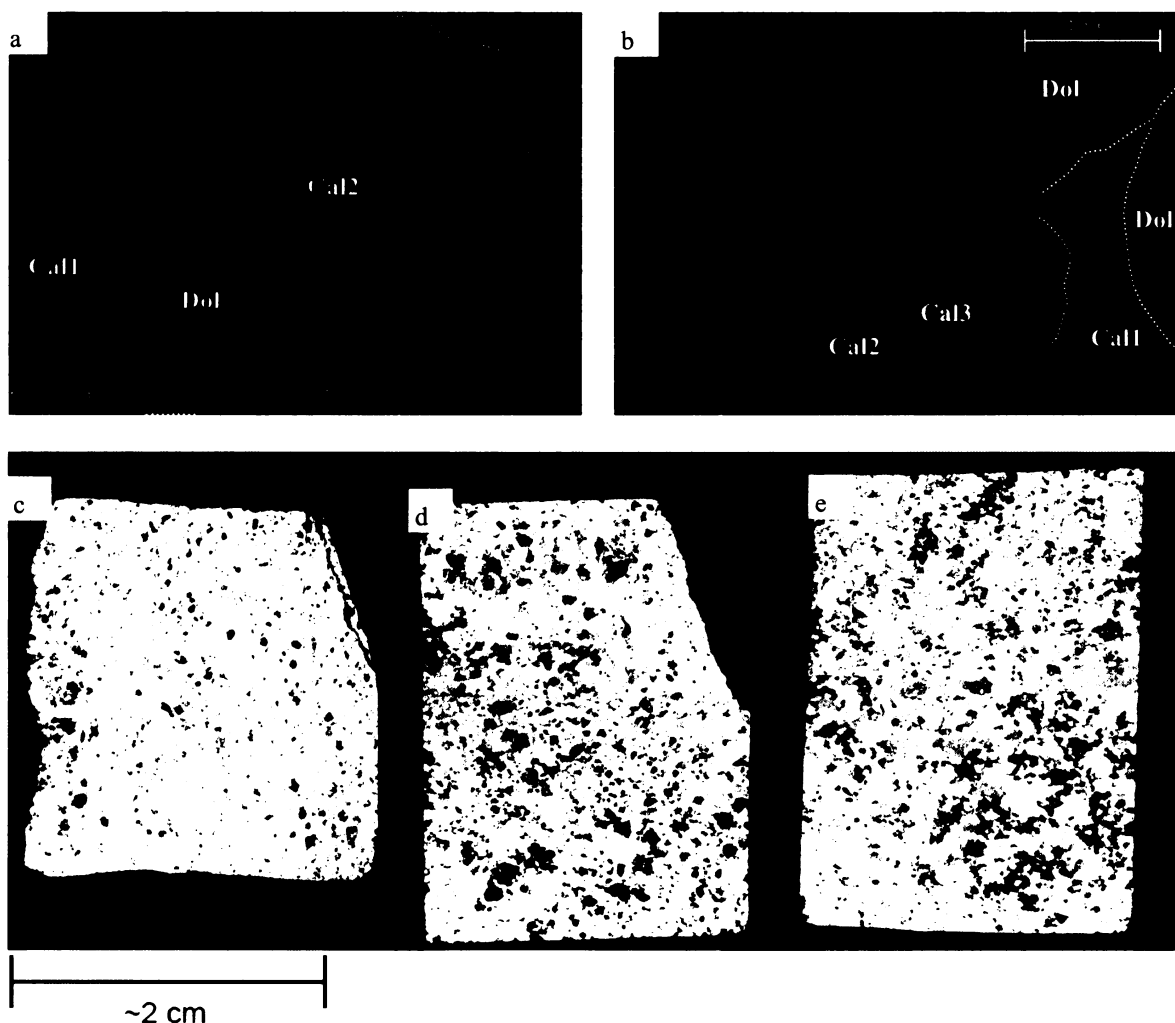


**Obr. 31:** a) Core-and-mantle b) CL foto obrázku a), dochází k neokrytalizaci Cal a deformaci a rozpadu Dol c,d) HT mylonit, Cal zde dominuje a Dol je přítomen pouze jako izolované zrna e) porfyroblast Scp f) Core-and-mantle

dvojčat (typ III) (obr. 23b). Tato zrna jsou obklopena jemnozrnnou kalcitovou hmotou. Kalcit tvoří malá zrna (1  $\mu\text{m}$ ) a není dvojčatěn ani nejeví jiné známky deformace (obr. 33). Další vzorky z profilu AB vykazují podobnou mikrostrukturu, kde velké dolomitové krystaly (dvojčata typ I-II) jsou nahrazovány jemnozrnnou kalcitovou matrix, která tvoří anastomózní domény okolo dolomitových zrn. V CL pozorujeme nahrazování dolomitových zrn kalcitem (obr. 33). Tento fenomén je ilustrován na vzorcích *L06/17c* a *L06/17e* v různých stádiích pokročilosti (obr. 33 c-d). U velmi dolomitických mramorů (*L06/17c*) pozorujeme GBM



**Obr. 32:** a) left-over grains b) katakláza dolomitového mramoru (polarizované světlo) c,d) katakláza na rozhraní Cal - Dol e,f) dedolomitizace



**Obr. 33: Scany výbrusů ve zkřížených nikolech. Dedolomitizace v různých stádiích pokročilosti a) - e). Velká dolomitová zrna jsou nahrazována velmi jemnozrnnou kalcitovou hmotou (a,b). více podrobností v textu.**

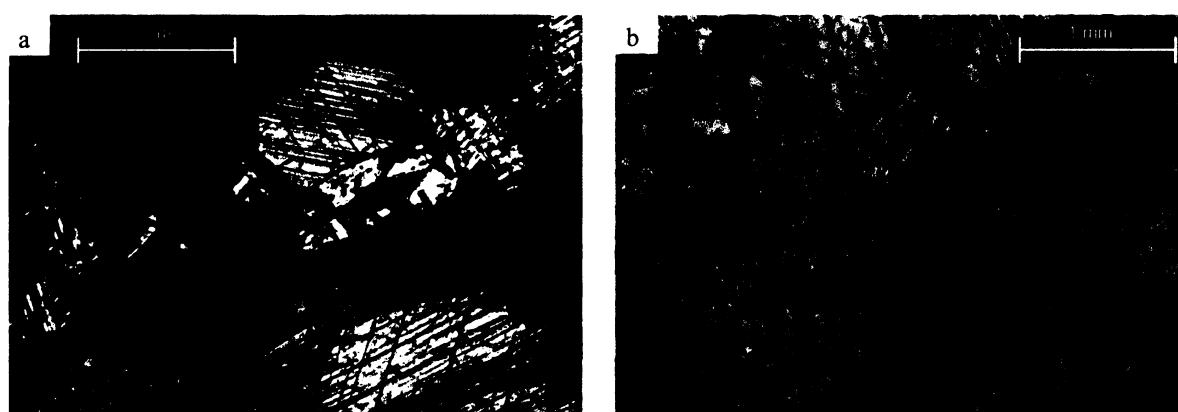
dolomitu, která se projevuje vznikem tzv. „left-over grains“ (obr. 32a). Dolomitické mramory jsou často křehce frakturovány na reologických rozhraních (obr. 32c,d)

Na několika vzorcích pozorujeme ekvilibrovanou hrubozrnnou texturu (obr. 34a,b), která svědčí o statické rekrystalizaci. Kalcitová zrna jsou až 3 mm velká, mají ekvilibrované hranice a trojné body blízké 120°.

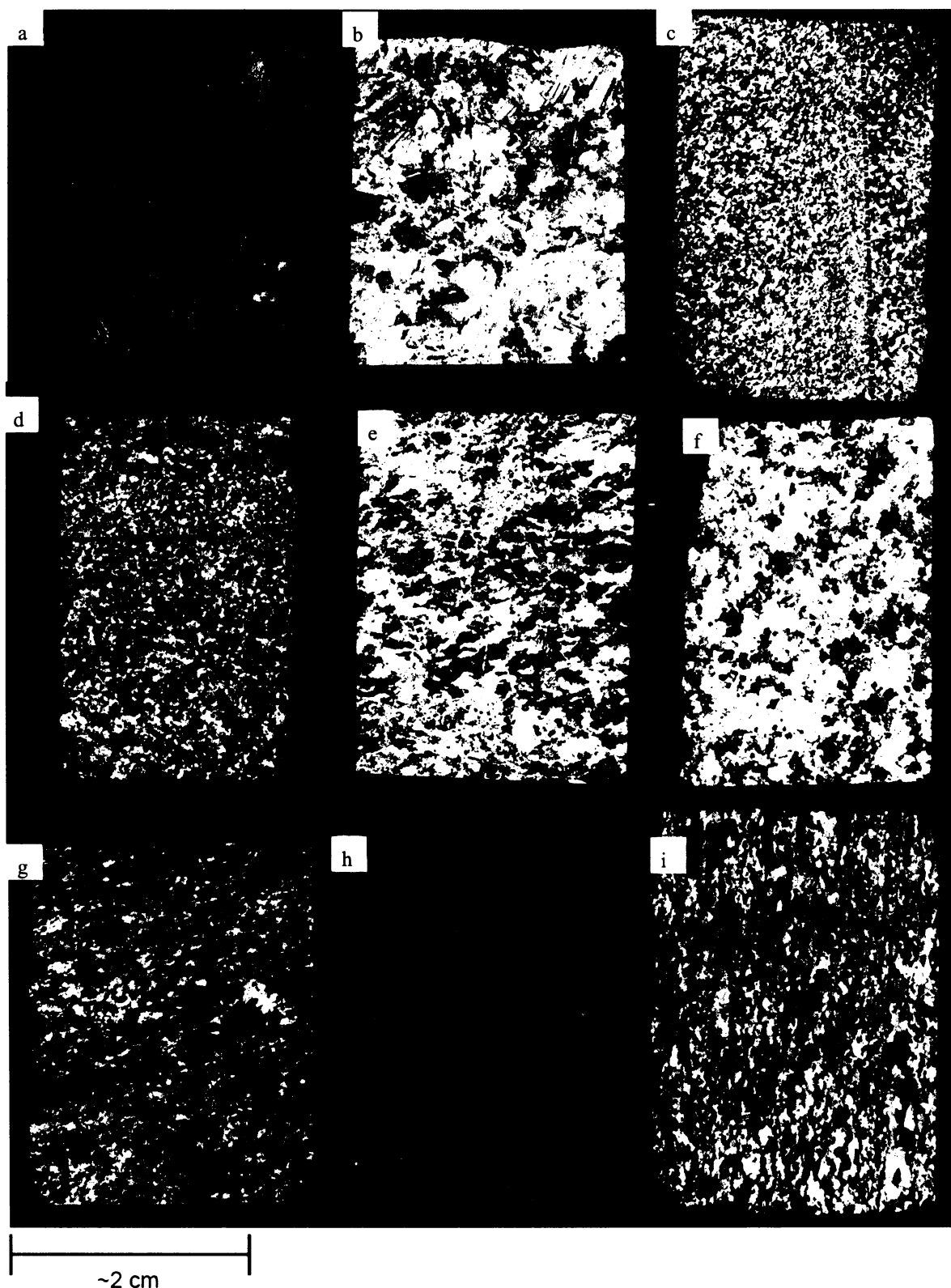
Lokálně je původní  $M_1/S_1$  stavba ovlivněna křehkou frakturací a tlakovým rozpouštěním, které vede k tvorbě stylolitů a kalcitových žil. V okolí těchto poruch pak lze pozorovat akumulaci deformovaných a kinkovaných  $M_1$  minerálů. Jediný minerál, který se zdá být během této deformační fáze stabilní, je klinochlor.



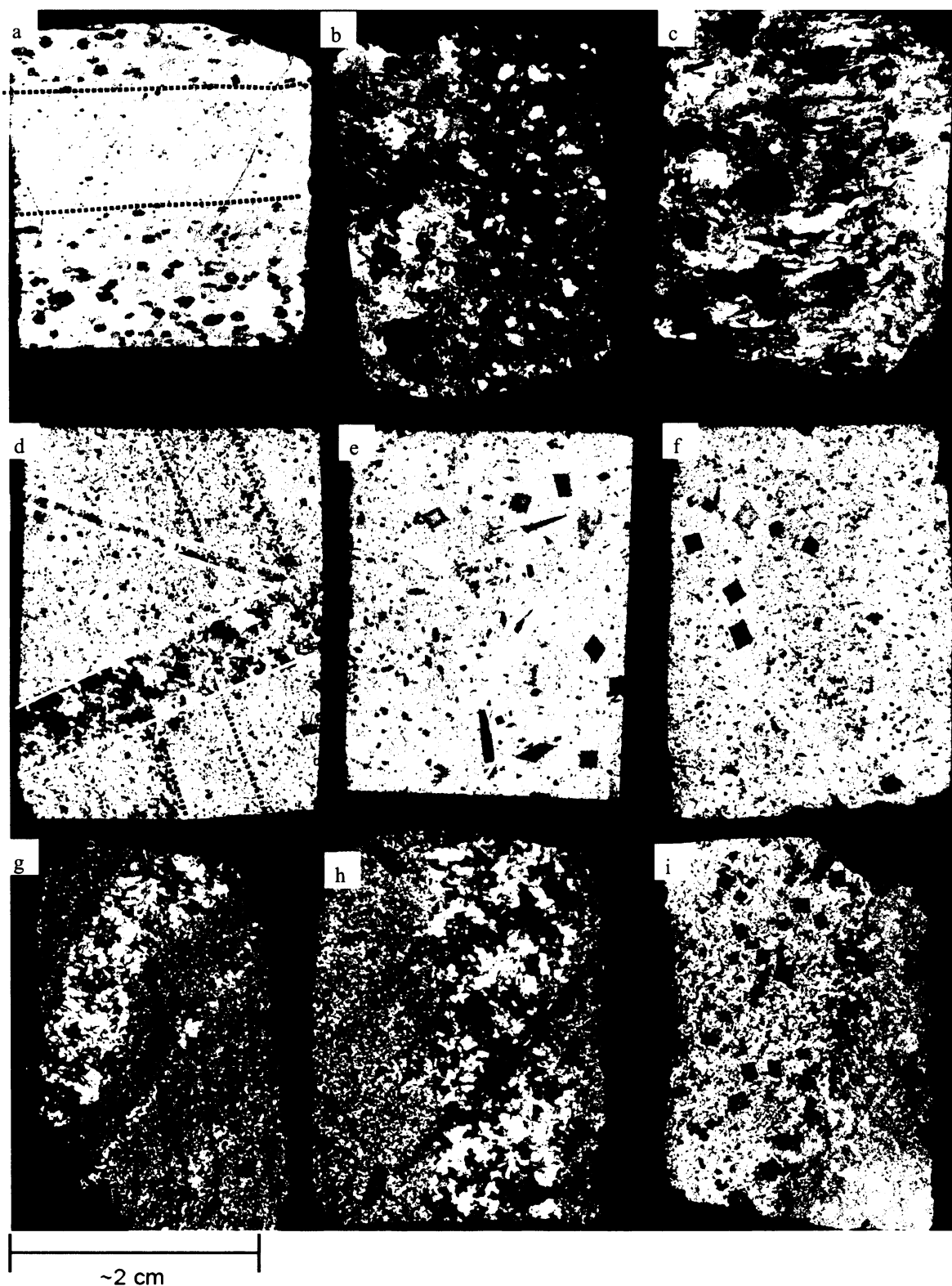
Pozorované mikrostruktury vypovídají o vícefázové deformaci v rámci pánve Aulus. Výbrusům dominují mikrostruktury vzniklé dynamickou rekrytalizací (GSPO, GBM, bulging) zatímco domény, které zachovávají sedimentární textury nebo velké, staticky rekrytalizované zrna karbonátů, jsou vzácné. Často pozorovaným jevem je úbytek dolomitu na úkor kalcitu asociovaný s duktilní i křehkou deformací.



**Obr. 34: a,b)** Hrubozrnná ekvilibrovaná textura s subhedrálními krystaly Scp (**a**) které jsou místy nahrazeny jílovými minerály (**b**)



**Obr. 35: Scany výbrusů ve zkřížených nikolech (Profil AB: d-h):** Typické mikrostruktury karbonátů. **a,b)** Hrubozrná ekvilibrovaná textura (*L07/54* a *L07/5*) **c,d)** střížné zóny v Cal - Dol karbonátech (*LZ11* a *L06/15*) **e,f)** Dolomitické mramory (*L06/17c1* a *L06/17c2*) **g,h)** kalcitové mramory s  $M_1$  metamorfni asociací (*L06/14*) **i)** usměrněné alterované Scp v kalcitovém mylonitu (*L07/6*). Více podrobností v textu



**Obr. 36: Scany výbrusů ve zkřížených nikolech (Profil CD):** a)  $S_0$  v rohovcích, velké anhedrální krystaly jsou skapolity (LZ24) b,c) Žíly sekající rohovce. Scp tvoří velké anhedrální zrna (LZ24B) d) Jemnozrný dolomit s dobře zřetelnou vrstevnatostí přesekávaný Cal-Scp žilou (LZ23) e,f) Jemnozrný dolomit s až centimetrovými euhedrálními krytaly Scp (LZ24A) g,h) Horká brekcie, Cal žíly jsou rekrystalizované a strain-free (LZ22) i) Euhedrálční krystaly Scp v Cal matrix s příměsí organické složky. V pravo je hornina tvořena výhradně Scp (L07/58 - mimo profil CD).

## 5.4 EBSD

Pro kvantitativní analýzu typických mikrostruktur v kalcitu jsme použili difrakci zpětně odražených elektronů (EBSD). Profily spolu s mapami hranic zrn jsme změřili na skenovacím elektronovém mikroskopu (SEM) JEOL JSM-5600 SEM v Montpellier. Doplnková měření jsme provedli na SEM CamScan 4 na ÚPSG v Praze. Pro zpracování měření jsme použili programy Channel+ a program PFch5. Všechny pólové obrazce a mapy hranic měřených zrn jsou na str. 41 - 43. Vybrusy jsou řezány kolmo na foliaci a paralelně s lineací (XZ řezy). Foliace je na polových obrazcích vyznačena čarou na rovníku.

Typická  $M_1/S_1$  stavba je reprezentována vzorky *L06/14A* a *L06/17d*. Osy  $c$  tvoří výrazná maxima (max.: 5.08 resp. 4.05) kolmo na foliaci, póly dvojitých ploch  $e$  také tvoří maxima kolmo na foliaci a mají podobnou orientaci jako osy  $c$ . Osy  $a$  a  $m$  tvoří pás na rovníku rovnoběžný s foliací. Na vzorku *L06/14A* vidíme, že osy  $c$  tvoří široká maxima s tendencí k rozdělení na dvě submaxima.

Čistě kalcitové mylonity, které vznikají paralelně s rameny isoklinálních vrás (typ A) reprezentuje vzorek *L06/15*. Vzorek *L07/6* je mylonit s přednostně usměrněnými alterovanými skapolity (typ B). Oba vzorky mají podobné krystalografické orientace, kde osy  $c$  tvoří široká, nevýrazná maxima (max.: 2.13 resp. 2.57) kolmo na foliaci, póly ploch  $e$  mají podobnou orientaci jako osy  $c$  a  $m$  a osy  $a$  tvoří slabá maxima na rovníku.

### 5.4.1 EBSD a mikrostruktury

Na vzorku *L06/17d* pozorujeme vyvinutou GSPO a velké množství subzrnových hranic (obr. 34a). Zrna kalcitu jsou lehce zdvojitěna (typ I) a není pozorována GBM. Široké maximum  $c$ -os spolu s pozorovanou mikrostrukturou můžeme interpretovat jako MT-HT deformaci za pomoci dislokačního toku (SCHMID ET AL. 1987, ULRICH ET AL. 2002, LEISS A MOLLI 2003).

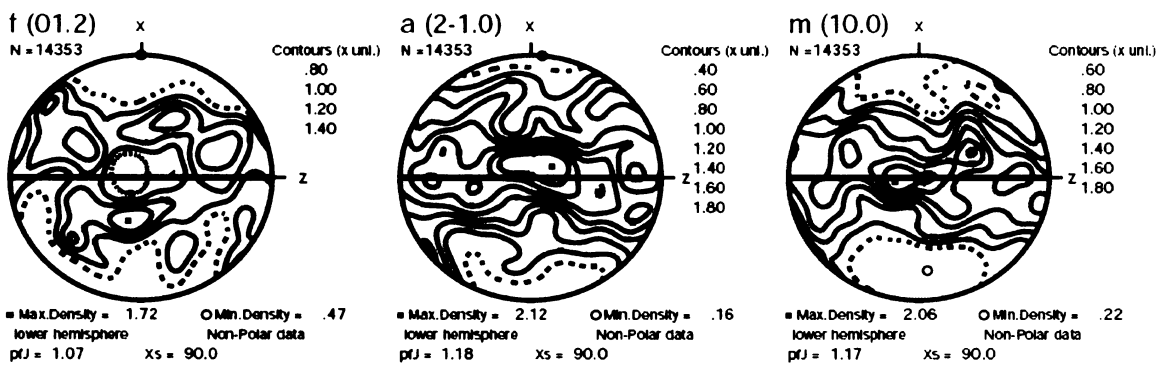
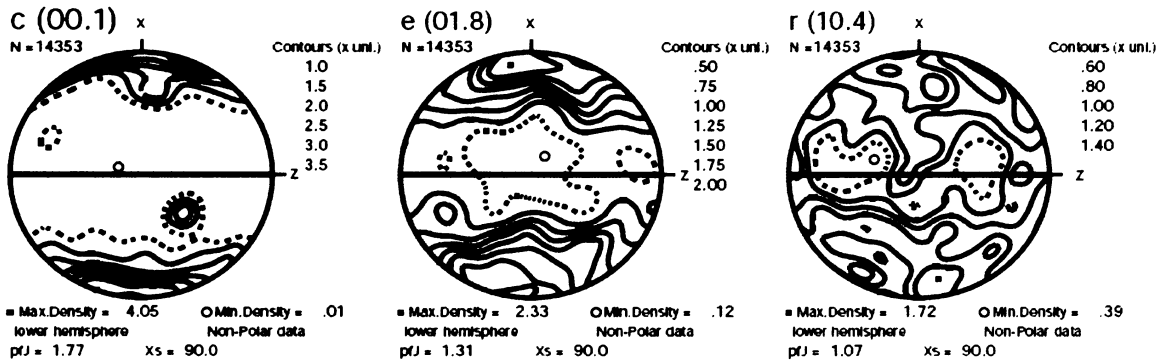
Vzorek *L06/14A* má vyvinutou GSPO kalcitových zrn a lokálně pozorujeme nerovné hranice zrn svědčící o GBM. Dvojčata jsou typu I - II. Na EBSD vidíme, že osy  $c$  mají tendenci tvořit dvě submaxima kolmo na foliaci. Rozdvojování maxima je typické pro MT-HT deformaci karbonátů jak v přírodních, tak laboratorních podmínkách (SCHMID ET AL. 1987, ULRICH ET AL. 2002, LEISS A MOLLI 2003). Podobnou orientaci  $c$ -os má i vzorek *L07/6*, tvoří však slabší maxima. Tento vzorek má silnou GSPO a alterované usměrněné skapolity v něm

definují zřetelnou lineaci. Předpokládáme, že tento vzorek byl deformován za podobných podmínek jako vzorek *L06/14A* avšak byl vystaven většímu střížnému napětí ( $\gamma$ ).

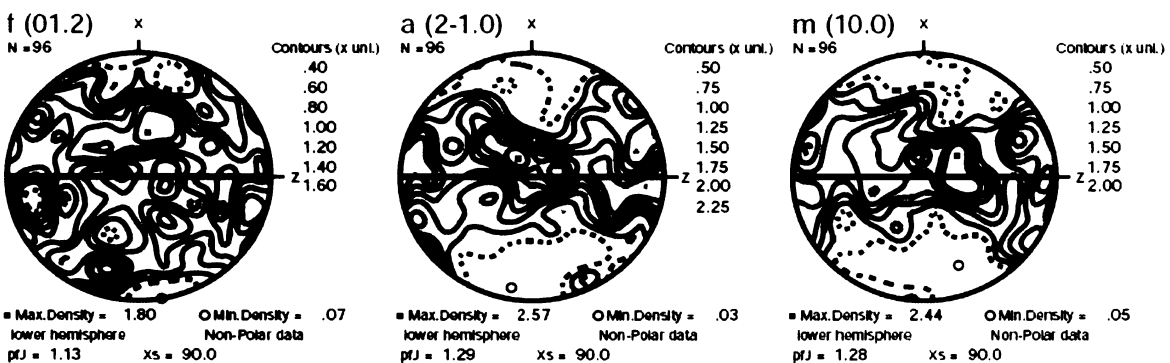
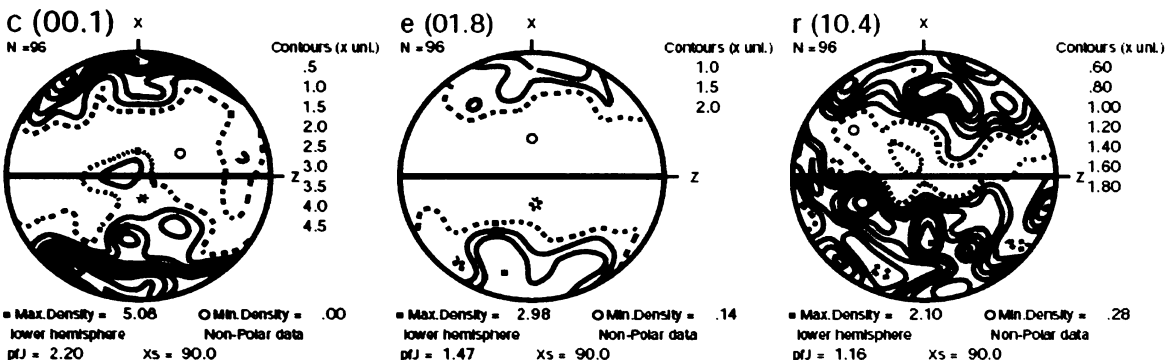
Na vzorku *L06/15* pozorujeme anastomózní domenu jemnozrného kalcitu. Zrna kalcitu nevykazují žádné známky deformace (nejsou dvojčatěná, nemají přednostní orientaci). To, spolu se slabě vyvinutou přednostní orientací zrn kalcitu u vzorku *L06/15* svědčí o aktivaci skluzu po hranicích zrn (GBS). Tento mechanismus je však efektivní pouze při malé velikosti zrn. Vzhledem k velikosti zrn ( $100\mu\text{m}$ ) došlo buďto k rekrystalizaci vzorku po ukončení působení napětí a nebo se jedná o vzorek deformovaný kombinovaným dislokačním a difúzním tokem.

## Orientace krystalografických ploch změřených pomocí EBSD

L06/17d



L06/14A



# L06/15

c (00.1) x

N = 72368



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40  
1.60  
1.80

■ Max.Density = 2.13  
lower hemisphere  
pJ = 1.13

○ Min.Density = .37  
Non-Polar data  
xs = 90.0

e (01.8) x

N = 72368



Contours (x unl.)  
.70  
.80  
.90  
1.00  
1.10  
1.20  
1.30  
1.40  
1.50

■ Max.Density = 1.68  
lower hemisphere  
pJ = 1.06

○ Min.Density = .59  
Non-Polar data  
xs = 90.0

r (10.4) x

N = 72368



Contours (x unl.)  
.80  
.88  
.96  
1.04  
1.12  
1.20

■ Max.Density = 1.29  
lower hemisphere  
pJ = 1.02

○ Min.Density = .68  
Non-Polar data  
xs = 90.0

f (01.2) x

N = 72368



Contours (x unl.)  
.88  
.96  
1.04  
1.12  
1.20

■ Max.Density = 1.32  
lower hemisphere  
pJ = 1.01

○ Min.Density = .74  
Non-Polar data  
xs = 90.0

a (2-1.0) x

N = 72368



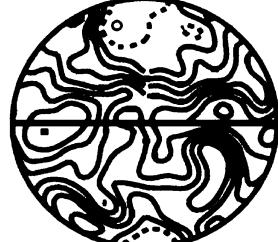
Contours (x unl.)  
.72  
.80  
.88  
.96  
1.04  
1.12  
1.20  
1.28

■ Max.Density = 1.37  
lower hemisphere  
pJ = 1.03

○ Min.Density = .59  
Non-Polar data  
xs = 90.0

m (10.0) x

N = 72368



Contours (x unl.)  
.72  
.80  
.88  
.96  
1.04  
1.12  
1.20  
1.28

■ Max.Density = 1.37  
lower hemisphere  
pJ = 1.03

○ Min.Density = .57  
Non-Polar data  
xs = 90.0

# L07/6

c (00.1) x

N = 121



Contours (x unl.)  
.50  
.75  
1.00  
1.25  
1.50  
1.75  
2.00  
2.25

■ Max.Density = 2.57  
lower hemisphere  
pJ = 1.32

○ Min.Density = .04  
Non-Polar data  
xs = 90.0

e (01.8) x

N = 121



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40  
1.60  
1.80  
2.00

■ Max.Density = 2.29  
lower hemisphere  
pJ = 1.13

○ Min.Density = .35  
Non-Polar data  
xs = 90.0

r (10.4) x

N = 121



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40  
1.60

■ Max.Density = 1.83  
lower hemisphere  
pJ = 1.08

○ Min.Density = .36  
Non-Polar data  
xs = 90.0

f (01.2) x

N = 121



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40

■ Max.Density = 1.76  
lower hemisphere  
pJ = 1.06

○ Min.Density = .34  
Non-Polar data  
xs = 90.0

a (2-1.0) x

N = 121



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40  
1.60

■ Max.Density = 1.93  
lower hemisphere  
pJ = 1.12

○ Min.Density = .26  
Non-Polar data  
xs = 90.0

m (10.0) x

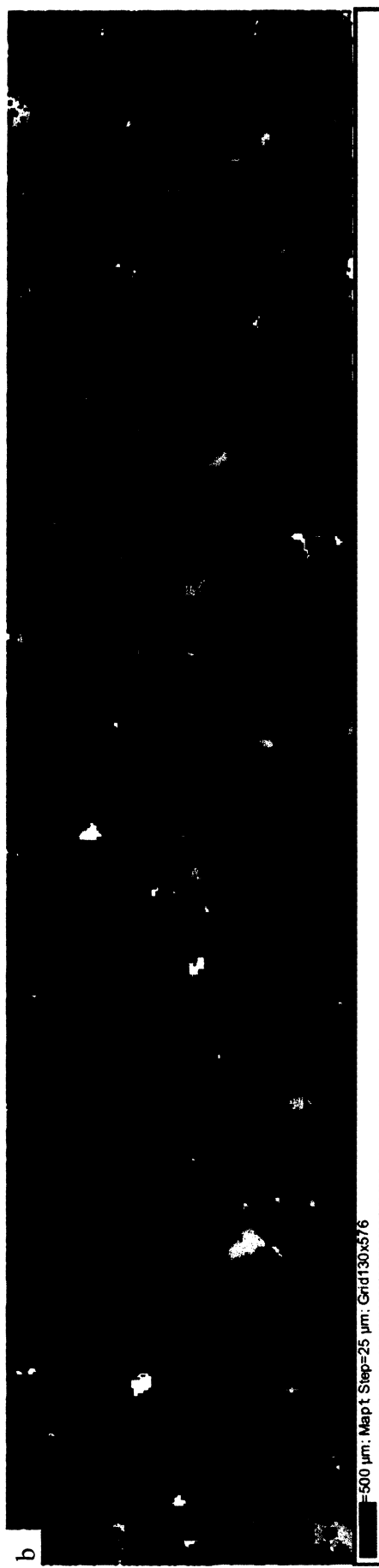
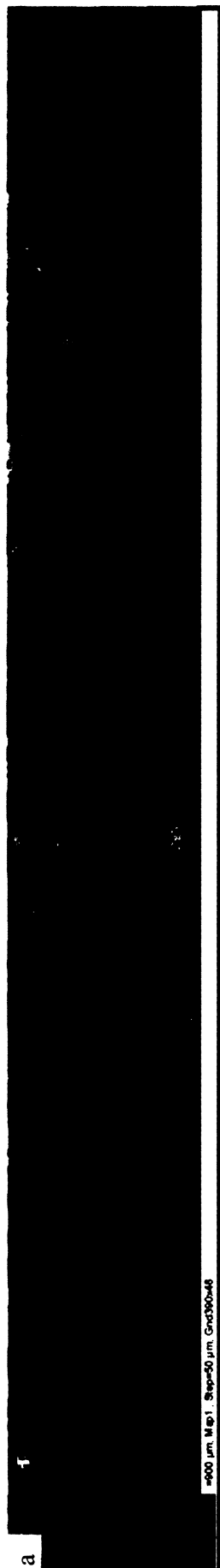
N = 121



Contours (x unl.)  
.60  
.80  
1.00  
1.20  
1.40  
1.60

■ Max.Density = 1.84  
lower hemisphere  
pJ = 1.09

○ Min.Density = .25  
Non-Polar data  
xs = 90.0

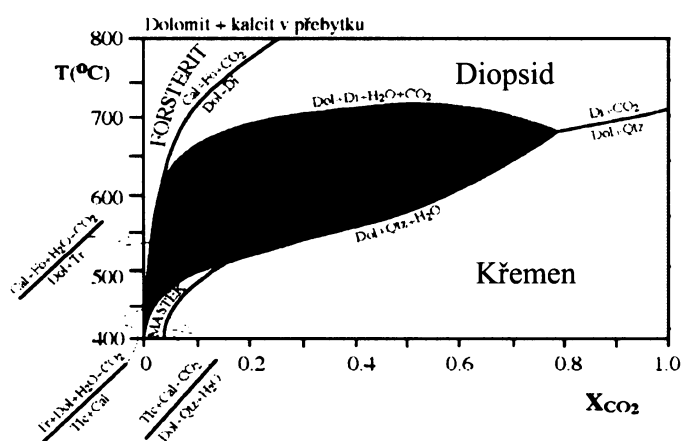


**Obr. 37:** Mapy hranic zm. Foliace je rovnoběžná s dlouhou stranou obrázku. Černé čáry reprezentují hranice subzm, červené čáry reprezentují hranice subzm a světle zelená jsou body kde nebyla změněna orientace krystalové mřížky. Stejně barvy reprezentují stejnou krystalografickou orientaci **a)** Kalcitová část vápenato-pelitických hornin (*L06/17d*) **b)** mylonit, který se vyvíjí paralelně s rameny isoklinálních vrás (*L06/15*)



## 6. Metamorfóza

Pro zkoumání metamorfních podmínek v pánvi Aulus jsme se zaměřili na nečisté mramory, které mají bohatou  $M_1$  minerální asociaci. Mikrosondy v Montpellier (Microsonde Sud, Université de Montpellier II), Praze (Laboratoř mikrosondové analýzy, PŘF UK) a Brně (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, PŘF MU a ČGS) jsme použili pro změření minerálů charakteristických pro  $M_1$ . Všechny naměřené mikrosondové analýzy jsou shrnuty v příloze. Modelování pseudosekcí bohužel v současné době není možné, protože zóny bohaté na metamorfní minerály obsahují také skapolit bohatý na chlór, který dosud nebyl podrobně termodynamicky popsán (KUHN 2004).



Obr. 38:  $X_{CO_2}$  - T diagram pro karbonáty. Červeně vyznačené pole odpovídá pozorované minerální asociaci (převzato z KONOPÁSEK ET AL. 1996)

+ kalcit. Akcesorické minerály jsou turmalín + křemen. Minerální asociace pozorované ve všech zkoumaných vzorcích jsou shrnuty v příloze.

### 6.1.1 Karbonáty

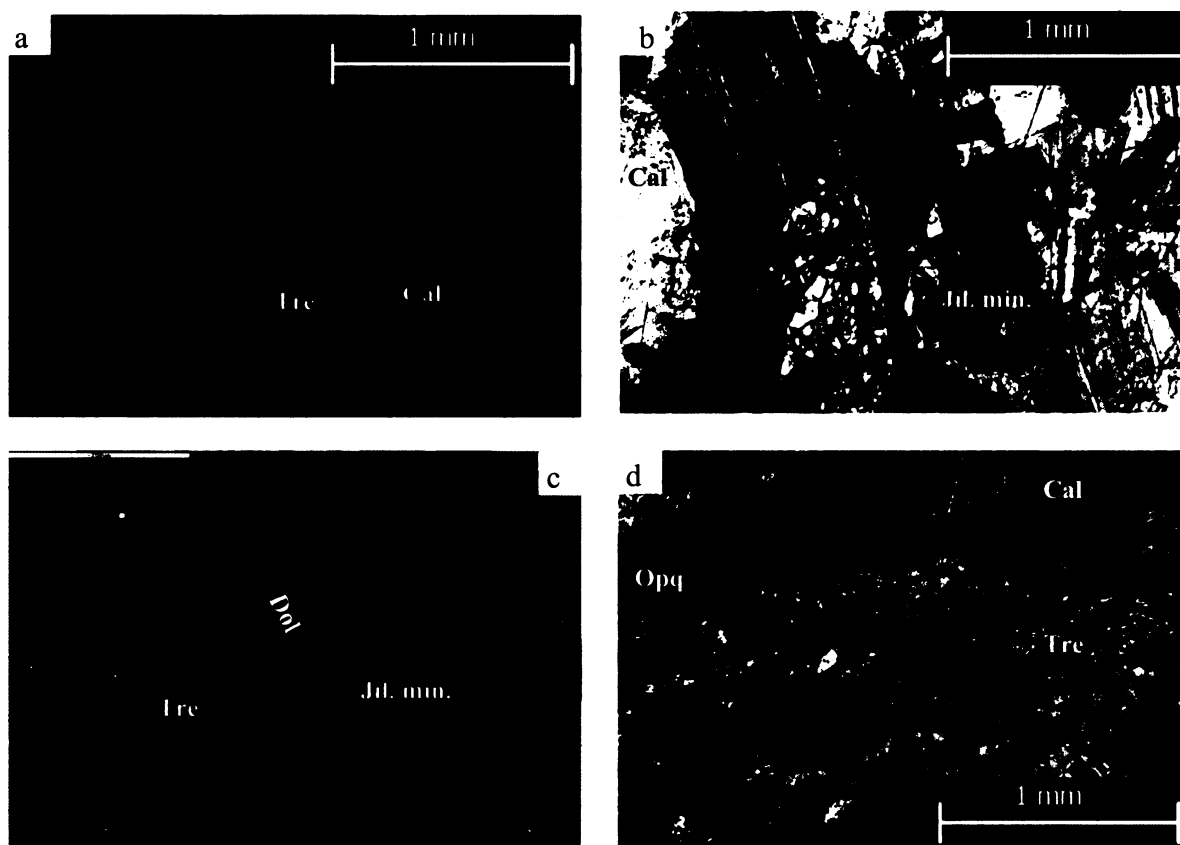
Nejběžnějším karbonátem je kalcit, který se nachází ve všech zkoumaných vzorcích. Dolomit je přítomen buďto ve vrstvách, kde převládá nad kalcitem a tím definuje  $S_1/M_1$  anebo tvoří hlavní součást některých karbonátů (např. *L06/17c*, *LZ24a*, *LZ11*). Karbonáty mají složení velmi blízké ideálnímu binárnímu systému  $Ca(CO_3) - CaMg(CO_3)_2$  a obsahují jen stopové množství Fe a Mn v rámci statistické chyby měření (obr. 43). Obsah  $MgCO_3$  v kalcitu je závislý na teplotě a pohybuje se 0 – 2 % (viz 6.2 kalcit – dolomit termometrie).

### 6.1 Minerální asociace

Typickou minerální asociací pro  $M_1$  v karbonátech je kalcit ± dolomit + tremolit + flogopit ± skapolit (obr. 38). Akcesorické minerály jsou křemen + titanit ± turmalín ± opakní minerály (oxidy a sulfidy železa). V „rohovcích“ je typická minerální asociace  $M_1$  biotit + flogopit + skapolit

## 6.1.2 Amfiboly

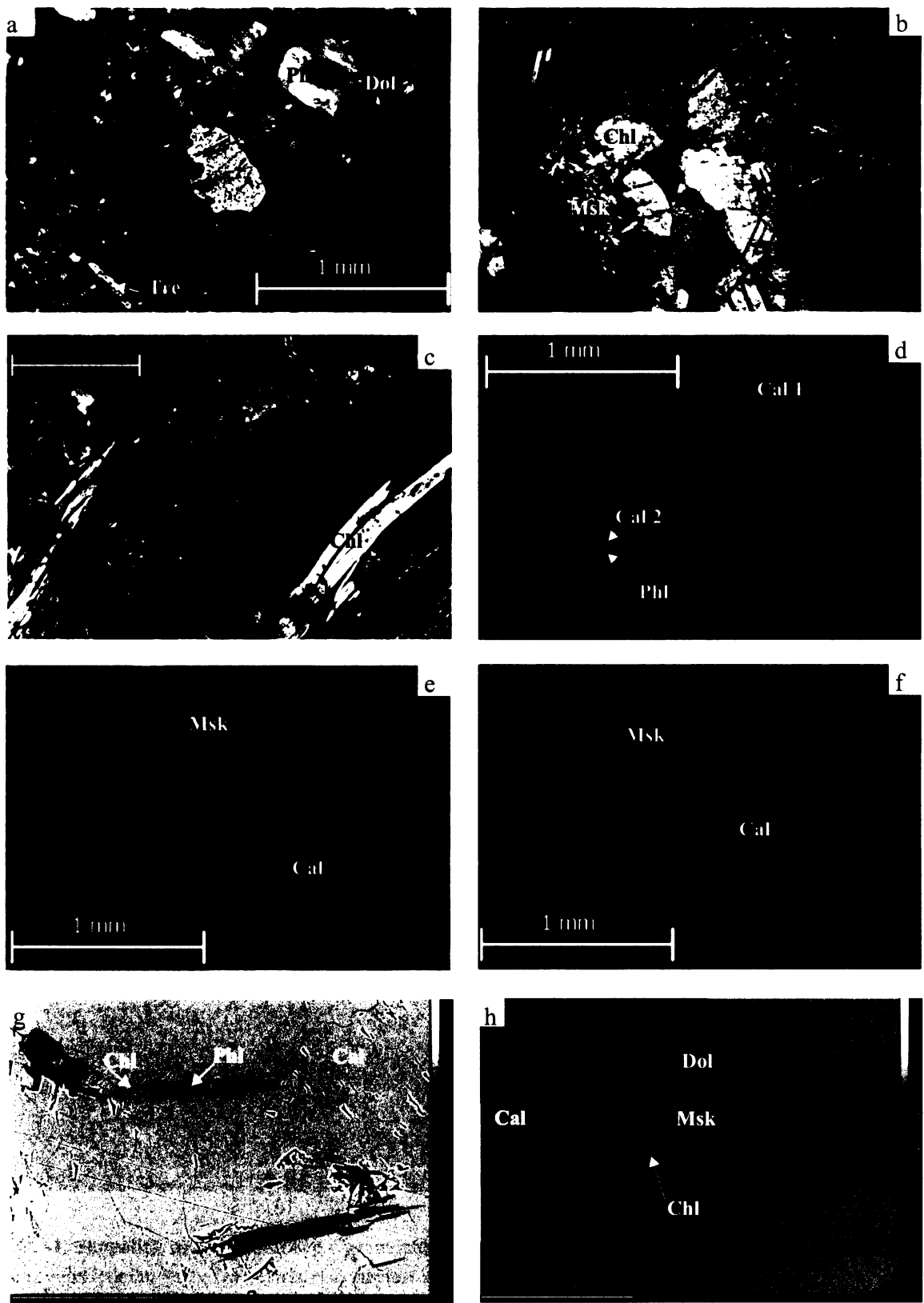
Amfiboly tvoří zpravidla euhedrální krystaly a patří mezi nejběžnější metamorfní minerály v karbonátech (obr. 39). Jedná se o čisté tremolity s monotoním složením (obr. 43). Amfiboly neobsahují železo ( $XMg = 1$ ), mají nízký obsah hliníku ( $Al_2O_3 < 3\%$ ) a obsahují stopové množství chlóru.



**Obr. 39: Amfiboly.** a) Euhedrální tremolit v CL b) euhedrální tremolity ve zkřížených nikolech c) tremolity v BSE d) tremolit

## 6.1.3 Fylosilikáty

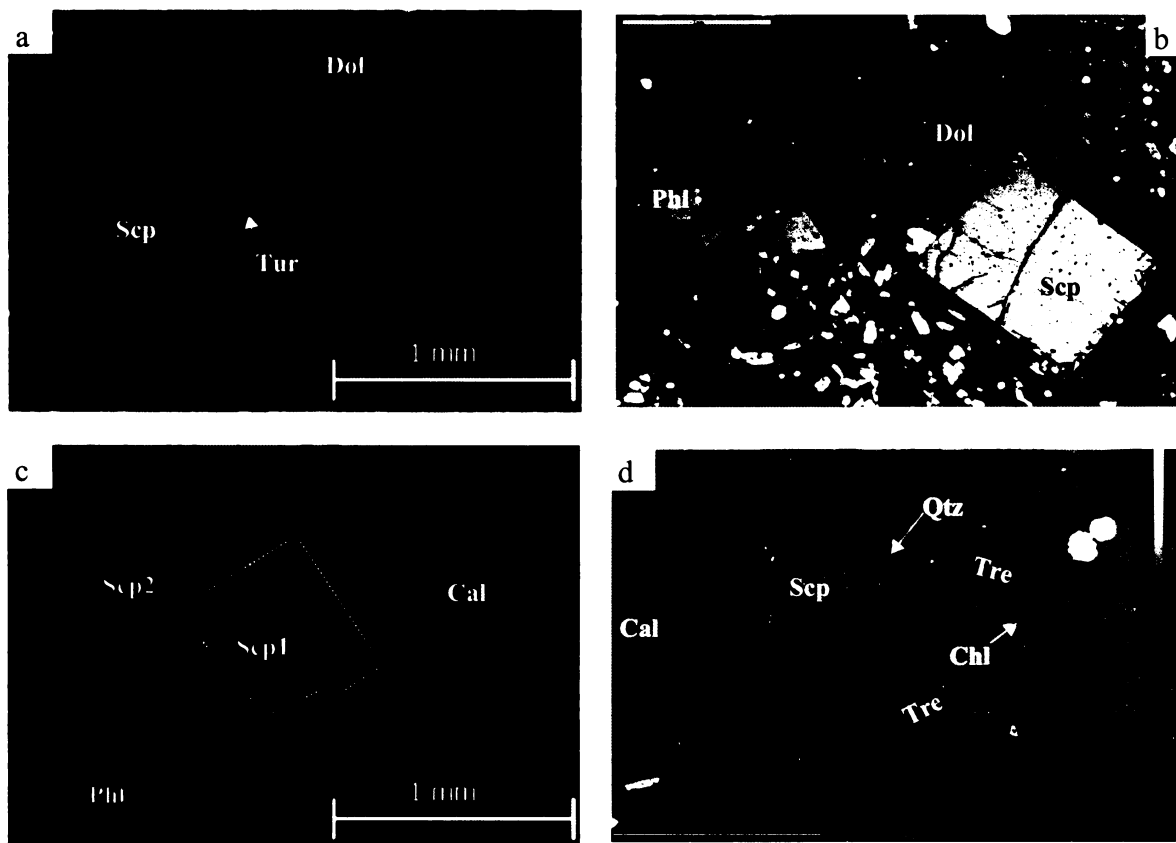
Flogopit je běžným minerálem a vyskytuje se v subhedrální podobě (obr. 40). Často bývá kinkován a deformován v okolí stylolitů. Jeho složení je velmi blízké ideálnímu vzorci flogopitu.  $XMg$  je v rozpětí od 1 do 0.8 v závislosti na složení matečné horniny (v čistých kalcitových mramorech mají flogopity  $XMg = 1$ , v dolomitických mramorech je  $XMg \sim 0.8$ ). Muskovit je pozorován jen vzácně, roste na dolomitových znech (obr. 40h) anebo tvoří pseudomorfózy po skapolitu (obr. 40e-f). Vždy se jedná o sericit (tj. jemně šupinkatý muskovit). Chlority jsou reprezentovány klinochlorem, který roste na flogopitech (obr. 40c) a v okolí stylolitů. Obsahuje jen stopové množství Fe a A pozice je zaplněna převážně Mg.



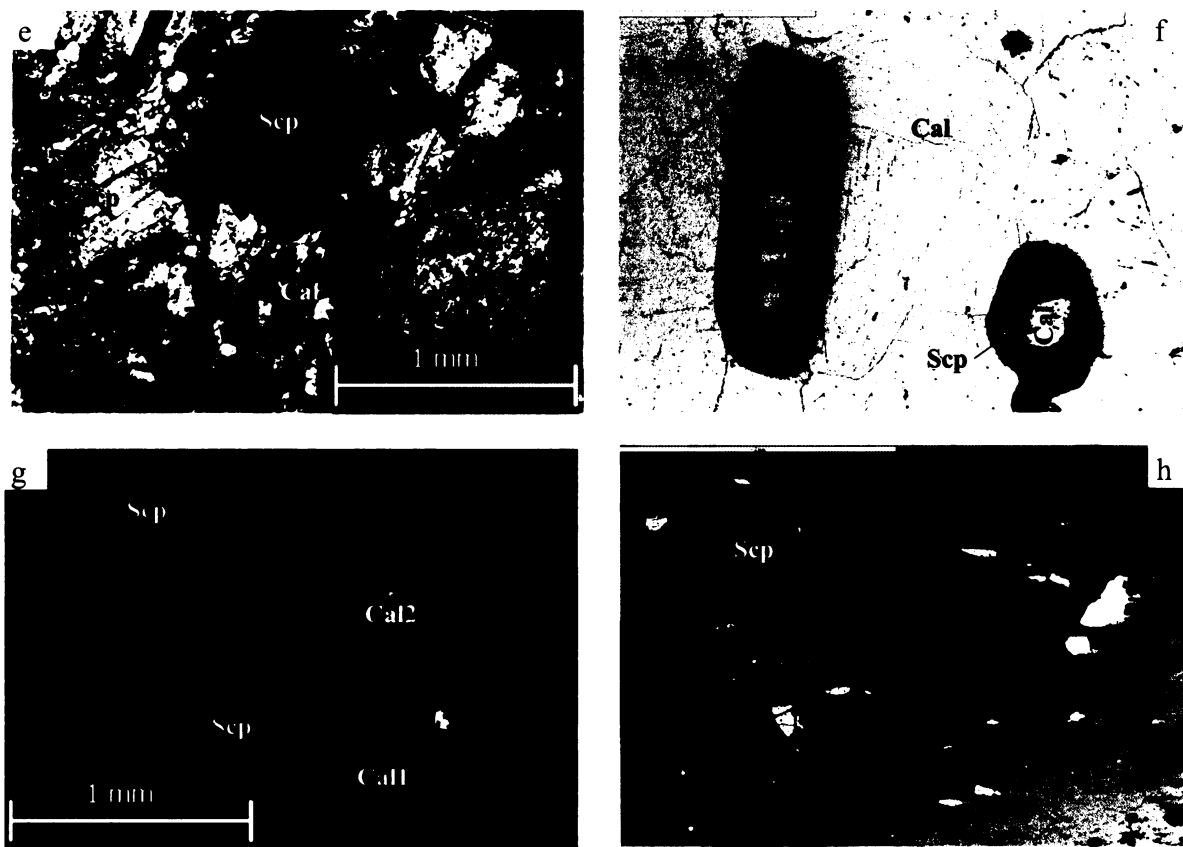
**Obr. 40: Fylosilikáty. a)** Subhedrální Phl v jemnozrnném dolomitu (LZ23) **b)** sericit ve zkřížených nikolech (L06/14) **c)** Chlorit **d)** Nově vykrystalizovaný Cal zobrazuje rotaci Phl (LZ22) **e,f)** pseudomorfózy sericitu po Scp ve zkřížených nikolech **(e)** a CL **(f)** (L06/14) **g)** Phl obrostlé Chl **h)** Dol zrno s Msk a Chl

## 6.1.4 Skapolity

Skapolity se vyskytují jako veliké (až centimetrové) euhedrání zonální krystaly (obr. 41a-c) v karbonátech, nebo jako anhedrání krystaly a intragranulární masa v „rohovcích“ (obr. 41g). Dále tvoří spolu s kalcitem výplň žil, které přesekávají jak „rohovce“ tak karbonáty v okolí Col d'Agnes (obr. 36 b-d). Skapolity obsahují velké množství inkluzí (turmalíny, slídy, monazity) (obr. 41 a-d). Euhedrání krystaly skapolitu jsou zonální a pokud jsou frakturovány, tak se přednostně rozpadají od středu (obr. 41 c). Skapolity se běžně rozpadají na jílové minerály (obr. 41 f). Vzácněji pozorujeme rozpad skapolitu na živce (albit) + křemen + muskovit (sericit), které tvoří pseudomorfózy po skapolitových zrnech (obr. 40 e-f). Všechny skapolity jsou bohaté na Cl (1.5 – 2.2 wt%) a obsah chlóru se zmenšuje od středu ke krajům (střed: 2 wt% kraj: 1.5 wt%).



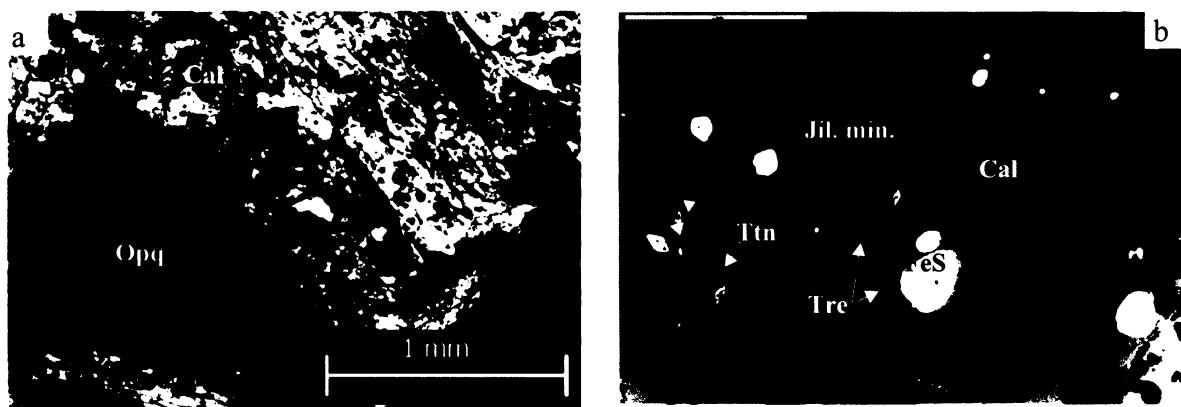
**Obr. 41: Skapolity.** a) Euhedrání Scp v jemnozrnném Dol (LZ24A). Scp v sobě uzavírá Phl, Tur b) BSE obraz euhedráního Scp v Dol matrix c) Zonálnost krystalu Scp d) sub-/anhedrání Scp v kalcitu



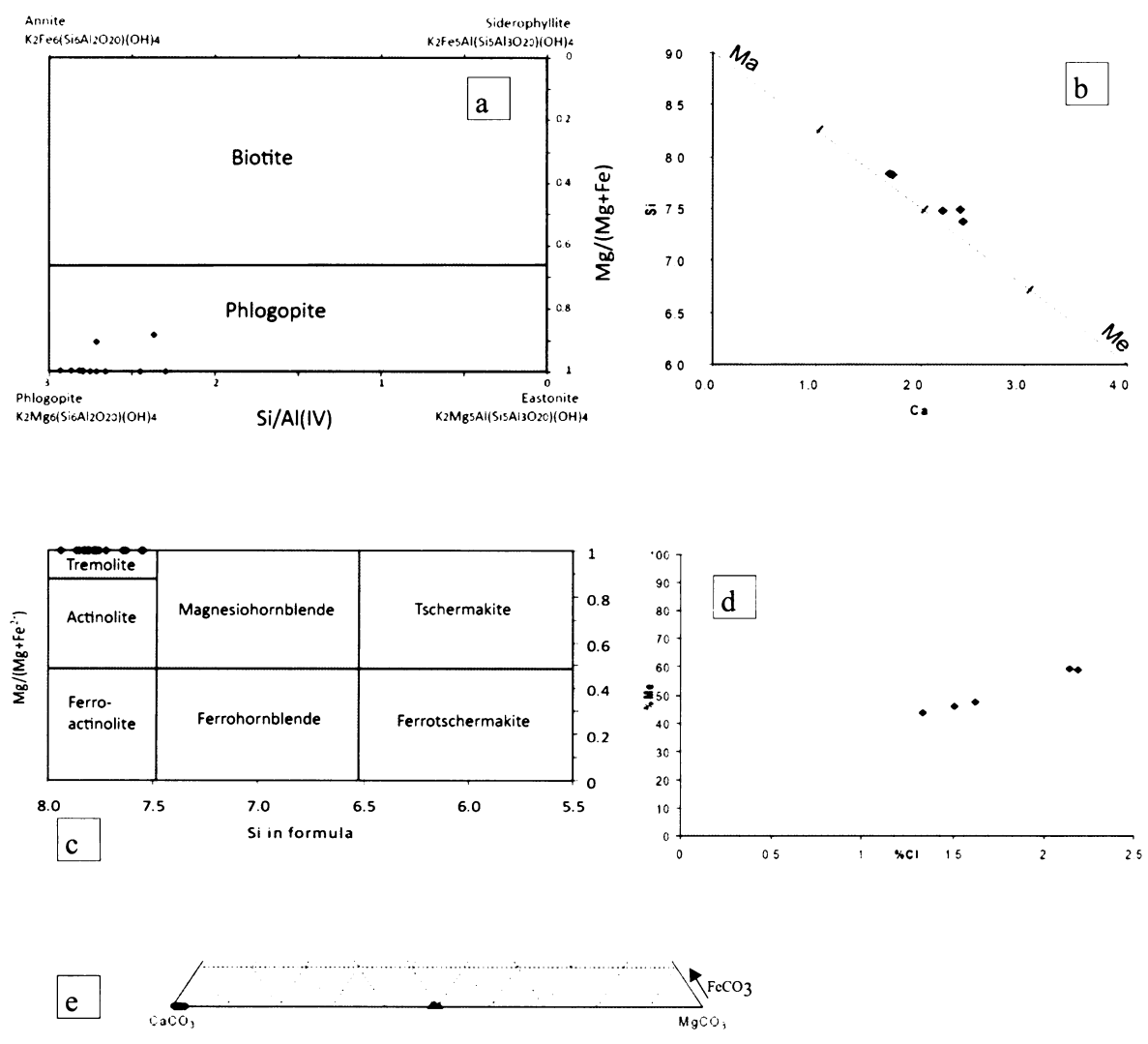
**Obr. 41 (pokračování):** e) sub-/anhedrání Scp f) alterace Scp na Jil. min. g) anhedrání Scp v CL, čísla u Cal značí jednotlivé generace kalcitu h) anhedrání Scp v BSE

### 6.1.5 Ostatní minerály

Mezi nejběžnější akcesorické minerály patří titanit, který se vyskytuje v podobě velkých eu / subhedralních krystalů, které jsou často frakturovány (obr. 39b, 42 b). Turmalín se vyskytuje v podobě malých euhedralních krystalů uzavřených ve skapolitu (obr. 41a). Apatit je běžným akcesorním minerálem na rozhraní mezi vápenatými a pelitickými polohami. Opakní minerály jsou zpravidla oxidy železa, nebo vzácněji sulfidy železa (obr. 42a).



**Obr. 42: a)** Oxid železa a rekrystalizovaný Qtz vedle Tre **b)** M<sub>1</sub> minerální asociace



**Obr. 43: Mikrosondové analýzy: a) fylsilikáty b) skapolity c) amfiboly d) obsah Cl ve skapolitech e) karbonáty. kompletní výsledky analýz jsou v příloze**

## 6.2 Kalcit – Dolomit termometrie

Pro stanovení teplot jsme použili na několika vzorcích kalcit-dolomitovou termometrii (ANOVITZ A ESSENE 1987). Vzorky vhodné na kalcit-dolomitovou termometrii musí obsahovat dostatek dolomitu, aby mohly být považovány za dolomitem nasycené a měly by být pokud možno bez dalších (obzvláště hořčnatých) fází, které by mohly ovlivnit výsledky termometrie.

Takových vzorků se v pánvi Aulus nenachází příliš mnoho. Nejvhodnější vzorky jsme našli podél cesty do Col d'Agnes (profil AB) (*L06/15*, *L06/17c*, *LZ11*) a jeden vzorek jsme zvolili ze severní hrany pánve (*L07/45*). Tyto vzorky obsahují převážně kalcit a dolomit, jen s naprostým minimem jiných fází, které by mohly ovlivnit výsledky termometrie (obr. 45). Obsah  $\text{MgCO}_3$  v kalcitu, který je v ekvilibriu s dolomitem, je teplotně závislý. Křivka solvu je špatně definovaná pro teploty nižší než cca.  $350\text{ }^\circ\text{C}$  (ANOVITZ A ESSENE 1987) a při teplotách nad cca.  $600\text{ }^\circ\text{C}$  dochází k exsoluci dolomitu z kalcitových zrn (GOLDBERG 1987).

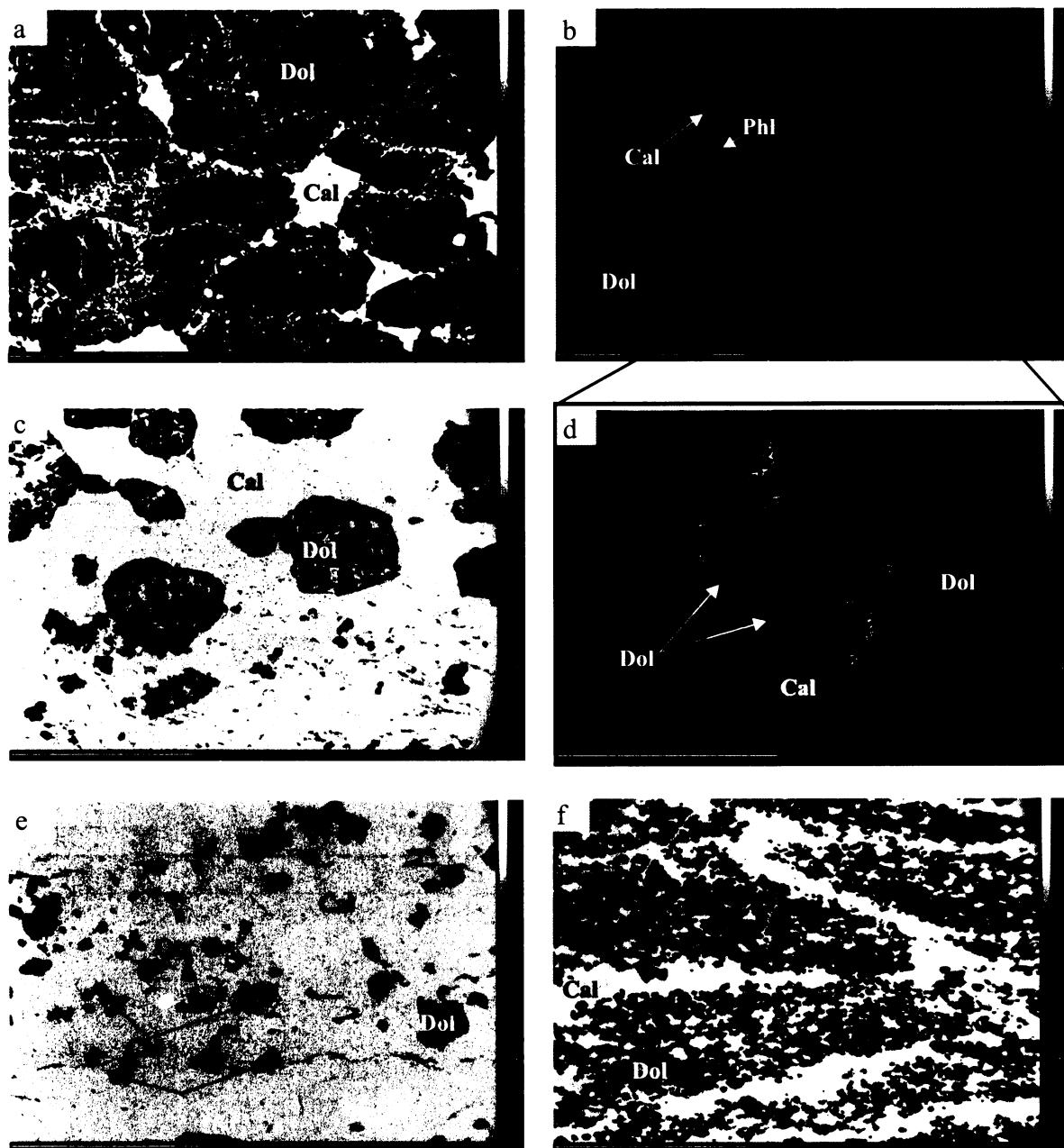
Termometr je citlivý na pozdější reekvilibraci a proto jsou všechny hodnoty chápány jako hodnoty *minimální*. Nejlépe funguje na kontaktně metamorfované vápence, kde dochází k rychlému zchlazení a tím i uzavření systému. Byl však úspěšně použit i v regionálně metamorfovaných oblastech (v Pyrenejích např. GOLDBERG 1987). Na obr. 45 vidíme křivku solvu pro kalcit (červená čára) na níž jsou vyneseny naměřené hodnoty (modré body). Na obr. 45 jsou histogramy teplot pro jednotlivé vzorky. Na obr. 44 jsou BSE fotografie měřených karbonátů. Detailní výpočet termometrie je v příloze.

Jediný vzorek, u kterého vychází hodnoty, které jsou na hranici spolehlivosti termometru je *L07/45*, s mediánem  $354\text{ }^\circ\text{C}$ . Rozptyl hodnot je však  $134\text{ }^\circ\text{C}$ , což není uspokojivé. Pozorování v BSE odhaluje jemnozrnnou Cal - Dol mikrotexturu, která nejeví známky rekrystalizace (obr. 44f) a je výrazně odlišná od karbonátů z profilu AB.

Vzorky z profilu AB vykazují velký rozptyl hodnot (u vzorků *L06/15* a *L06/15b* ~  $150\text{ }^\circ\text{C}$ , a vzorky *L06/17c* a *LZ11*:  $376\text{ }^\circ\text{C}$ , resp.  $978\text{ }^\circ\text{C}$  (!)) a medián teplot vychází okolo  $130\text{--}150\text{ }^\circ\text{C}$  (viz příloha). Nízké teploty jsou mimo zónu aplikace Cal – Dol termometrie a v rozporu s pozorovanými exsolucemi dolomitu, ke kterým dochází jen za teplot nad  $600\text{ }^\circ\text{C}$ . Exsoluce naopak vysvětlují velký rozptyl naměřených hodnot u vzorku *L06/17c*.

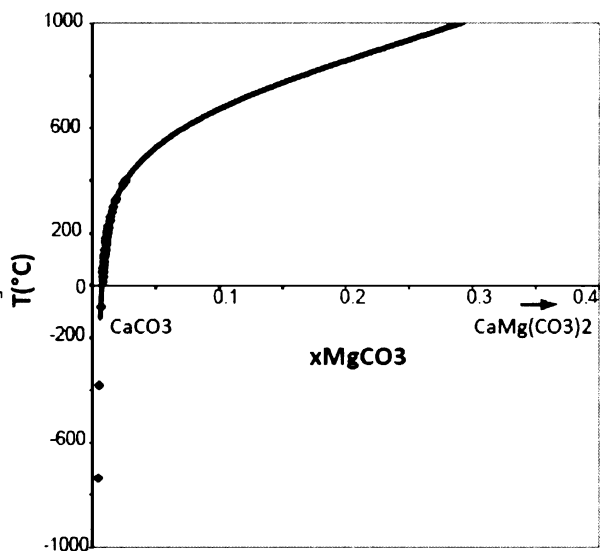
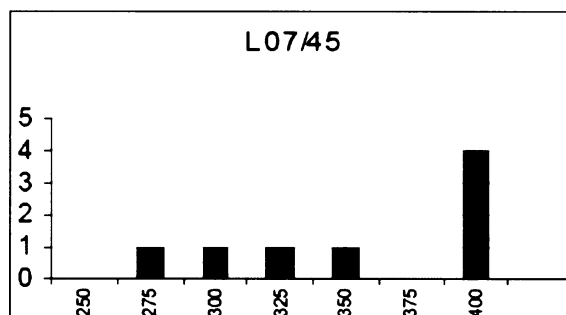
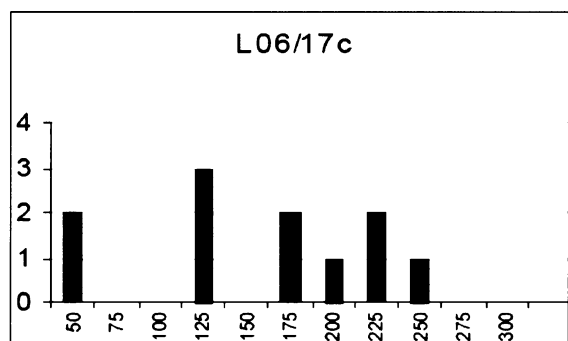
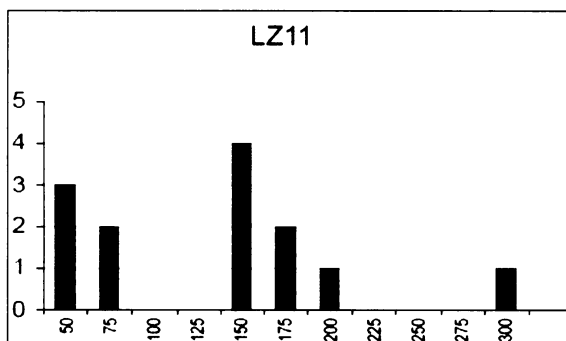
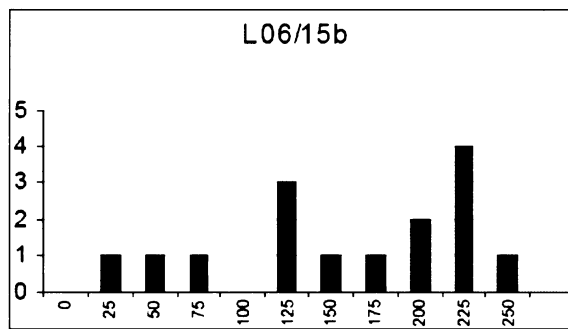
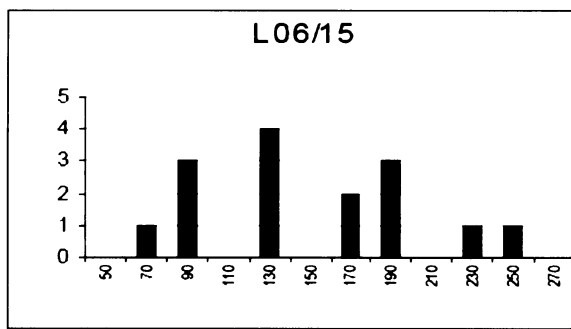
Ze získaných hodnot můžeme usoudit, že ve výšemetamorfované doméně po dosažení maximálních metamorfních podmínek ( $\sim 600\text{ }^\circ\text{C}$ ) došlo ke ztrátě hořčíku v kalcitech a spočítané

teploty nemají přímý geologický význam. Doména na severní hraně pánve byla metamorfována za nižších podmínek (~350 °C).



**Obr. 44: BSE fotografie Cal - Dol karbonátů. a)** Křehce deformované Dol jsou hojny Cal (LZ11)  
**b)** dolomitický mramor (L06/17c) **c)** úbytek Dol směrem k mylonitové zóně. Dol je nahrazován Cal podél fraktur (LZ11) **d)** detail (b), exsoluce Dol z Cal **e)** Stylolitizovaná střížná zóna s Qtz a Chl (LZ11)  
**f)** jemnozrný Dol ze severní hrany pánve Aulus (L07/45)





**Obr. 45: Výsledky Cal-Dol termometrie.** Histogramy pro jednotlivé vzorky (bez záporných hodnot) a křivka solvu mezi Cal a Dol podle ANOVITZ A ESSENE 1987. Modré body představují naše měření

## 7. Geochemie

Detailní terénní pozorování poukazuje na možnost, že „horká brekcie“ (typ VI) LZ22 je zlomová brekcie, která je derivována z okolních rohovců (LZ24) a karbonátů. Dřívější práce zabývající se touto brekcií z Col d'Agnes (GOLDBERG ET AL. 1986) předpokládaly její vznik magmatickými procesy. Pozdější výzkum však tuto možnost zavrhnul (GOLDBERG 1987) a náhradní vysvětlení vzniku této specifické brekcie nebylo navrženo. Pro prozkoumání vztahu brekcie k okolním horninám jsme v terénu odebrali dva cca. 10 kg těžké vzorky, které jsme pečlivě vybrali, aby byly co nejméně zvětralé. První vzorek je masivní rohovec z Col d'Agnes (LZ24) a reprezentuje potenciální mateční horninu. Druhý vzorek je matrix „horké“ brekcie (LZ22 – vzorek GB). Tyto vzorky byly nadrceny a odeslány do ACMe Labs ve Vancouveru na detailní chemickou analýzu hlavních a vedlejších prvků a REE. Pro zpracování geochemických měření, a jejich zobrazení jsem použil GCDKit (JANOUSEK ET AL. 2006). Kompletní chemické analýzy jsou v příloze.

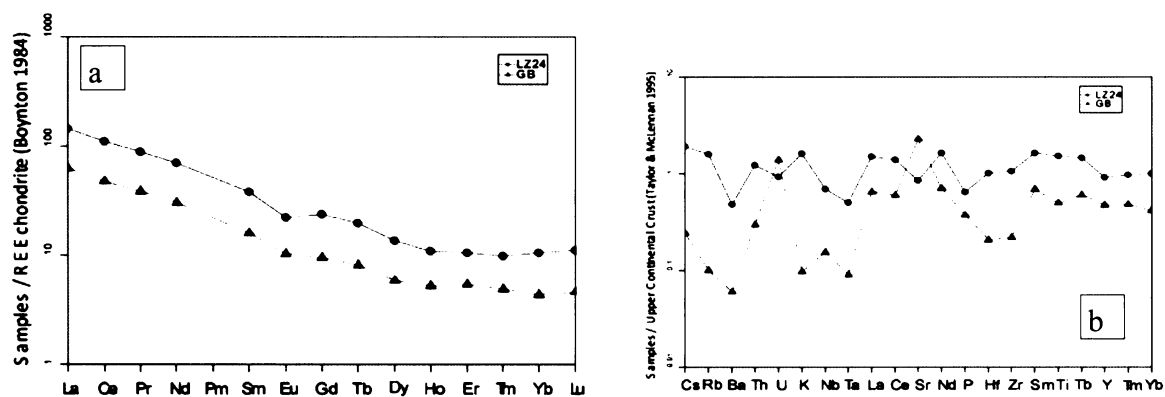
### 7.1 Geochemické analýzy

První graf (obr. 46a) zobrazuje hodnoty REE normalizované složením chondritů (BOYNTON ET AL. 1984) pro analyzované vzorky rohovců z Col d'Agnes (LZ24) a „horké“ brekcie (GB). Obě horniny mají velmi podobné vzory REE, jen „horká“ brekcie je o všechny prvky (s výjimkou Sr) ochuzena oproti masivním rohovcům. U obou vzorků pozorujeme malou negativní Eu anomálii ( $Eu/Eu^*_{LZ24}=0.74$ ,  $Eu/Eu^*_{GB}=0.84$ ). Sklon křivek vyjadřuje hodnota  $La_N/Yb_N$  ( $La_N/Yb_N_{LZ24} = 13.76$ ,  $La_N/Yb_N_{GB} = 14.29$ ).

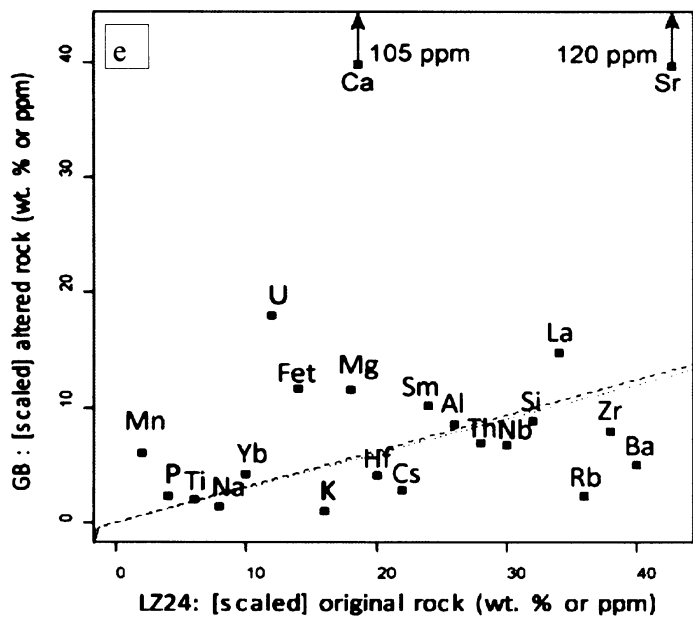
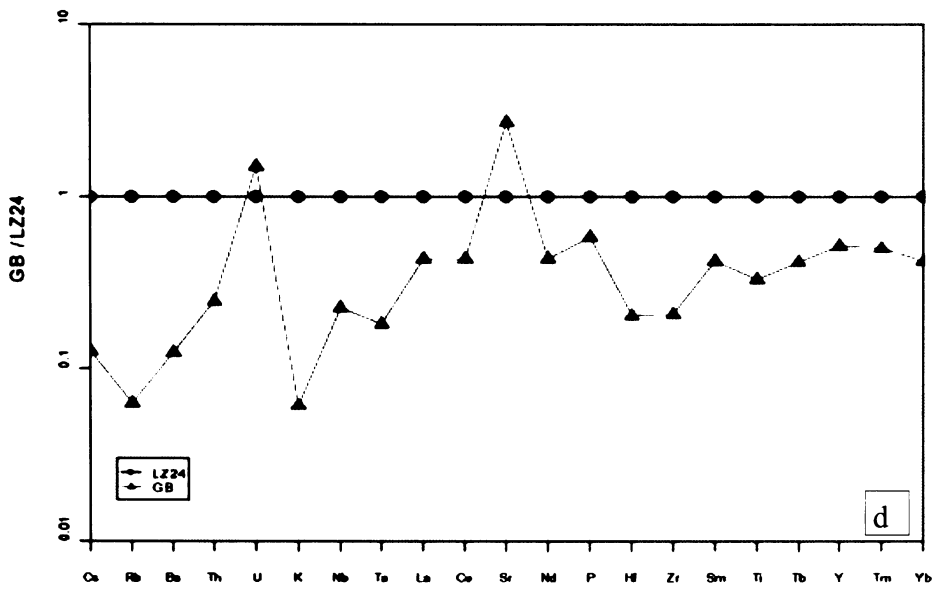
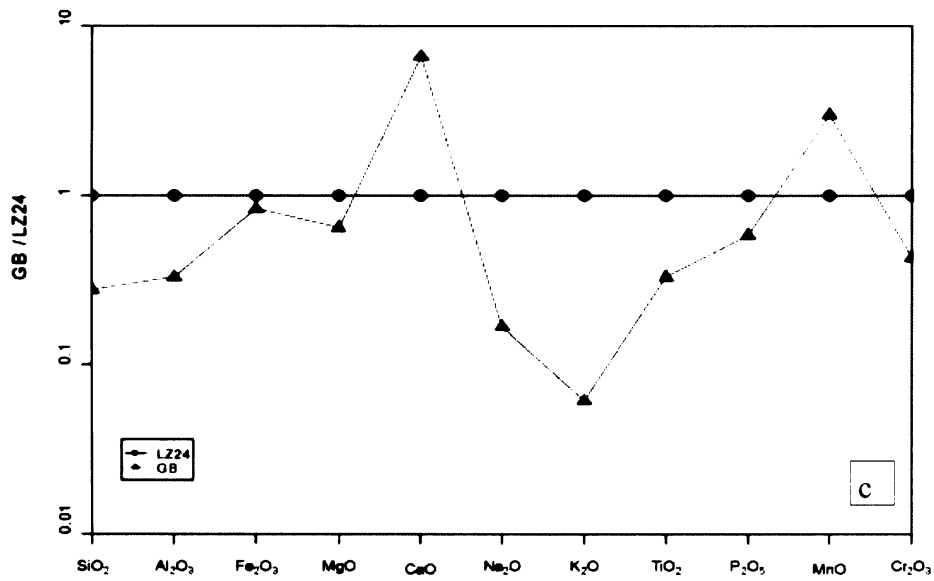
Další graf zobrazuje oba vzorky normalizované svrchní kontinentální kůrou (TAYLOR A MCLENNAN 1995) a další dva grafy (obr. 46c,d) zobrazují oxidy hlavních prvků a vedlejší prvky vzorku GB normalizovaného vzorkem LZ24. U oxidů hlavních prvků vidíme u „horké“ brekcie výrazné obohacení o CaO a MnO. To je způsobeno přítomností klastů mramorů v této brekcií, které nelze při drcení zcela oddělit. Povšimněte si ochuzení „horké“ brekcie o mobilní prvky (Cs, Rb, Ba). Tyto prvky jsou přednostně unášeny fluidy a dokládají tak cirkulaci fluid během tvorby brekcií. Dále pozorujeme obohacení o uran a výrazné obohacení o stroncium.

Při vzniku brekcie docházelo k změnám hmoty a objemu, které můžou relativní obsahy prvků zkreslit. Proto jsme použili isokonové analýzy (GRANT 2005). Tato metoda má tu výhodu, že bere v úvahu změnu hmoty nebo objemu, ke které došlo při „alteraci“ tzn. při tvorbě brekcie a

dokáže přesněji určit, které prvky byly při procesu ztraceny resp. získány. Isokona je definovaná prvky, u kterých předpokládáme, že zůstaly během tvorby brekcie imobilní (Ti, Al, Si). Prvky, které jsou nad touto čarou byly během procesu získány a prvky, které jsou pod touto čarou byly ztraceny (obr. 46e). Pozorujeme výrazné nabohacení brekcie o Sr, Ca a U. Další prvky, které byly během tvorby brekcie získány jsou La, Mn, Mg a  $Fe_{tot}$ . U brekcie opět pozorujeme ochuzení o mobilní prvky (Cs, Rb, Ba) a K. Bohužel všechny prvky neleží na přímkách, což naznačuje, že při tvorbě brekcie docházelo ke složitějšímu míchání materiálu. To reflektuje přítomnost karbonátových klastů v brekci a je třeba ještě odebrat vzorky dalších hornin, abychom mohli lépe geochemicky popsat tento zlomový systém.



**Obr. 46: Geochemické analýzy. a)** Vzorky normalizované REE Chondrity (BOYNTON1984) **b)** Vzorky normalizované svrchní kontinentální kůrou (TAYLOR A MCLENNAN 1995)



Obr. 46: Geochemické analýzy (pokračování).

c,d) GB normalizována LZ24  
e) Isokonový diagram (GRANT 2005)

# 8. Diskuze

## 8.1 Terénní pozorování

Domény, které zachovávají orientaci  $S_1/M_1$  stavby jsou obklopeny brekciami různých původů a jsou prostorově izolované. Foliace  $S_1/M_1$  však udržuje koherentní orientace v celé námi zkoumané oblasti a generelně upadá pod mírným úhlem na SZ. Tato orientace je vertikalizována v blízkosti zlomů, které omezují pánve Aulus ze severu v blízkosti masivu Trois Seigneurs. V pánvi pozorujeme dva hlavní směry zlomů které směřují  $\sim 30^\circ$  a  $\sim 110^\circ$ . Jejich geometrické vztahy naznačují, že se jedná o konjugovaný systém zlomů, který se vytvářel při transkurentních pohybech podél NPF. Zlomové systémy s podobnými geometrickými vztahy jsou typické pro pull-apart pánve. Stejně trendy směřování zlomů jsou popisovány například v recentní Vídeňské pánvi (HINSCH ET AL. 2005). Tyto orientace také koincidují s tvarem tělesa Lherz a přítomnost euhedrálních amfibolů podél těchto zlomů ( $\sim 30^\circ$ ) u Col'd Agnes datovaných na  $\sim 95$  Ma (GOLDBERG ET AL. 1986) a na západě tělesa Lherz poukazuje na jejich souvislost s křídovou pull-apart pánví. Domníváme se proto, že námi naměřené orientace  $S_1/M_1$  staveb jsou vázány na starou pull-apart pánve a dovolují nám tak rekonstruovat její vývoj během křídvy.

Při terénním mapování si lze povšimnout rozhraní metamorfních podmínek, které koinciduje se severní stěnou tělesa Lherz ( $110^\circ$ ). Na sever pozorujeme pouze tektonické a chaotické, silně stylolitizované brekcie ve kterých nejsou přítomny metamorfní minerály. Zrna Cal i Dol nevykazují významnou rekrystalizaci, ani duktilní deformaci což svědčí o nižších metamorfních podmínkách. Na jih od této hranice naopak zpravidla pozorujeme karbonáty s bohatší metamorfní asociací (Phl + Amp  $\pm$  Scp). Toto rozhraní reprezentuje jeden ze strike-slipových zlomů ( $110^\circ$ ) podél kterého docházelo ke značným horizontálním i vertikálním posunům. Tento zlom byl invertován při transkurentních pohybech a pravděpodobně i během pyrenejské komprese. V současném erozním řezu se nám zachovala jak nížetepelní doména na severním okraji pánve, tak výšetepelní doména, která tvoří jádro pánve a vyskytuje se na jih od peridotitových těles, která vystupují podél starého strike-slipového ( $110^\circ$ ) zlomu.

Brekcie různého původu tvoří velkou část pánve Aulus a jejich rozlišování v terénu je velmi nesnadné. Jednoznačně sedimentární polymiktní brekcie (typ II) se nachází v okolí Fontete Rouge v Ravin des Plagnoles. CHOKROUNE 1976 a LAGABRIELLE A BODINIER 2008

těmto brekciím přisuzují křídové stáří. Jejich výskyt je velmi lokalizovaný a jejich generelní směr výskytu je V-Z. Vždy se nachází v intenzivně brekciovaných karbonátových formacích, nikdy neobsahují klasty paleozoických hornin a nikde není vidět, že by nasedaly na nebrekciované jednotky. V-Z směr výskytu mají i paleocéní brekcie (typ III<sub>p</sub>), které diskordantně nasedají na mesozoické metasedimenty v okolí Col d'Agnes a na Tuc de Pédrous. Tyto brekcie jsou karbonátové a jsou v terénu rozlišitelné podle angulárních klastů a tím, že obsahují i větší (maximálně metrové) bloky karbonátů. Tyto brekcie jsou méně kohezivní než ostatní monomiktní brekcie typu III. Faciální podobnost brekcií typu II a III<sub>p</sub> poukazuje na možnost, že se jedná o brekcie, které vznikly během stejného období tj. paleocénu. Bohužel nemožnost datovat peridotitové brekcie vzhledem k absenci vhodných datovacích metod nám nedovoluje tuto teorii potvrdit ani vyvrátit.

K tvorbě polymiktních brekcií dochází dodnes na rozhraní tělesa Lherz a okolních karbonátů. Jedná se o výplně krasových dutin, kam je zanášen materiál jak z peridotitu, tak z okolních karbonátů. Tyto brekcie připomínají polymiktní brekcie z Ravin de Plagnoles avšak nejsou tolik vytríděné a obsahují různorodější materiál.

V terénu nikde nepozorujeme vertikální striace/lineace, které by se daly připsat severojížní pyrenejské kompresi (D<sub>2</sub>). Podél zlomu, který omezuje pánev Aulus vůči masivu Trois Seigneurs pozorujeme subhorizontální lineace v nízkoteplotních mylonitech např. u Port de Lherz. Subhorizontální lineace dokládají horizontální posun podél tohoto zlomu a vznikly tedy pravděpodobně během strike slipových pohybů během křídy a ne až během pyrenejské komprese. Předpokládáme, že většina deformace D<sub>2</sub> je v pánvi Aulus akomodována na jižní hraně pánve nejbližší u NPF. To je však třeba prověřit dodatečným měřením.

Nejnovější interpretace vývoje pánve Aulus (LAGABRIELLE A BODNINIER 2008) předpokládá, že peridotitová tělesa v pánvi jsou olistolity, které „napadaly“ spolu s bloky karbonátů do pánve během křídy. Tyto bloky by byly obklopeny brekciemi sedimentárního původu. Pokud by tato teorie byla pravdivá nelze předpokládat, že by orientace strukturních prvků zaznamenávaly poměry v pánvi během křídy. Nelze tedy ani předpokládat přednostní orientaci staveb v pánvi, pokud by nebyly až následně usměrněny během alpské komprese.

Výše uvedená pozorování však tuto teorii zpochybňují. Dodatečná měření, která by obsáhla celou oblast pánve - zvláště dále od peridotitových těles, kde původní stavba v karbonátech není tolik narušena brekciací - by nám poskytla doplňující data potřebná k definitivnímu potvrzení anebo zamítnutí této teorie.

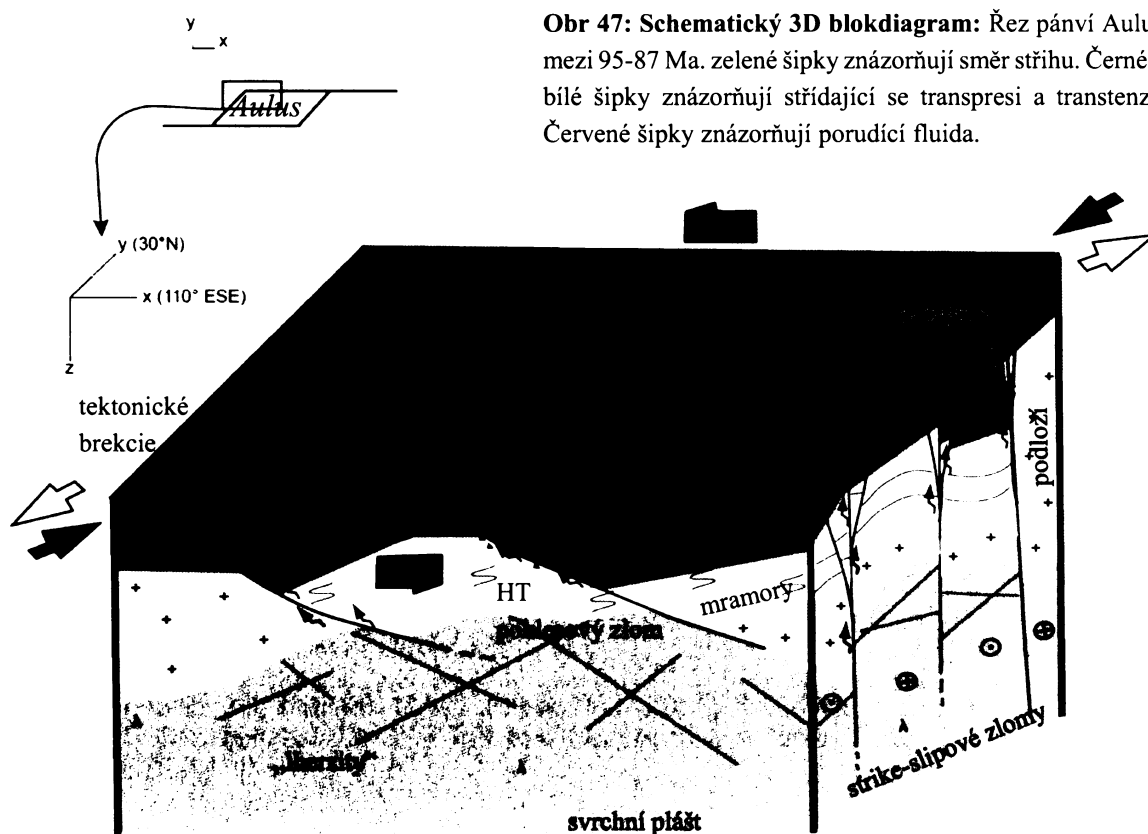
## 8.2 Metamorfóza a mikrostrukturní vývoj

Maximální metamorfní teploty odpovídající minerální asociaci  $Tre + Phl \pm Scp$  a pozorovaným exsolucím dolomitu v kalcitových zrnech jsou odhadovány na  $\sim 600$  °C. To je v souladu s pozorováním dřívějších prací, které odhadují metamorfní podmínky z metapelitů a karbonátů v NPMZ na 500 - 600 °C a 0,3 - 0,4 GPa (BERNUS-MAURY 1984 GOLDBERG 1987, GOLDBERG A LEYRELOUP 1990). Tyto jednotky se vyskytují na jih od peridotitových těles. Severní hrana pánve Aulus prodělala nižší stupeň metamorfózy ( $\sim 350$ °C). Mikrostrukturní vývoj vypovídá o silně heterogenní deformaci v rámci pánve Aulus. Výbrusům dominují nekvilibrované mikrostruktury (GBM, GSPO, mylonit) a naopak sedimentární a staticky rekrystalizované domény jsou vzácné. Euhedrální metamorfní minerály se vyskytují jen v nedeformovaných metasedimentech. Naopak většina metamorfních minerálů v karbonátech je nestabilní. To odpovídá dřívějším pozorováním, že hlavní fáze metamorfózy ( $M_1$ ) probíhala před hlavní deformační fází ( $D_1$ ) (BERNUS-MAURY 1984, GOLDBERG A LEYRELOUP 1990).

Podel zlomů, které protínaly pánev, docházelo k cirkulaci fluid a zvýšenému teplotnímu toku, který vedl ke krystalizaci  $M_1$  metamorfních minerálů jak v okolních masivních karbonátech tak ve zlomových brekciích. Během exhumace krustálních bloků docházelo ke křehké frakturaci dolomitových poloh a volné místo bylo duktilně vyplněno kalcitem. Ztráta hořčíku zjištěná z Cal- Dol termometrie je pravděpodobně způsobena těmito procesy, a / nebo je způsobena pokračující deformací za nižších metamorfních podmínek. Tomu by odpovídala krystalizace Chl v mylonitové zóně a její stylolitizace u vzorku *LZ11*.

## 9. Závěry

Během tvorby pull-apart pánve docházelo za zvýšeného teplotního toku k rekrystalizaci karbonátů na mramory, jejich vrásnění a v případě vhodných chemických podmínek i k růstu metamorfních minerálů. Teploty během této deformace se pohybovaly okolo 600 °C. V pánvi docházelo k naklánění jednotlivých krustálních bloků podél HT poklesových (s azimuty 30°) a horizontálním posunům podél strike-slipových zlomů (s azimuty 110°). Podél těchto zlomových systémů docházelo k proudění fluid, které dodávaly chemické látky pro krystalizaci metamorfních minerálů. Deformace byla velmi heterogenní v závislosti na konkrétní pozici jednotek v pánvi. Během transkurentních pohybů docházelo k inverzi zlomů, podél kterých byly exhumovány peridotitové masivy (obr. 47). Exhumace celé domény za zvýšeného tlaku fluid spolu s chladnutím domény vedla k brekciaci zámků vrás i celých poloh karbonátů. Tato fluida pravděpodobně způsobovala dedolomitizaci dolomitických poloh. Během paleocénu docházelo k sedimentaci brekcií z hustotních proudů a k přepracování jak lherzolitového tak karbonátového materiálu. Tyto brekcie sedimentovaly v kaňonech směřujících V-Z. Během eocénní pyrenejské komprese byla pánev zakomponována do orogénu podél lokalizovaných křehkých zlomů a již neprodělala žádnou významnou deformaci.



**Obr 47: Schematický 3D blokdiagram:** Řez pánví Aulus mezi 95-87 Ma. zelené šipky znázorňují směr stříhu. Černé a bílé šipky znázorňují střídající se transpresi a transtenzi. Červené šipky znázorňují porudící fluida.



**Fabries J., Lorand, J.-P.,** (1990) Field trip in Eastern Pyrenean spinel peridotite bodies (9-11 Septembre 1990), International Workshop on orogenic lherzolites and mantle processes, c/o Centre Géol. et Géophysique, Université de Montpellier II Sciences et Techniques, 25 pp. (p)

**Fitzgerald P.G., Muñoz J.A., Coney P.J., Baldwin S.L.,** (1999) Asymmetric exhumation across the Pyrenean orogen: implications for the tectonic evolution of a collisional orogen. /Earth. Planet. Sci. Lett./ 173:157-170

**Goldberg J.-M., Leyreloup A.F.,** (1990). High temperature-low pressure Cretaceous metamorphism related to crustal thinning (Eastern North Pyrenean Zone, France). /Contrib. Mineral. Petrol./ 104: 194-207

**Goldberg J.-M., Maluski H.,** (1988). Données nouvelles et mise au point sur l'âge du métamorphisme pyrénéen. /C.R. Acad. Sci., Paris/ 306II: 429-435

**Goldberg J.-M., Maluski H., Leyreloup A.F.,** (1986) Petrological and age relationship between emplacement of magmatic breccia, alkaline magmatism, and static metamorphism in the North Pyrenean Zone. /Tectonophysics/ 129: 275-290

**Goldberg J.-M.,** (1987). Le métamorphisme mésozoïque dans la partie orientale des pyrénées: relations avec l'évolution de la chaîne au Crétacé. /Doc. Trav. Centre Geol. Geophys. Montpellier/ 14:235

**Grant J.A.** (2005) Isocon analysis: A brief review of the method and applications /Phys. Chem. Earth/ 30:997-1004

**Hall V., Bennett C.,** (1979) Significance of lherzolite at the etang de Lherz, Central Pyrenees, Southern France. /Earth and Planet. Sci Lett./ 45: 349-354

**Henry P., Azambre B., Montigny R., Rossi, M., Stevenson R.K.,** (1998) Late mantle evolution of the Pyrenean sub-continental lithospheric mantle in the light of a new  $^{40}\text{Ar} - ^{39}\text{Ar}$  and Sm-Nd agens on pyroxenites and peridotites (Pyrenees, France) /Tectonophysics/ 296:103-123

**Hinsch R., Decker K., Wagreich M.,** (2005) 3-D mapping of segmented active faults in the southern Vienna Basin. /Quat. Sci. Rev./ 24: 321-336

**Choukroune P.,** (1972). Relation entre tectonique et métamorphisme dans les terrains secondaires de la Zone Nord Pyrénéenne centrale et orientale. /Bull. Soc. Geol. Fr./ 14: 3-11

**Choukroune P.,** (1973) La breche de Lherz dite d'explosion liée a la mise en place des lherzolites est une breche sédimentaire d'âge Cénozoïque (Pyrénées Ariégoise). /C.R. Acad. Sci., Paris/ 77: 2621-2624

**Choukroune P.,** (1976) Structure et évolution tectonique de la zone nord-pyrénéenne: anylse de la déformation dans une portion de chaîne a schistosité subverticale. /Mém. de la Soc.Géol. de France/ 127

**Choukroune P., Mattauer M.,** (1978). Tectonique des plaques et Pyrénées: sur le fonctionnement de la faille transformante nord-pyrénéenne; comparaison avec les modeles actuels. /Bull. Soc. Géol. Fr./ XX (5): 689-700

**Janoušek V., Farrow C.M., Erban V.,** (2006) Technical Note: Interpretation of Whole-rock Geochemical Data in Igneous Geochemistry: Introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit)

**Kennedy L.A., Logan J.M., (1998)** Microstructures of cataclasites in a limestone-on-shale thrust fault: implications for low temperature recrystallisation of calcite. /*Tectonophysics*/ 295:167-186

**Konopásek, J., Štípská, P., Klábová, H., Schulmann, K., (1998)** Metamorfni Petrologie. /*Karolinum*/ Praha. pp 41

**Kuhn B.K. (2004)** Scapolite stability: phase relations and chemistry of impure metacarbonate rocks in the central Alps /PhD thesis, ETH Zurich/ DISS. ETH NO. 15791

**Kwak T.A.P., (1977)** Scapolite compositional change in a metamorphic gradient and its bearing on the identification of a metaevaporite sequences. /*Geol. Mag.*/ 114:343-354

**Lacroix A., (1892).** Sur les modifications minéralogiques effectuées par la lherzolite sur les calcaires du Jurassique de l'Ariege. /*C.R. Acad. Sci.,Paris*/ 115: 974-976

**Lagabrielle Y., Bodinier J.-L., (2008).** Submarine reworking of exhumed subcontinental mantle rocks: field evidence from the Lherz peridotites, French Pyrenees. /*Terra Nova*/ doi: 10.1111/j.1365-3121.2007.00781.x

**Le Pichon X, Bonnin J, Sibuet J.-C., (1970)** La faille Nord Pyrénéenne: Faille transformante liée à l'ouverture du Golfe de Gascogne. /*CR Acad Sci Paris*/ 271:1941-1944

**Le Pichon X., Bonnin J., Francheteau J., Sibuet J.-C., (1970).** Une hypothèse d'évolution tectonique du Golfe de Gascogne. /*Hist. Struct. du Golfe de Gascogne, Technip. Paris*/ 111: 1-44

**Le Roux V., Bodinier J.-L., Tommasi A., Alard O., Dautria J.-M., Vauchez A., Riches A.J.V., (2007).** The Lherz spinel lherzolite: refertilized rather than pristine mantle. /*Earth Planet. Sci. Lett.*/ 259, 599–612.

**Leblanc D., Gleizes G., Roux L., Bouchez J.L., (1996)** Variscan dextral transpression in the French Pyrenees: new data from the Pic des Trois-Seigneurs granodiorite and its country rocks. /*Tectonophysics*/261: 331-345

**Leiss B., Molli G., (2003).** 'High-temperature' texture in naturally deformed Carrara marble from the Alpi Apuane, Italy /*J. Struct. Geol.*/ 25:649-658

**Mattauer M., (1968)** Les traits structuraux essentiels de la chaîne pyrénéenne. /*Rev. Geogr. Phys. Geol. Dyn.*/ 10:3-12

**Mattauer M., (1990)** Une autre interprétation du profil ECORS Pyrénées. /*Bull. Soc, géol. France*/ VI n2: 307-311

**Minnigh L.D., Calsteren P.W.C., Den Tex E., (1980)** Quenching, an additional model for emplacement of the lherzolite at Lers (French Pyrenees). /*Geology*/ 8: 18-21

**Monchoux P., (1972)** Roches a sapphirine au contact des lherzolites pyrénéennes /*Contrib. Mineral. Petrol.*/ 37: 47-64

**Montigny R., Azambre B., Rossy M., Thuizat R., (1986).** K-Ar study of cretaceous magmatism and metamorphism from the Pyrenees: Age and length of rotation of the Iberian peninsula. /*Tectonophysics*/ 129: 257-273

**Neumaier M., (2007)** Rapport de stage M1: Les corps lherzolitiques sous Fontete Rouge. /*Travail d'étude et de recherche. Univ Montp II*/

**Newman J., Lamb W.M., Drury M.R., Vissers R.L.M., (1999).** Deformation processes in a peridotite shear zone: reaction softening by an H<sub>2</sub>O-deficient, continuous net transfer reaction. /Tectonophysics/ 303:193 – 222

**Olivet J.-L., (1996)** La cinématique de la plaque Ibérie. /Bull. Cent. Rech. Explor./-Prod. Elf Aquitaine 20, 131–195.

**Olivet J.-L., Bonnin J., Beuzart P., Auzende J.-M., (1984)** Cinématique de l'Atlantique Nord et Central. /Publ. CNEXO, Rapp. Sci. Tech/ 54: 108.

**Passchier C.W., Trouw R.A.J., (2005)** Microtectonics 2nd edition /Springer Verlag Germany/ pp. 366

**Peybernés B., Fondcave-Wallez M.-J., Combes P.-J., Eichne P., (2001b).** – Découverte d'hémipélagites a Foraminifères planctoniques paléocènes dans les « Breches de Baixas » (Pyrénées orientales). /C. R. Acad. Sci., Paris/ 332, 633-640.

**Peybernés B., Fondcave-Wallez M.-J., Combes P.-J., Eichne P., (2001a).** Mise en évidence d'un sillon marin a breches paléocènes dans les Pyrénées centrales (Zone interne métamorphique et Zone nord-pyrénéenne). /C. R. Acad. Sci., Paris/ 332, 379-386.

**Peybernés B., Fondcave-Wallez M.-J., Combes P.-J., (2002).** Mise en évidence de breches marines paléocènes discordantes sur l'axe orogénique crétacé des Pyrénées, entre Garonne et Gave de Pau /Bull. Soc. géol. Fr./ 173 no. 6. pp. 523-532

**Ravier J., (1959).** Le métamorphisme des terrains secondaires des Pyrénées. /Mem. Soc. Geol. France/ 86: 250

**Rutter E.H., Casey M., Burlini L., (1994)** Preferred crystallographic orientation development during the plastic and superplastic flow of calcite rocks. /J. Struct. Geol./ 16:1431-1446

**Saint Blanquat M. de, Lardeaux J.M., Brunel M., (1990).** Petrological arguments for high-temperature extensional deformation in the Pyrenean Variscan crust (Saint Barthélémy Massif, Ariège, France). /Tectonophysics/ 177: 245-262

**Séguret M., (1970)** Etude tectonique des nappes et séries décollées de la partie centrale du versant sud des Pyrénées; caractere synsédimentaire, rôle de la compression et de la gravite. /These Univ. Montp. II/ 155p.

**Schmid S.M., Panozzo R., Bauer S., (1987)** Single shear experiments on calcite rocks: rheology and microfabric. /J. Struc. Geol/ Vol. 9 No 5/6 747-778

**Sibuet J.C., Srivastava S.P., Spakman W., (2004)** Pyrenean orogeny and plate kinematics. /J. Geophys. Res./ 109:B08104, doi:10.1029/2003JB002514

**Sinclair H.D., Gibson M., Naylor M., Morris R.G., (2005).** Assymmetric growth of the Pyrenees revealed through measurement and modeling of orogenic fluxes. /Am. Jour. Sci./ 305: 369-406

**Srivastava S., Sibuet J.-C., Cande S., Roest W. R., Reid I. R., (2000)** Magnetic evidence for slow seafloor spreading during the formation of the Newfoundland and Iberian margins. /Earth Planet. Sci. Lett./ 182: 61–76.

**Taylor S. R., McLennan S. M., (1995)** The geochemical evolution of the continental crust. /Rev. Geophys./ 33, 241-265

**Ternet Y., Colchen M., Debroas E.J., Azambre B., Debon F., Bouchez J.L., Gleizes G., Leblanc D., Bakalowicz M., Jauzion G., Mangin A., Soulé J.C., (1997).** Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000), feuille Aulus les Bains (1086). Orléans: BRGM, 146 p. Carte géologique par M. Colchen et al.

**Ulrich S., Schulmann K., Casey M., (2002).** Microstructural evolution and rheological behaviour of marbles deformed at different crustal levels /*J. Struct. Geol.*/ 24: 979-995

**Van der Voo R., Boessenkool A., (1973).** Permian paleomagnetic result from the western Pyrenees delineating the plate boundary between the Iberian Peninsula and stable Europe. /*J. Geophys. Res.*/ 78: 5118-5127

**Vergés J., Millan H., Roca H., Muñoz J. A., Marzo M., Cirés J., Bezemer T. den, Zoetemeijer R., Cloethingh S., (1995).** Eastern Pyrenees and related foreland basins: Pre-, syn- and post-collisional crustal-scale cross-sections, /*Mar. Pet. Geol.*/ 12, 903–916.

**Vernant P., (1999)** Etude de la déformation des calcaires du contact du massif de Lherz. /Travail d'étude et de recherche. Univ. Montp II/ 31p.

**Vielzeuf D., Kornprobst J., (1984)** Crustal splitting and the emplacement of Pyrenean lherzolites and granulites. /*Earth Planet. Sci. Lett.*/ 67: 87-96

**Vignon V., (2007)** Rapport de stage M1: Breches internes de corps lherzolitique a Etang de Lers /Travail d'étude et de recherche. Univ. Montp II./

**Vissers R.L.M., Drury M.R., Newman J., Fliervoet T.F., (1997).** Mylonitic deformation in upper mantle peridotites of the North Pyrenean Zone (France): implications for strength and strain localization in the lithosphere. /*Tectonophysics*/ 279: 303-325

# Přílohy

Zkratky minerálů

Strukturní mapa

Mapa dokumentačních bodů

Minerální asociace

Mikrosondové analýzy

Cal - Dol termometrie

Geochemické analýzy

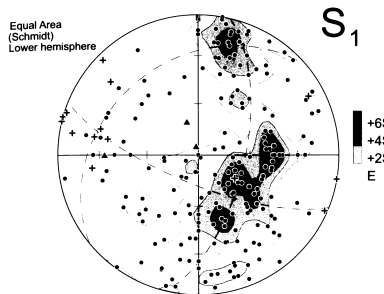
Poster (CETeG 2008)

# Zkratky minerálů

V celém textu jsou používány následující zkratky pro jednotlivé minerály:

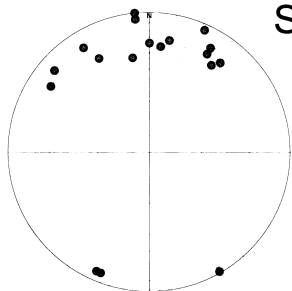
<b>Ab</b>	Albit
<b>Bt</b>	Biotit
<b>Cc</b>	Kalcit
<b>Dol</b>	Dolomit
<b>Grt</b>	Granát
<b>Hbl</b>	Hornblend
<b>Chl</b>	Chlorit (klinochlór)
<b>Jíl. min.</b>	Jílové minerály
<b>Kfs</b>	K-živec
<b>Ky</b>	Kyanit
<b>MsK</b>	Muskovit
<b>Opq</b>	opaktní minerály
<b>Phl</b>	Flogopit
<b>Plg</b>	Plagioklas
<b>Qtz</b>	Křemen
<b>Scp</b>	Skapolit
<b>Sil</b>	Silimanit
<b>Tre</b>	Tremolit
<b>Ttn</b>	Titanit
<b>Tur</b>	Turmalín

# **Strukturní mapa**



N = 219  
N = 14  
N = 3

- poles of S1 foliation planes
- + fold axis
- ▲ mineral lineations
- | principal planes



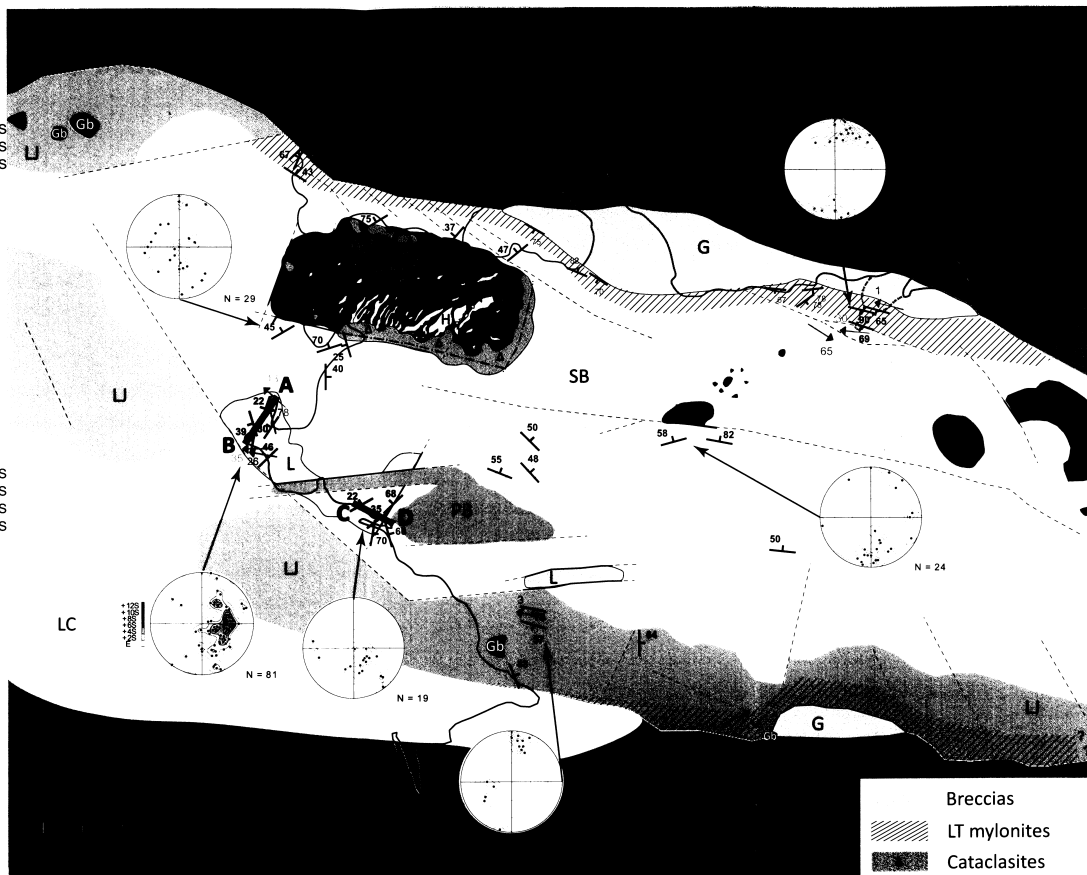
N = 18

- Poles of S2 foliation planes

### Mapa 1: Strukturní mapa pánve Aulus

Velké pólové diagramy ukazují orientaci S1 a S2 ze všech lokalit. Jednotlivé pólové diagramy ukazují orientaci M1/S1 stavby na jednotlivých lokalitách.

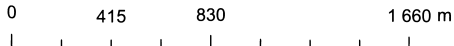
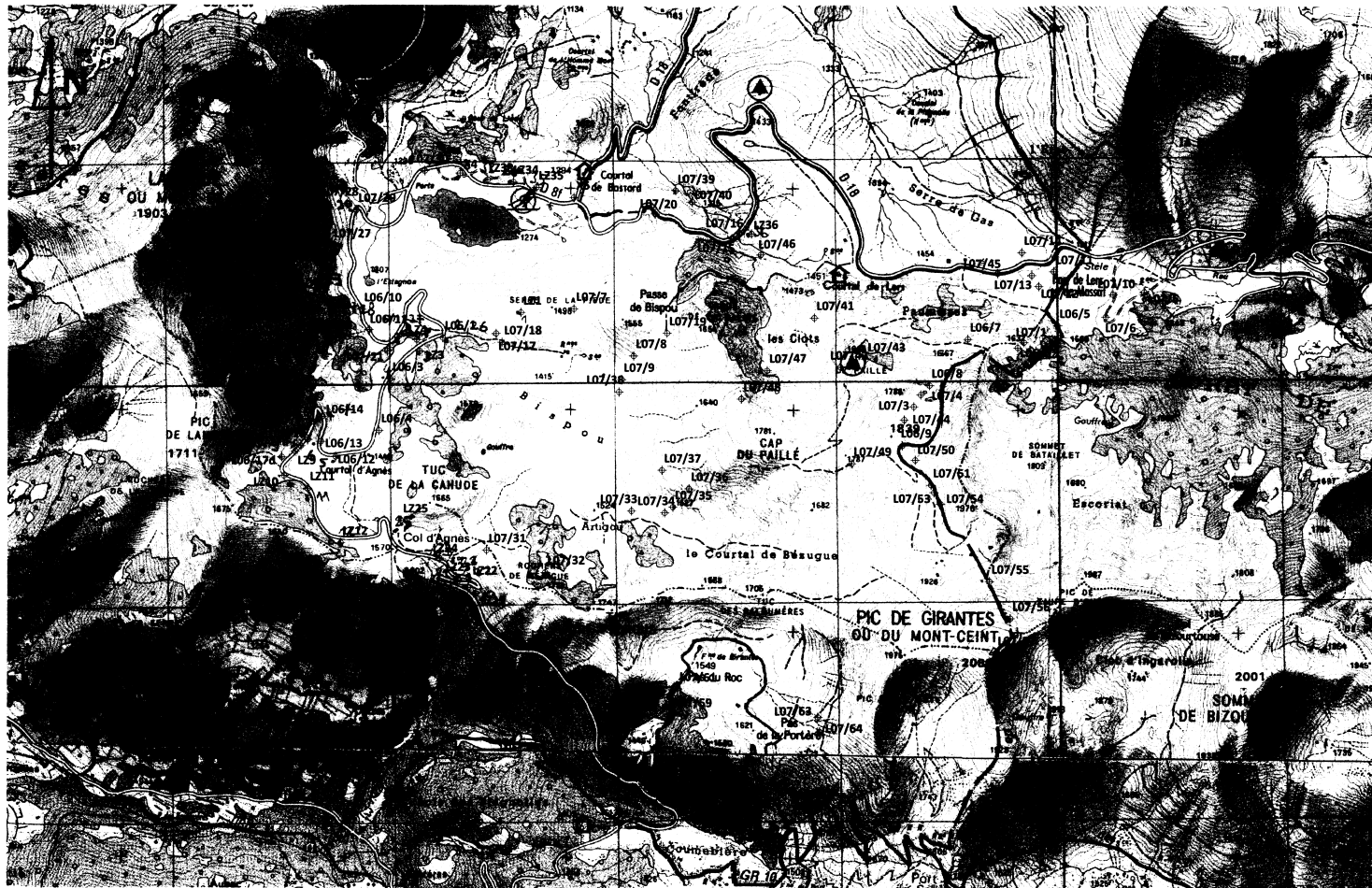
- 55 S1 foliation
- Mineral lineation
- 78 Fold axes
- 70 S2 foliation
- structural profiles
- road



- Paleozoic
- LC Lower Cretaceous
- SB Sedimentary breccias
- G Granulites
- U Lower Jurassic
- M. and U. Jurassic
- Lherzolites
- Metadoleresites
- L Lower Jurassic (Lias)
- PB Paleocene breccias
- H Harzburgites
- Gb Gabro



# **Mapa dokumentačních bodů**



Mapa 2: Pozice studovaných výchozů

# **Minerální asociace**

	Cal	Dol	Qtz	Tr	Phl	Bi	Msk	Chl	Scp	Ttn	Tur	Opg	Jil. min.
L06/3	+	-	-					-	-			-	
L06/5a	+		-	-	+								
L06/5b	+		-		+								
L06-12	+	+	-		+				-				
L06/14	+		-	-	+		-	-		-		-	
L06/14a	+	-	-	+	+		-	-	+	-	-	-	-
L06/14b1	+			+	+				-	-			-
L06/14b2	+		-	+	+			-	+	-	-	-	
L06/14c	+		-	+	+								
L06/15	+	+			+		-	-				-	
L06/15a	+	+			+		-	-				-	
L06/17a(07)	+	+			-								
L06/17b1	+	+											
L06/17b2	+	+											
L06-17c(07)	-	+											
L06-17e	+	+	-		-			-				-	
L07/35a	+		-		+				+	-		-	
L07/35b	+		-		+					-		-	
L07/35c	+		-		+					-		-	
L07/36a	+				+				+	-			
L07/36b	+	+			+								
L07/54	+		-	-					+		-		+
L07/58a	+								+		-		
L07/58b	+				-				+		-		
L07/58b2	+								+		-		
L07/58c	+		-						+		-		
L07/59a	+		-		+								
L07/6	+		-		+				+		-		+
L07/60	+	+											
L07/64	+				+	+			+				
LZ10	+	+			+								
LZ11	+	+	-										
LZ11A2	+				-			-	-				
LZ16	+			+					-				
LZ22b	+			+	+	-			+			-	
LZ22e	+			+	+	-			+			-	
LZ22g	+			+	+	-			+			-	
LZ22h	+			+	+	-			+			-	
LZ23	-	+	-		+				+	-	-		-
LZ23A	+		-										
LZ23b	+		-	-	+								
LZ23c	+		-	-	+				-				
LZ2407A	-	+			+				+	-			
LZ24a	-		-	-	-				+	-	-		
LZ24a1	-	+							+	-	-		
LZ24b	-		+	-	-	+			+				
LZ24c	-		+	-	-	+			+				
LZ24žila	+			+	+				+				

# **Mikrosondové analýzy**

## Tremolity

## Oxide

DataSet/Cl	Cr2O3	BaO	TiO2	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	CaO	K2O	P2O5	FeO	MnO	NiO	ZnO	F	Total	Comment	Cmt2
88 / 1 .	0.07	0.071	0	0.052	0.123	1.93	23.937	14.307	0.191	0.032	0.07	0.032	0	0.056	0.331	<b>99.356</b>	L06 14B2	Brn
89 / 1 .	0.03	0.057	0.006	0.016	0.17	1.69	24.565	13.821	0.151	0.01	0	0	0	0.044	0.298	<b>99.825</b>	L06 14B2	Brn
92 / 1 .	0.03	0.099	0.022	0.068	0.318	1.94	24.513	14.168	0.174	0	0	0.024	0	0.022	0.327	<b>99.582</b>	L06 14B2	Brn
93 / 1 .	0.03	0.014	0.036	0.021	0.172	1.35	24.316	14.434	0.115	0.012	0	0	0.027	0	0.386	<b>99.544</b>	L06 14B2	Brn
94 / 1 .	0.04	0.051	0	0.134	0.296	2.81	23.676	13.9	0.187	0.067	0	0.033	0	0	0.354	<b>98.892</b>	L06 14B2	Brn
95 / 1 .	0.03	0.021	0.06	0.112	0.26	2.44	23.767	14.131	0.178	0.01	0	0.03	0.031	0.045	0.353	<b>99.639</b>	L06 14B2	Brn
100 / 1 .	0.04	0.029	0	0.006	0.092	0.93	24.444	13.829	0.062	0.037	0	0.002	0.033	0	0.323	<b>98.725</b>	L06 14B2	Brn
					<b>57.227</b>		<b>25.402</b>	<b>14.022</b>								<b>96.652</b>	L06 14A	Pha
					<b>54.829</b>		<b>23.678</b>	<b>15.94</b>								<b>94.447</b>	L06 14A	Pha
					<b>55.211</b>	<b>3.89</b>	<b>23.669</b>	<b>13.889</b>								<b>96.661</b>	L06 14A	Pha
					<b>55.781</b>	<b>1.6</b>	<b>23.894</b>	<b>14.059</b>								<b>95.333</b>	L06 14A	Pha
					<b>56.645</b>	<b>3.1</b>	<b>24.952</b>	<b>13.816</b>	<b>0.3368</b>							<b>98.848</b>	L06 14A	Pha
					<b>57.172</b>		<b>25.451</b>	<b>13.673</b>								<b>96.296</b>	L06 14A	Pha
					<b>53.72</b>	<b>2.21</b>	<b>22.077</b>	<b>12.658</b>								<b>90.661</b>	L06 14A	Pha
					<b>52.805</b>	<b>2.69</b>	<b>22.129</b>	<b>14.797</b>								<b>92.423</b>	L06 14A	Pha
					<b>53.803</b>		<b>24.665</b>	<b>13.238</b>								<b>91.707</b>	L06 14B2	Pha
					<b>58.558</b>		<b>26.129</b>	<b>14.15</b>	<b>0.3206</b>							<b>99.158</b>	L06 14B2	Pha
					<b>58.222</b>		<b>26.017</b>	<b>14.21</b>								<b>98.449</b>	L06 14B2	Pha
					<b>55.69</b>	<b>3</b>	<b>23.805</b>	<b>13.555</b>								<b>96.05</b>	L06 14B2	Pha
					<b>56.475</b>		<b>25.5</b>	<b>13.606</b>								<b>95.581</b>	L06 14B2	Pha
					<b>59.954</b>	<b>0.49</b>	<b>26.67</b>	<b>14.401</b>								<b>101.52</b>	L07/54	Pha

**Flogopity**

wt% oxide

DataSet/ICI	BaO	TiO2	FeO	MnO	NiO	Cr2O3	F	K2O	CaO	P2O5	MgO	Al2O3	Na2O	SiO2	Total	Commen'	Cmt2
76 / 1.	0.07	0.229	0.295	0.055	0.028	0.034	0.046	3.7	7.604	0	0.01	26.849	17.285	2.124	40.073	98.4	L06 17C Brno
78 / 1.	0.03	0.232	0.322	0.064	0.009	0.008	0.045	3.93	8.466	0.071	0	26.858	16.294	1.698	40.84	98.86	L06 17C Brno
99 / 1.	0.07	0.066	0.37	0.11	0	0	0.019	2.606	9.887	0.127	0.02	25.559	15.47	0.034	42.048	96.38	L06 14B2Brno
40 / 1.		0.7152	0.1278	-0.011	0.0078	0.0252		12.0583	0.07154		24.993	13.968	0.018	43.394	95.37		Mpl
62 / 1.		0.6822	0.1343	0.002	-0.005	0.0519		12.1831	0.03927		24.668	14.956	0.048	42.2082	94.97		Mpl
44 / 1.		0.6878	0.1626	6E-04	0.0259	0.1033		10.8867	0.09399		24.776	14.728	0.048	42.4303	93.94		Mpl
49 / 1.		0.7399	0.15	-0.008	-0.007	0.056		12.3961	0.05199		24.804	15.05	0.035	41.9905	95.26		Mpl
50 / 1.		0.7386	0.1264	0.017	-0.012	0.0409		11.0351	0.10959		24.8	14.881	0.041	42.376	94.15		Mpl
51 / 1.		-0.01	0.0141	-0.01	-0.019	-0.003		7.8737	0.05241		27.194	12.105	0.783	43.5603	91.54		Mpl
		1.5712	4.9981					10.2933	0.12793		26.145	15.384		40.8933	92.84	L06/14A	Pha
		0.7304	2.2704					10.3575			26.031	13.791		40.2436	90.42	L06/14A	Pha
								7.1138			20.415	26.167		46.9868	100.7	L06/14A	Pha
								10.8167			25.863	13.889		40.0155	90.58	L06/14A	Pha
								10.5042	0.08123		26.534	14.932		41.2388	93.29	L06/14A	Pha
								10.8394			21.261	15.72		38.2213	92.61	LZ24A1	Pha
								14.6117			11.219	16.53		52.904	98.27	LZ24A1	Pha
								10.651	5.41E-02		23.423	16.094		41.8698	96.38	LZ24A1	Pha

**Chlority**

wt% oxide

DataSet/ICI	BaO	TiO2	FeO	MnO	NiO	Cr2O3	F	K2O	CaO	P2O5	MgO	Al2O3	Na2O	SiO2	Total	Commen'	Cmt2
101 / 1.	0	0	0	0.054	0	0	0.016	0.031	0.135	0.078	32.82	22.466	0.02	31.016	86.65	L06 14B2Brno	
102 / 1.	0.01	0.037	0.008	0	0.012	0.03	0.002	0.062	0	0.248	32.937	23.303	0.007	30.855	87.56	L06 14B2Brno	
34 / 1.	0.11	0.012	0	0.043	0.038	0.057	0.001	0.808	0.051	0.102	29.715	23.829	0.127	31.093	86.02	L 06 15B Brno	
52 / 1.		-0.001	0.0035	0.01	-0.005	0.0332		1.38962	0.06438		28.446	18.102	0.05	30.2693	78.36		Mpl
59 / 1.		0.0114	-0.004	0.015	0.0115	0.001		1.57814	0.12548		31.935	19.191	0.012	31.9793	84.86		Mpl
60 / 1.		0.0171	0.0089	0.012	0.0005	-0.002		0.03388	0.19072		32.499	19.59	0.006	33.0907	85.45		Mpl

**Muskovity**

wt% oxide

DataSet/ICI	BaO	TiO2	FeO	MnO	NiO	Cr2O3	F	K2O	CaO	P2O5	MgO	Al2O3	Na2O	SiO2	Total	Commen	Cmt2
35 / 1.	0	0.085	0	0	0.021	0.008	1.172	10.219	3.298	0	3.76	28.547	0.217	49.828	97.16	L 06 15B	Brno
41 / 1.		0.005	0.0176	0.014	-0.014	0.0144		10.0373	0.72143		1.0652	35.728	0.288	46.7341	94.61		Mpl
46 / 1.		-0.001	0.0015	0.001	0.0025	-0.007		10.2541	0.10176		3.1297	29.701	0.108	53.0302	96.32		Mpl
58 / 1.		-0.005	-0.007	-0.013	0.0132	0.0217		11.5826	0.04754		4.1742	28.656	0.112	52.491	97.07		Mpl
61 / 1.		0.006	0.0134	0.008	-0.01	-0.009		10.5709	0.01733		3.5305	28.912	0.1	53.2158	96.35		Mpl

**Biotity**

wt% oxide

DataSet/Al2O3 SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Commen	Cmt2
56 / 1.	27.4	47.897	0.0189	0.0563	8.653	1.9741	0.0177	9.437	0.21849	0.01005	0.01	95.699 L06/17d Mpl



**Skapolity**

wt% oxide / Element % (u Cl')

DataSet/Cl	Cr2O3	BaO	TiO2	Na2O	SiO2	Al2O3	MgO	CaO	K2O	P2O5	FeO	MnO	NiO	ZnO	F	Total	Comment	Cmt2	
90 / 1.	2.142	0.013	0	0.015	7.097	53.177	24.415	0.012	10.769	0.982	0.013	0.019	0	0	0.026	0.11	98.793	L06 14B2	Brn
91 / 1.	1.511	0.014	0.033	0.015	5.103	50.535	25.382	0.006	15.042	1.027	0	0.05	0.08	0	0.049	0.05	98.893	L06 14B2	Brn
96 / 1.	2.187	0	0.068	0.01	7.045	52.946	24.312	0.009	10.953	1.012	0.023	0.036	0	0	0.093	0.04	98.738	L06 14B2	Brn
97 / 1.	1.627	0	0	0.013	5.863	50.024	25.056	0	13.885	0.934	0.045	0.096	0	0.02	0.026	0.06	97.657	L06 14B2	Brn
98 / 1.	1.337	0.015	0	0	4.651	49.074	26.327	0.023	14.979	0.941	0	0	0.05	0.02	0	0.14	97.555	L06 14B2	Brn
	1.291				<b>3.8123</b>	<b>46.914</b>	<b>26.712</b>	<b>15.564</b>	<b>1.1486</b>								95.442	L06/14B2	Pha
	1.47				<b>4.7044</b>	<b>47.75</b>	<b>26.251</b>	<b>14.596</b>	<b>0.8588</b>								95.631	L06/14B2	Pha
	1.223				<b>4.1623</b>	<b>46.962</b>	<b>27.595</b>	<b>13.453</b>	<b>0.6668</b>								94.063	L06/14B2	Pha
	2.608				<b>8.7796</b>	<b>53.885</b>	<b>22.705</b>	<b>9.1589</b>	<b>0.8012</b>								97.937	L07/54	Pha
	2.182				<b>6.858</b>	<b>56.433</b>	<b>26.022</b>	<b>12.83</b>	<b>0.7849</b>								105.11	L07/54	Pha
	2.334				<b>7.2947</b>	<b>54.608</b>	<b>23.947</b>	<b>11.16</b>	<b>0.7264</b>								99.627	L07/54	Pha
	2.151				<b>6.3127</b>	<b>51.909</b>	<b>24.115</b>	<b>11.472</b>	<b>0.8806</b>								96.841	L07/54	Pha
	2.12				<b>6.6928</b>	<b>50.792</b>	<b>24.377</b>	<b>0.1516</b>	<b>0.9815</b>								95.655	L07/54	Pha
	2.19				<b>6.9895</b>	<b>54.264</b>	<b>23.6</b>	<b>8.9496</b>	<b>2.4162</b>								98.41	LZ24A1	Pha

Kalcit	wt% oxide	DataSet/Pc	CaO	FeO	MgO	SrO	SiO2	P2O5	BaO	MnO	ZnO	Total	Comment	Comment 2
1 / 1.	56.111	0	0.359	0.054	0.106	0.021	0	0.012	0.019	0.019	0.019	56.682	L 06 15	Brno
3 / 1.	55.658	0.013	0.339	0.066	0.114	0.017	0	0	0.007	0	0.007	56.214	L 06 15	Brno
5 / 1.	56.941	0	0.336	0.04	0.079	0.053	0	0	0.025	0	0.025	57.475	L 06 15	Brno
7 / 1.	55.751	0	0.336	0.061	0.165	0.026	0	0.002	0	0.002	0	56.342	L 06 15	Brno
8 / 1.	56.318	0	0.526	0.036	0.132	0.02	0	0.024	0	0.024	0	57.055	L 06 15	Brno
9 / 1.	56.486	0.002	0.403	0.028	0.108	0.03	0	0.021	0.036	0.021	0.036	57.113	L 06 15	Brno
10 / 1.	56.075	0.026	0.327	0.021	0.096	0.038	0	0.005	0.004	0.005	0.004	56.592	L 06 15	Brno
11 / 1.	56.546	0	0.419	0.064	0.107	0.06	0	0	0.023	0	0.023	57.219	L 06 15	Brno
12 / 1.	55.679	0	0.357	0.04	0.092	0	0	0	0	0	0	56.167	L 06 15	Brno
13 / 1.	56.092	0.024	0.435	0.016	0.114	0.003	0	0.026	0	0.026	0	56.711	L 06 15	Brno
14 / 1.	55.279	0.015	0.364	0.047	0.084	0.05	0	0.018	0	0.018	0	55.857	L 06 15	Brno
16 / 1.	56.661	0	0.483	0.019	0.109	0	0	0	0	0	0	57.272	L 06 15	Brno
17 / 1.	55.062	0.002	0.386	0.021	0.075	0.016	0	0.006	0.048	0.006	0.048	55.617	L 06 15	Brno
19 / 1.	55.521	0	0.421	0.005	0.113	0.002	0	0.013	0	0.013	0	56.075	L 06 15	Brno
20 / 1.	55.333	0	0.361	0.055	0.066	0.04	0	0.003	0	0.003	0	55.858	L 06 15	Brno
21 / 1.	54.678	0.002	1.007	0.495	0.003	0.022	0	0	0.026	0	0.026	56.234	L 07/45	Brno
24 / 1.	55.949	0.005	0.717	0.381	0.023	0.002	0.011	0	0.011	0.011	0.011	57.098	L 07/45	Brno
25 / 1.	56.08	0	1.044	0.618	0.002	0.053	0	0.026	0.023	0.026	0.023	57.845	L 07/45	Brno
26 / 1.	55.297	0.007	0.971	0.553	0.021	0.019	0	0.002	0	0.002	0	56.869	L 07/45	Brno
27 / 1.	56.773	0	0.603	0.221	0	0.048	0	0.019	0	0.019	0	57.664	L 07/45	Brno
28 / 1.	55.809	0.026	0.734	0.398	0.013	0.027	0	0.007	0	0.007	0	57.016	L 07/45	Brno
29 / 1.	55.359	0.008	0.545	0.332	0.113	0.024	0.009	0.002	0.013	0.002	0.013	56.406	L 07/45	Brno
30 / 1.	54.881	0	0.939	0.476	0.047	0.025	0	0.007	0	0.007	0	56.375	L 07/45	Brno
31 / 1.	55.599	0.002	0.396	0.041	0	0.043	0.003	0	0.016	0	0.016	56.1	L 06 15B	Brno
33 / 1.	55.607	0.009	0.42	0.034	0.016	0.04	0	0	0	0	0	56.126	L 06 15B	Brno
36 / 1.	55.589	0	0.322	0.061	0	0.032	0.002	0.033	0	0.033	0	56.039	L 06 15B	Brno
37 / 1.	55.554	0	0.449	0.024	0	0.02	0	0.02	0.016	0	0.016	56.083	L 06 15B	Brno
38 / 1.	55.316	0	0.363	0.03	0.006	0	0	0	0	0	0	55.715	L 06 15B	Brno
39 / 1.	55.096	0	0.478	0.048	0.003	0.019	0	0	0.032	0	0.032	55.676	L 06 15B	Brno
41 / 1.	56.32	0	0.317	0.023	0.001	0.042	0	0	0	0	0	56.703	L 06 15B	Brno

DataSet/Pc	CaO	FeO	MgO	SrO	SiO2	P2O5	BaO	MnO	ZnO	Total	Comment	Comment 2
42 / 1.	55.434	0.011	0.449	0.041	0.02	0.002	0	0.004	0	55.961	L 06 15B	Brno
43 / 1.	55.483	0.013	0.518	0.045	0.019	0.04	0	0	0.04	56.158	L 06 15B	Brno
44 / 1.	55.228	0	0.363	0.032	0.015	0	0	0	0.03	55.668	L 06 15B	Brno
45 / 1.	55.126	0.01	0.362	0.036	0.022	0.006	0	0.017	0.009	55.589	L 06 15B	Brno
46 / 1.	55.031	0	0.368	0.025	0.012	0.022	0	0.022	0.016	55.496	L 06 15B	Brno
48 / 1.	55.522	0	0.419	0.064	0.004	0.016	0	0.032	0.037	56.094	L 06 15B	Brno
49 / 1.	56.037	0	0.296	0.043	0.01	0.027	0	0.011	0.001	56.425	L 06 15B	Brno
50 / 1.	55.501	0.011	0.453	0.044	0	0.017	0	0	0	56.028	L 06 15B	Brno
52 / 1.	55.037	0.01	0.402	0.039	0	0.006	0	0.034	0	55.528	LZ 11A 2	Brno
54 / 1.	54.995	0.024	0.4	0.037	0	0.01	0	0	0	55.467	LZ 11A 2	Brno
56 / 1.	55.501	0	0.376	0.032	0.013	0.027	0.025	0.014	0	55.987	LZ 11A 2	Brno
57 / 1.	55.378	0	0.37	0.035	0	0	0	0.024	0.042	55.85	LZ 11A 2	Brno
58 / 1.	55.799	0	0.426	0.055	0	0.032	0.014	0.024	0.08	56.429	LZ 11A 2	Brno
59 / 1.	55.058	0	0.366	0.056	0.016	0.01	0.016	0	0	55.523	LZ 11A 2	Brno
60 / 1.	55.082	0	0.298	0.053	0	0.031	0	0.018	0.006	55.488	LZ 11A 2	Brno
62 / 1.	54.341	0	0.623	0.03	0	0.055	0	0	0.036	55.085	LZ 11A 2	Brno
64 / 1.	54.69	0.021	0.369	0.036	0.015	0.023	0	0.029	0	55.183	LZ 11A 2	Brno
65 / 1.	55.278	0.027	0.313	0.049	0	0.04	0	0	0	55.707	LZ 11A 2	Brno
66 / 1.	31.005	0	21.369	0	0.039	0.03	0	0.001	0.024	52.468	LZ 11A 2	Brno
67 / 1.	55.083	0.012	0.311	0.012	0	0.063	0	0.042	0.02	55.542	LZ 11A 2	Brno
68 / 1.	55.784	0.005	0.256	0.026	0.056	0.011	0	0	0	56.138	LZ 11A 2	Brno
70 / 1.	55.246	0	0.302	0.056	0	0.025	0	0.011	0.026	55.665	LZ 11A 2	Brno
72 / 1.	55.646	0	0.362	0.01	0.004	0.008	0	0	0	56.031	L06 17C	Brno
73 / 1.	55.669	0.006	0.446	0.059	0.016	0.019	0	0	0.019	56.233	L06 17C	Brno
74 / 1.	55.782	0	0.408	0.035	0.025	0.03	0	0	0	56.28	L06 17C	Brno
75 / 1.	55.575	0	0.469	0.031	0	0.006	0	0.028	0.052	56.161	L06 17C	Brno
77 / 1.	55.224	0.007	0.4	0.031	0.014	0.039	0	0.001	0	55.715	L06 17C	Brno
79 / 1.	56.01	0	0.19	0.051	0.025	0.034	0	0	0	56.309	L06 17C	Brno
80 / 1.	55.842	0.018	0.152	0	0.037	0.076	0	0.025	0	56.151	L06 17C	Brno
82 / 1.	55.111	0	0.36	0.059	0.016	0.031	0	0.007	0	55.583	L06 17C	Brno
84 / 1.	55.646	0.034	0.482	0.039	0	0.042	0	0.015	0.019	56.277	L06 17C	Brno
86 / 1.	55.593	0.001	0.351	0.054	0.02	0.043	0	0.008	0	56.071	L06 17C	Brno

87 / 1 .	55.536	0.026	0.523	0.039	0.018	0.021	0	0.001	0	56.165	L06 17C	Brno
54 / 1 .	47.38211	0.02089	0.03194	-0.01069				-0.01212		47.41213		Montpellier
55 / 1 .	57.81818	0.00861	0.00527	0.10943				0.05672		57.99821		Montpellier
47 / 1 .	57.5301	-0.01102	0.23635	0.11832				0.01703		57.89078		Montpellier

### Dolomit

wt% oxide

DataSet/Pc	CaO	FeO	MgO	SrO	SiO2	P2O5	BaO	MnO	ZnO	Total	Comment	Comment 2
2 / 1 .	31.453	0.013	21.517	0.012	0.104	0.026	0	0	0	53.125	L 06 15	Brno
4 / 1 .	30.895	0.003	21.111	0	0.147	0.059	0	0.015	0.003	52.232	L 06 15	Brno
6 / 1 .	30.947	0.015	21.227	0.033	0.115	0.03	0	0.031	0.011	52.409	L 06 15	Brno
15 / 1 .	30.788	0	21.557	0.01	0.112	0.008	0	0.012	0.001	52.487	L 06 15	Brno
18 / 1 .	30.641	0	21.689	0.032	0.122	0.008	0	0	0.026	52.518	L 06 15	Brno
22 / 1 .	31.07	0	21.713	0.291	0.003	0	0	0	0	53.078	L 07/45	Brno
23 / 1 .	30.764	0.011	21.587	0.271	0	0	0	0.012	0.018	52.663	L 07/45	Brno
32 / 1 .	31.092	0.007	21.683	0.034	0	0.006	0	0.027	0.026	52.874	L 06 15B	Brno
40 / 1 .	30.204	0.014	21.779	0.016	0	0.002	0.006	0.005	0.023	52.048	L 06 15B	Brno
47 / 1 .	31.144	0.026	21.286	0.021	0.023	0.023	0	0.028	0.068	52.618	L 06 15B	Brno
51 / 1 .	30.798	0	21.41	0.021	0	0.042	0	0	0	52.272	L 06 15B	Brno
53 / 1 .	30.85	0	21.609	0.02	0.014	0.024	0	0	0.023	52.539	LZ 11A 2	Brno
55 / 1 .	30.8	0.018	21.559	0.042	0.015	0.02	0	0	0.007	52.461	LZ 11A 2	Brno
61 / 1 .	30.723	0.006	21.52	0.037	0.016	0.047	0.011	0	0	52.36	LZ 11A 2	Brno
63 / 1 .	30.687	0	21.427	0.028	0.014	0	0	0	0.006	52.162	LZ 11A 2	Brno
69 / 1 .	31.001	0.005	21.414	0.014	0.009	0.019	0	0.032	0	52.493	LZ 11A 2	Brno
71 / 1 .	31.312	0.006	21.535	0.057	0.011	0.018	0	0.017	0.014	52.97	L06 17C	Brno
81 / 1 .	30.997	0.055	21.285	0.042	0.024	0.031	0	0.029	0.022	52.484	L06 17C	Brno
83 / 1 .	31.054	0.018	21.198	0.03	0	0.026	0	0	0.016	52.342	L06 17C	Brno
85 / 1 .	31.226	0.011	21.368	0	0.01	0.017	0	0	0.028	52.66	L06 17C	Brno
53 / 1 .	32.09156	-0.00051	21.23207	0.0485				-0.0057		53.36592		Montpellier

**Opaktní minerály**

wt% oxide		SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Commen' Cmt2
DataSet/PcAl2O3													
38 / 1.	0.12379	1.76925	0.00224	-0.02078	1.01532	75.38734	0.00345	0.01404	0.52086	0.01	0.064	<b>78.90514</b>	Mpl
39 / 1.	0.78704	3.00655	-0.01452	0.00001	0.45861	79.24538	0.02489	0.00139	0.41427	0.02	0.051	<b>84.01064</b>	Mpl
45 / 1.	0.07032	1.51746	0.02294	0.013	0.58839	75.80345	-0.0078	0.0074	0.37526	0.01	0.021	<b>78.42677</b>	Mpl
		<b>3.883888</b>				<b>71.94577</b>						<b>75.82966</b>	Pha
						<b>71.15757</b>						<b>71.15757</b>	Pha
	<b>2.814775</b>	<b>8.291619</b>				<b>63.55711</b>			<b>0.656192</b>			<b>75.31969</b>	Pha
		<b>1.778286</b>			<b>1.156074</b>	<b>67.28601</b>						<b>70.22037</b>	Pha

**Diopsid**

wt% oxide		SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Commen' Cmt2
DataSet/PcAl2O3													
57 / 1.	1.12737	54.46306	0.07886	0.13885	16.18995	2.39969	0.05821	0.01999	25.27918	0.12	0.022	<b>99.89207</b>	L06/17d Mpl

**Titanity**

wt% oxide		SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Commen' Cmt2
DataSet/PcAl2O3													
42 / 1.	3.10231	30.5719	36.15504	-0.00098	-0.03053	0.00757	0.0165	0.02091	28.42257	0.09	-0.02	<b>98.38536</b>	L06/14A Mpl
	1.482721	30.20847	40.38466						28.91061			<b>100.9865</b>	L06/14A Pha
		29.9542	39.57265						28.86451			<b>98.39136</b>	L06/14A Pha
		30.44181	39.66271						29.70369			<b>99.80821</b>	L06/14B2 Pha

**Apatity**

wt% oxide		SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	P2O5	NiO	Total	Commen' Cmt2
DataSet/PcAl2O3													
1.635831	2.746039				2.221645			0.742288	51.30574	44.8		<b>109.363</b>	L06/14A Pha
										36.7		<b>95.32563</b>	L06/14A Pha

**jílové minerály**

wt% oxide

DataSet/Pc	Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	Cr2O3	NiO	Total	Commen'	Cmt2
34.1454	44.1658								1.032666			<b>79.34386</b>	L06/14A	Pha
32.17697	45.51573				1.847628				0.87173			<b>80.41206</b>	L06/14A	Pha
30.8847	52.48628				2.16869				0.980952			<b>86.52062</b>	L06/14A	Pha
35.68376	48.24525				2.104267				0.763801			<b>86.79708</b>	L06/14A	Pha
39.0799	48.01582								1.076358			<b>88.17208</b>	L06/14A	Pha
29.57359	51.20636				2.721554				0.795761			<b>84.29726</b>	L06/14A	Pha
29.08895	52.08623				3.137988				0.851402			<b>85.16457</b>	L06/14A	Pha
30.61022	36.00819				11.22873				2.152852			<b>79.99999</b>	L06/14A	Pha
30.8834	44.07142				1.752457							<b>76.70728</b>	L06/14A	Pha
32.465	53.12238				4.107117	1.104851			0.918658			<b>91.71801</b>	L06/14A	Pha
19.40126	54.16222				4.293067	0.525103			0.240663			<b>78.62232</b>	L06/14A	Pha
28.53655	49.40157				4.49924	0.858386			1.183145			<b>84.47889</b>	L06/14A	Pha
29.49997	44.26519				3.179396	0.803715			0.876809			<b>78.62508</b>	L06/14A	Pha
28.60907	37.10645	0.627673			13.8218				4.415613			<b>84.58061</b>	L06/14B2	Pha
20.37809	29.05636				32.42926							<b>81.86372</b>	L06/14B2	Pha
20.74801	28.14349				32.82643							<b>81.71794</b>	L06/14B4	Pha
34.76267	48.22338								1.163942			<b>84.15</b>	L07/54	Pha
35.84751	47.74273				1.23992				1.346804			<b>86.17697</b>	L07/54	Pha

**Živce**

wt% oxide

DataSet/Pc	Al2O3	SiO2	TiO2	Na2O	MgO	FeO	MnO	K2O	CaO	P2O5	NiO	Total	Commen'	Cmt2
21.29055	69.52042			10.05775				0.216188	2.31991			<b>103.4048</b>	L07/54	Pha

**Monazit**

wt% oxide

P2O5	CaO	Ag2O	La2O3	Ce2O3	Nd2O3	Sm2O3	Gd2O3	ThO2	UO2	Total	Commi'	Cmt2
27.68849	0.913146	0.37021	14.29894	27.31324	9.573954	1.647229	1.0672	3.687635	1.636427	<b>88.2</b>	LZ24A1	Pha

# **Cal - Dol termometrie**

$$T = A \times (X_{MgCO_3})_{cal} + B / (X_{MgCO_3})_{cal}^2 + C \times (X_{MgCO_3})_{cal}^2 + \sqrt{D(X_{MgCO_3})_{cal}} + E(T,K)$$

Anovitz & Essene 1987



0 °C = 273.15 °K

[Redacted]						
125.7520822	385.6609029	112.5109	0	385.6609	112.511	L 06 15
148.2602289	363.6929749	90.54297	0.754645256	362.9383	89.7883	L 06 15
	347.5527357	74.40274	0	347.5527	74.4027	L 06 15
	357.9502063	84.80021	0	357.9502	84.8002	L 06 15
	517.8550758	244.7051	0	517.8551	244.705	L 06 15
	430.5483353	157.3983	0.102551746	430.4458	157.296	L 06 15
	342.944191	69.79419	1.544980103	341.3992	68.2492	L 06 15
	444.5376772	171.3877	0	444.5377	171.388	L 06 15
	386.6096178	113.4596	0	386.6096	113.46	L 06 15
	461.6412628	188.4913	1.1709857	460.4703	187.32	L 06 15
	398.9020822	125.7521	0.830543654	398.0715	124.922	L 06 15
	491.2044199	218.0544	0	491.2044	218.054	L 06 15
	423.7766963	150.6267	0.106474431	423.6702	150.52	L 06 15
	452.7775516	179.6276	0	452.7776	179.628	L 06 15
	394.1975557	121.0476	0	394.1976	121.048	L 06 15
354.160565	667.4340706	394.2841	0.054605077	667.3795	394.229	L 07/45
134.9981456	595.0106275	321.8606	0.174142825	594.8365	321.686	L 07/45
	669.4139668	396.264	0	669.414	396.264	L 07/45
	658.5227729	385.3728	0.196159929	658.3266	385.177	L 07/45
	551.5262167	278.3762	0	551.5262	278.376	L 07/45
	601.2424928	328.0925	0.890984838	600.3515	327.202	L 07/45
	532.4359249	259.2859	0.3367914	532.0991	258.949	L 07/45
	653.3786373	380.2286	0	653.3786	380.229	L 07/45
156.7531876	429.9031876	156.7532	0.104308459	429.7989	156.649	L 06 15B
173.5040814	451.7977067	178.6477	0.450949548	451.3468	178.197	L 06 15B
	338.1512451	65.00125	0	338.1512	65.0012	L 06 15B
	474.3817415	201.2317	0	474.3817	201.232	L 06 15B
	396.7024112	123.5524	0	396.7024	123.552	L 06 15B
	496.5445891	223.3946	0	496.5446	223.395	L 06 15B
	323.0405077	49.89051	0	323.0405	49.8905	L 06 15B
	475.5621896	202.4122	0.527319032	475.0349	201.885	L 06 15B
	518.2619948	245.112	0.565835281	517.6962	244.546	L 06 15B
	397.3826089	124.2326	0	397.3826	124.233	L 06 15B
	397.4897475	124.3397	0.556237964	396.9335	123.784	L 06 15B
	404.6562977	131.5063	0	404.6563	131.506	L 06 15B
	451.0890284	177.939	0	451.089	177.939	L 06 15B
	287.0931153	13.94312	0	287.0931	13.9431	L 06 15B
	478.0372524	204.8873	0.523964076	477.5133	204.363	L 06 15B
131.1455475	439.7423481	166.5923	0.51791983	439.2244	166.074	LZ 11A 2
376.7055845	438.8326692	165.6827	1.247665288	437.585	164.435	LZ 11A 2
	410.0223169	136.8723	0	410.0223	136.872	LZ 11A 2
	404.2955475	131.1455	0	404.2955	131.146	LZ 11A 2



	402.1720369	129.022	0	402.172	129.022	LZ 11A 2
	301.0636095	27.91361	0	301.0636	27.9136	LZ 11A 2
	569.8581003	296.7081	0	569.8581	296.708	LZ 11A 2
	409.3846004	136.2346	1.155811158	408.2288	135.079	LZ 11A 2
	327.69979	54.54979	1.661778221	326.038	52.888	LZ 11A 2
	325.3556878	52.20569	0.742331442	324.6134	51.4634	LZ 11A 2
	193.1525158	-79.9975	0.354321126	192.7982	-80.352	LZ 11A 2
	306.9498709	33.79987	0	306.9499	33.7999	LZ 11A 2
163.3397332	392.9553077	119.8053	0	392.9553	119.805	L06 17C
978.9868489	471.7704125	198.6204	0.288541081	471.4819	198.332	L06 17C
	439.782466	166.6325	0	439.7825	166.632	L06 17C
	488.1047895	214.9548	0	488.1048	214.955	L06 17C
	436.4897332	163.3397	0.363378995	436.1264	162.976	L06 17C
	-107.565685	-380.716	0	-107.566	-380.72	L06 17C
	-457.8203257	-730.97	1.90470018	-459.725	-732.88	L06 17C
	394.7345446	121.5845	0	394.7345	121.585	L06 17C
	497.4716286	224.3216	1.551585419	495.92	222.77	L06 17C
	379.7719873	106.622	0.056666939	379.7153	106.565	L06 17C
	521.1665233	248.0165	1.123833553	520.0427	246.893	L06 17C

# **Geochemické analýzy**

	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	MnO	Cr2O3	Ni	Sc	LOI	Sum
	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	ppm	ppm	%	%
MDL	0.01	0.01	0.04	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.001	0.01	0.002	20	1	-5.1	0.01
LZ24	53.6	14.17	5.12	8.27	6.06	1.19	5.42	0.76	0.103	0.02	0.014	57	15	5	99.76
GB	14.88	4.65	4.26	5.32	40.23	0.2	0.33	0.25	0.06	0.06	0.006	32	8	29.3	99.55

	Ba	Be	Co	Cs	Ga	Hf	Nb	Rb	Sn	Sr	Ta	Th	U	V	W	Zr	Y
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	1	1	0.2	0.1	0	0.1	0.1	0.1	1	0.5	0.1	0.2	0.1	0.1	8	0.5	0.1
LZ24	264	2	7.4	7.1	18.7	5.9	17.3	177.1	4	296	1.1	13	2.6	105	0.9	200.1	20.1
GB	33<1		17.9	0.9	5.5	1.2	3.9	11.2	1	804.3	0.2	3.2	3.9	75	0.9	41.7	10.4

	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	DY	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	C/TOT	S/TOT
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%
MDL	0.1	0.1	0.02	0.3	0.05	0.02	0.05	0.01	0.05	0.02	0.03	0.01	0.05	0.01	0.02	0.02
LZ24	44.7	88.8	10.81	42.2	7.38	1.63	6.12	0.93	4.37	0.79	2.2	0.32	2.19	0.36	0.89	0.04
GB	19.5	38.6	4.73	18.4	3.12	0.76	2.48	0.39	1.9	0.38	1.15	0.16	0.92	0.15	8.34	0.41

	Mo	Cu	Pb	Zn	Ni	As	Cd	Sb	Bi	Ag	Au	Hg	Tl	Se
	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
MDL	0.1	0.1	0.1	1	0.1	0.5	0.1	0.1	0.1	0.1	0.5	0.01	0.1	0.5
LZ24	<0.1	1.5	0.3	6	52.7	0.8	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.6	<0.01	0.5	<0.5
GB	0.6	115.6	0.8	5	16.8	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	2.5	<0.01	<0.1	<0.5

# **Poster (CETeG 2008)**

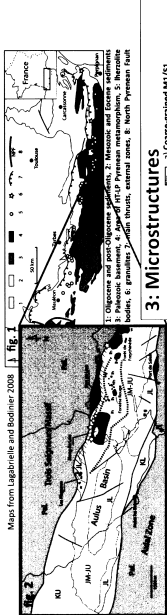


### 1: Intro

The North Pyrenean Metamorphic Zone occurs parallel to the NW-SE trending North Pyrenean Fault, that is currently exposed along the northern slope of the Pyrenees (Fig. 1). It comprises Mesozoic carbonates and mafic rocks which recorded Albian high temperature and low pressure metamorphism (Goldberg and Eymoussier 1991). This zone is bounded to the north by the Iberian Pyrenean orogenic belt, which was formed during the collision of the Iberian plate to the formation of pull-apart basins during drifting of Iberia towards the Mediterranean (105-90 Ma) (Sibuet et al. 2004, Goldberg and Eymoussier 1990, Morigney et al. 1986, Choukroun 1978). The North Pyrenean Metamorphic Zone is a tectonically controlled metamorphic belt that developed in the central Pyrenees (Fig. 2). The emplacement of the Iberian peridotite massif onto the brecciated metasedimentary sequence of the Albus basin in the central Pyrenees (Fig. 2).

The continuous stratigraphic sequence of the Albus basin is not preserved in the central Pyrenees. The Albus basin has been matter of a long long debate (i.e. Lagabrielle and Bodinier 2008, Vielzeuf and Kornprobst 1984, Morigney et al. 1980, Choukroun 1978). In spite of several presented models, however, there is no study concerning tectono-metamorphic evolution of the metasediments around the peridotite.

Our goal is to closely inspect the deformational and metamorphic record of the metasediments. We believe that a better understanding of this particular feature will help to present a model for mafic exhumation in the central Pyrenees.



Maps from Lagabrielle and Bodinier 2008 Fig. 1

### 3: Microstructures

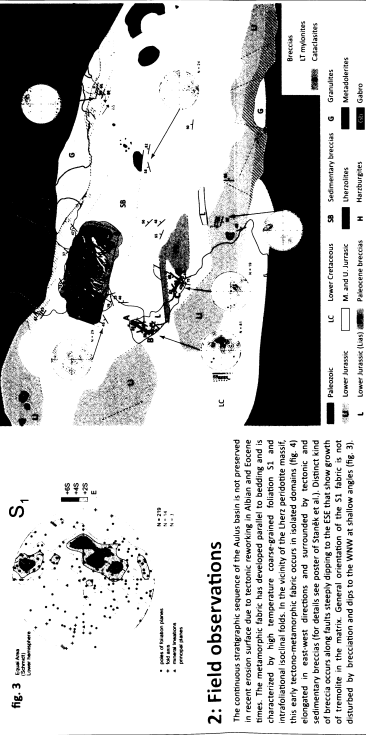
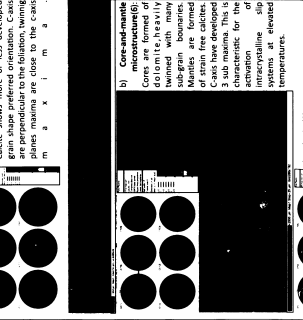


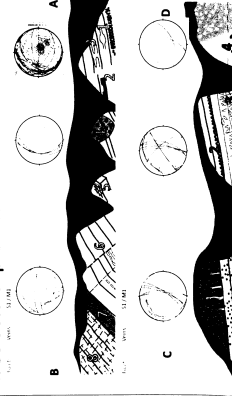
Fig. 3

### 2: Field observations

The continuous stratigraphic sequence of the Albus basin is not preserved in the central Pyrenees. The Albus basin has been matter of a long long debate (i.e. Lagabrielle and Bodinier 2008, Vielzeuf and Kornprobst 1984, Morigney et al. 1980, Choukroun 1978). In spite of several presented models, however, there is no study concerning tectono-metamorphic evolution of the metasediments around the peridotite.

Our goal is to closely inspect the deformational and metamorphic record of the metasediments. We believe that a better understanding of this particular feature will help to present a model for mafic exhumation in the central Pyrenees.

### 4: Structural profiles

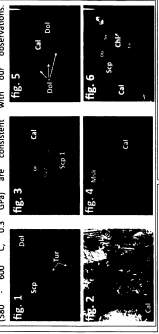


Profile M1: Structural profile of the S1 fabric. The vertical displacement (D) is accompanied by the development of isoclinal folds in calcitized layers (B). Boudinage can be observed in different evolution stages (5,6) and is caused by the rheological contrast of calcite and dolomite. During this process dolomite becomes unstable and is replaced by calcite. Locally the calcite is replaced by quartz. The profiles are consistent with the observations (Fig. 8) (B) are mostly massive and record HT evolution of dolomite (see 5: Metamorphism).

**Profile CD:** Starts with "horstblock" cut by saprotilite veins. Around the veins the saprotilite form white dots (1) and the dolomite is replaced by calcite (2). The underlying layer (3) is a dolomite with small grain size and a typical M1 assemblage. It is cross-cut by a calcite vein (4) and a second outcrop is formed by a calcite breccia with small displacement of dolomite (5). The breccia is formed by dolomite with a typical M1 assemblage (2). The third outcrop is formed by a peculiar breccia that has a typical M1 assemblage (2) and amphiboles (remnants of hornblende), plagioclase and biotite. The breccia is formed by calcite (3) and dolomite (4) and defines a subvertical lineation. (4) These clasts are rimmed by amphiboles. This assemblage changes into a sedimentary breccia.

### 5: Metamorphism

Metamorphic peak is characterized by calcite dolomite tremolite mineral assemblage (Fig. 2, 6). Large subhedral saprotilite crystals are formed (Fig. 2). Saprotilite are preferentially retrogressed from cores when fractured (Fig. 3) and common biotite plagioclase are observed (Fig. 3). The PT estimates made by Goldberg 1987 around 550 °C (Amouric and Estève 1997). The PT estimates made by Goldberg 1987 around 550 °C (Amouric and Estève 1997). The PT estimates made by Goldberg 1987 around 550 °C (Amouric and Estève 1997).

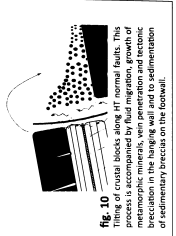
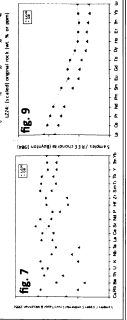


### 7: Conclusions

Mineral assemblages recorded in the studied metasediments are interpreted as a result of metamorphic evolution in localized pull-apart basin between two overstepped sinistral faults of the north Pyrenean transform fault system. During this process the Albus basin was formed by the extension of the Iberian plate towards the Mediterranean (105-90 Ma) (Sibuet et al. 2004, Goldberg and Eymoussier 1990, Morigney et al. 1986, Choukroun 1978). The North Pyrenean Metamorphic Zone is a tectonically controlled metamorphic belt that developed in the central Pyrenees (Fig. 2). The emplacement of the Iberian peridotite massif onto the brecciated metasedimentary sequence of the Albus basin in the central Pyrenees (Fig. 2).

### 6: Geochemistry

Hornblende (L224, 3) and the "thin breccia" (G8,4) in G1 of Agnes were sampled for geochemical analysis. The geochemical data (Table 1) suggest fluid activity during the formation of G8 (Fig. 7). The depletion of GB in all elements suggests a volume change during the formation of the breccia. The socion is defined by Ti, Al and Si and is represented by the dashed line. Elements that plot above the dashed line are interpreted as having been enriched during the formation of the breccia. Elements that plot below the dashed lines were lost during the formation of the breccia.



1. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
2. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
3. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
4. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
5. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
6. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
7. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
8. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
9. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
10. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
11. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
12. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
13. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
14. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
15. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
16. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
17. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
18. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
19. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
20. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
21. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
22. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
23. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
24. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
25. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
26. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
27. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
28. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
29. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
30. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
31. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
32. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
33. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
34. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
35. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
36. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
37. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
38. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
39. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
40. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
41. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
42. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
43. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
44. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
45. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
46. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
47. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
48. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
49. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
50. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
51. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
52. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
53. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
54. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
55. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
56. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
57. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
58. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
59. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
60. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
61. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
62. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
63. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
64. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
65. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
66. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
67. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
68. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
69. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
70. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
71. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
72. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
73. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
74. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
75. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
76. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
77. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
78. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
79. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
80. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
81. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
82. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
83. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
84. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
85. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
86. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
87. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
88. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
89. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
90. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
91. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
92. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
93. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
94. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
95. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
96. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
97. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
98. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
99. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia  
100. Institut Teknologi Sepuluh Nopember, Geofisika dan Geoteknik, Kampus A, Jl. Raya Arief Rahman Hakim, Surabaya 60132, Indonesia