

DP 2900

Romana Kontowiczová

**Mikrostrukturní a petrologický vývoj peridotitů
ve svrchněplášťové střížné zóně**

*Microstructural and petrological evolution of peridotites
in a mantle shear zone*

Diplomová práce

Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta,
Ústav petrologie a strukturní geologie

**Mikrostrukturní a petrologický vývoj peridotitů
ve svrchněplášťové střížné zóně**

*Microstructural and petrological evolution of peridotites
in a mantle shear zone*

Diplomová práce

Romana Kontowiczová



Vedoucí diplomové práce: RNDr. Stanislav Ulrich, Ph.D.

Konzultant: Prof. Ing. Wali Shah Faryad

Praha 2008

Abstract

Garnet peridotite nodules from Bultfontein, South Africa, were investigated in order to obtain information on the lattice preferred orientation (LPO) of the main constituent minerals – olivine and orthopyroxene – and the microstructural evolution of peridotites deformed in an upper mantle shear zone. The studied sample suite contains coarse-grained garnet lherzolite and sheared peridotite xenoliths from kimberlites showing different extent of deformation and recrystallization. The shearing of the coarse-grained peridotites led to a grain-size reduction, as a result of dynamic recrystallization that has been accomplished by bulging and/or subgrain rotation. Compared with the coarse-grained garnet lherzolite, the samples of sheared peridotite contain more orthopyroxene at expense of clinopyroxene (Cpx occurs mainly in association with shearing and dynamic recrystallization of Opx). Olivine in coarse-grained garnet lherzolite (sample SPB9) displays an LPO pattern that may be interpreted as resulting from dislocation glide on (010)[100] (A-type fabric) and orthopyroxene displays an LPO typical of dislocation glide on (100)[010]. The observed LPO of dynamically recrystallized olivine in sheared peridotite samples corresponds with dislocation glide on the following slip systems: 1) (010)[100] – A-type fabric – SPB13, SPB10; 2) (001)[100] – E-type fabric – SPB8a, SPB2a; or 3) “axial (010) pattern” – SPB11a, SPB1a, SPB7, SPB12. Dynamically recrystallized orthopyroxene grains show an LPO patterns reflecting an activation of these slip systems: 1) (100)[001] – SPB8a, SPB2a, SPB13, SPB1a, SPB7; or 2) (010)[001] – SPB10, SPB7, SPB12. As representatives of the different stages of microstructural evolution we have chosen thin sections SPB3a, SPB8a and SPB7. In ***SPB3a (LBF microstructure, beginning of dynamic recrystallization)***, dynamic recrystallization of olivine leads only to scatter of the primary fabric of olivine porphyroclasts. Distribution of strong orthopyroxene domains probably affects the stress field, and so the direction of ductile creep of olivine. Opx grains show kinking and dynamic recrystallization along either original grain or kink band boundaries, and lattice preferred orientation of new Opx grains is usually inherited from parent grains. ***SPB8a (IWL microstructure, intermediate stage of recrystallization)*** is characterized by interconnected fine-grained olivine matrix and its LPO defines orientation of finite strain ellipsoid. Opx porphyroclasts rotate passively in olivine matrix to the position of easy slip on (100)[001]. The parts of kinked Opx grains (kink bands), which come to position indisposed towards easy slip, undergo dynamic recrystallization that results in reaching the final easy slip orientation. The LPO of recrystallized Opx grains in kink bands corresponds to dislocation glide on (100)[001], and the observed striking asymmetry could indicate a strong

simple shear component of deformation. In *SPB7 (IWL microstructure, advanced recrystallization)* the fraction of recrystallized grains further increased. Recrystallized Opx grains form elongated domains, which enclose relicts of Opx porphyroclasts. LPO of dynamically recrystallized Ol grains reflects dislocation glide on (010)[001] with subsidiary activation also in [100] direction. LPO of dynamically recrystallized Opx can be interpreted either as a result of dislocation glide on (100)[001], or on (010)[001]. In all described stages, LPO of recrystallized grains is still controlled by the orientation of parent porphyroclasts. This fact suggests that the microstructures are not in their steady state.

The P-T estimates are based on the three recent integrated geothermobarometers of Brey & Köhler (1990), Taylor (1998) and Nimis & Taylor (2000). The estimated P-T conditions for coarse-grained garnet lherzolite range from 797 to 896°C at 29-37 kbar. The estimated P-T conditions of dynamic recrystallization in the samples of sheared garnet peridotite fall within the range of 975-1072°C at 29-38 kbar.

The grain size statistics and the temperature estimates has been used to construct the deformation mechanism maps of olivine for either coarse-grained and also sheared peridotites in order to characterize rheological behaviour of studied rocks. The map shows that increase in temperature during shearing is associated with dramatic strain rate increase (from 10^{-14} to 10^{-10} s^{-1}) and shrink of the diffusion creep field at expense of the dislocation creep. Hence, the palaeopiezometric curve occurs at the boundary between both creeps that prevent effective activation of the grain boundary sliding.

OBSAH

1. PŮVOD VZORKŮ	1
Cíle práce	9
2. ÚVOD DO KRYSTALOVÉ PLASTICITY	10
2.1. Vnitřní deformace krystalů	10
2.2. LPO olivínu	12
2.3. LPO ortopyroxenu	17
2.4. Plastický tok v horninách	22
2.5. Deformace polyminerálních hornin	24
3. MIKROSTRUKTURNÍ POZOROVÁNÍ	27
3.1. Měření LPO metodou EBSD	27
3.2. SPB9 – hrubozrnná mikrostruktura	31
3.3. SPB3a – LBF mikrostruktura	32
3.4. SPB8a – IWL mikrostruktura	35
3.5. SPB7 – IWL mikrostruktura	41
3.6. Celkové výsledky měření LPO ze všech výbrusů	47
3.6.1. <i>SPB3a – LBF mikrostruktura</i>	47
3.6.2. <i>SPB11a – IWL mikrostruktura</i>	47
3.6.3. <i>SPB8a – IWL mikrostruktura</i>	48
3.6.4. <i>SPB2a – IWL mikrostruktura</i>	49
3.6.5. <i>SPB13 – IWL mikrostruktura</i>	50
3.6.6. <i>SPB10 – IWL mikrostruktura</i>	51
3.6.7. <i>SPB1a – IWL mikrostruktura</i>	52
3.6.8. <i>SPB7 – IWL mikrostruktura</i>	53
3.6.9. <i>SPB12 – IWL mikrostruktura</i>	54
3.7. Fotodokumentace	55
4. KVANTITATIVNÍ ANALÝZA	59
4.1. Digitalizace mikrostruktur	59
4.2. Velikost zrna ve vzorcích hrubozrnného a střížného peridotitu	64
4.3. Plošné zastoupení fází	67
4.4. Orientace hranic zrn a doménových hranic	69
5. TEPLOTNÍ A TLAKOVÉ PODMÍNKY DEFORMACE	71

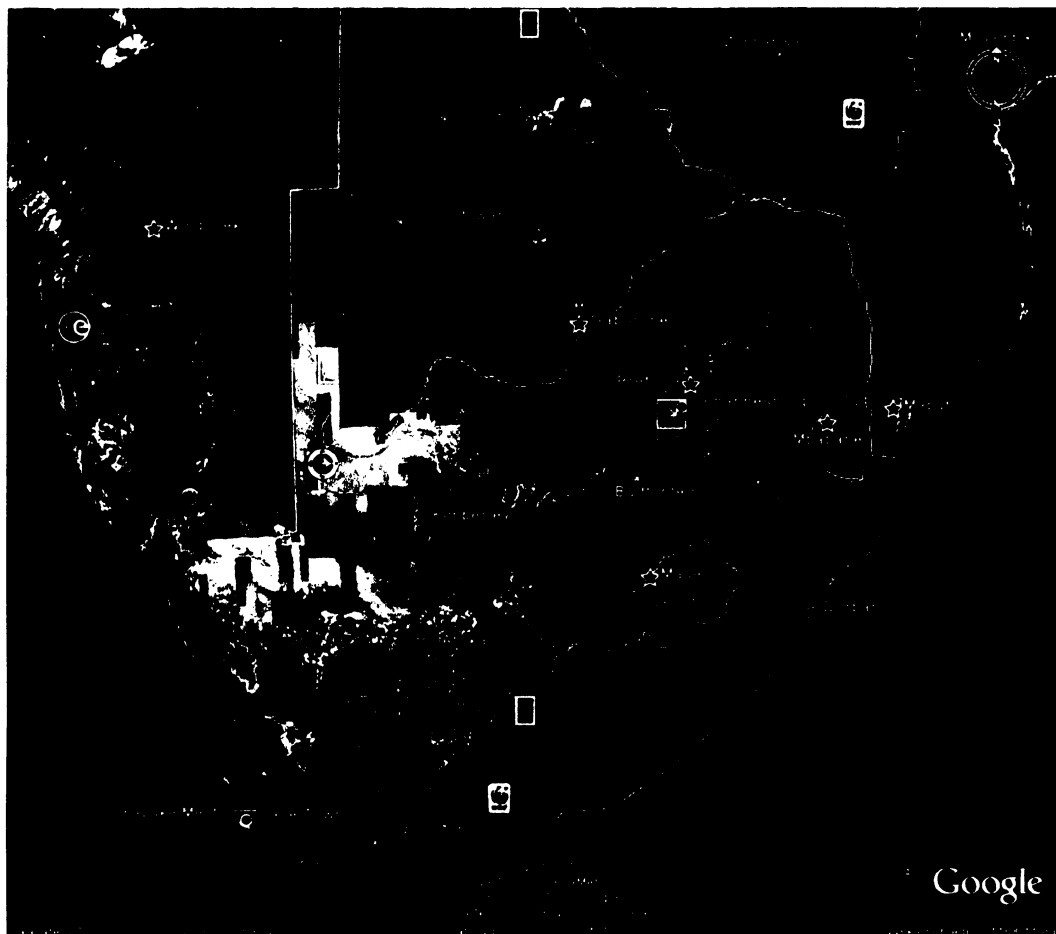
5.1. Termobarometrie plášťových hornin	71
5.1.1. Termometrie peridotitů	71
5.1.2. Barometrie peridotitů	77
5.2. Metodika termobarometrických výpočtů	84
5.3. Termobarometrická data a fotodokumentace	86
6. DISKUZE A ZÁVĚRY	95
7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY	101
Přílohy:	
Příloha 1 – prezentace fotografií výbrusů	106
Příloha 2 – mikrosondové analýzy	118

Seznam použitých zkratek:

LPO	lattice preferred orientation (mřížková přednostní orientace)
Å	Angstrom units (10^{-8} cm)
SFs	stacking faults
CMFs	chain multiplicity faults
PE	protoenstatit
CE	klinoenstatit
OE	ortoenstatit
LBF	load-bearing framework (podpůrná “kostra”)
IWL	interconnected weak layers (propojené měkké vrstvy)
EBS	electron backscattered diffraction (difrakce zpět odražených elektronů)
EBSP(s)	electron backscatter pattern(s)
SEM	rastrovací elektronový mikroskop
m.u.d.	multiples of uniform distribution (násobky stejnoměrného rozdělení)
Ol	olivín
Ol porf.	porfyroklast(y) olivínu
Ol rec.	rekrytalovaný olivín
Fo	forsterit
Opx	ortopyroxen
Opx porf.	porfyroklast(y) ortopyroxenu
Opx rec.	rekrytalovaný ortopyroxen
En	enstatit
Grt	granát
Grt-c	granát-core (složení blíže ke středu)
Cpx	klinopyroxen (porf. – porfyroklast(y), rec. – rekrytalovaný)
Amf	amfibol
Flog	flogopit
Serp	serpentin
BSE snímek	snímek v odražených elektronech
TM	termometr(ie)
BM	barometr(ie)
p1	pár číslo 1 (v termobarometrických výpočtech)
BK90	termobarometr Breya & Köhlera (1990)
NT2000	termobarometr Nimise & Taylora (2000)
TA98	Taylorův termometr (1998)

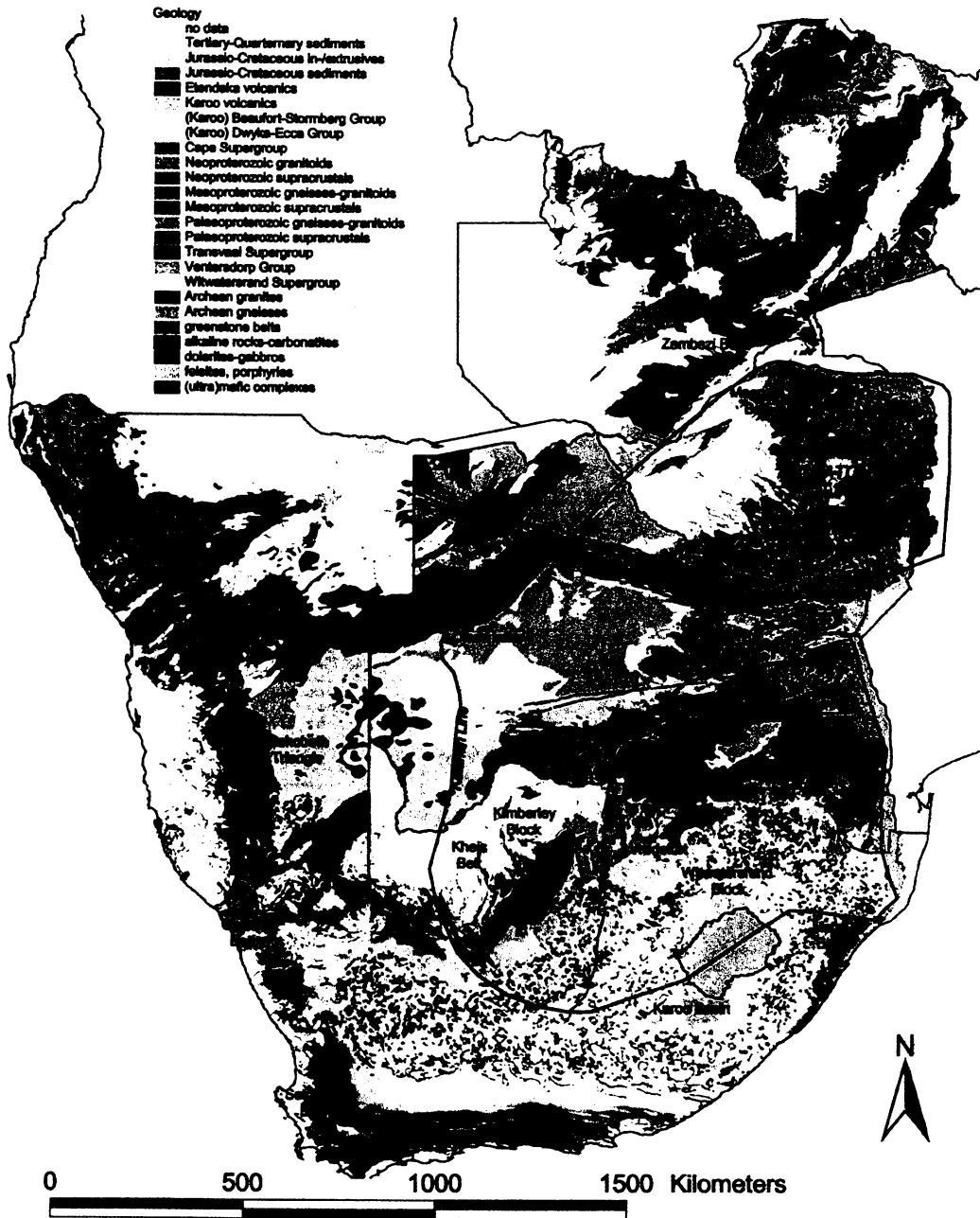
1. PŮVOD VZORKŮ

Vzorky pochází z lokality Bultfontein v Jižní Africe, která se nachází vsv. směrem od Kimberley v kaapvaalském kratonu (obr. 1.1 a 1.2). Studovaný soubor vzorků zahrnuje nodule granátického peridotitu v různých stádiích deformace, od původního nedeformovaného protolitu (granátický lherzolit) až po silně mylonitizovaný peridotit. Tyto nodule byly vyneseny z hloubek svrchního pláště kimberlitovým magmatem.



Obr. 1.1: Satelitní snímek Jižní Afriky s vyznačenou polohou Bultfontein (lokality odběru vzorků) a Kimberley.

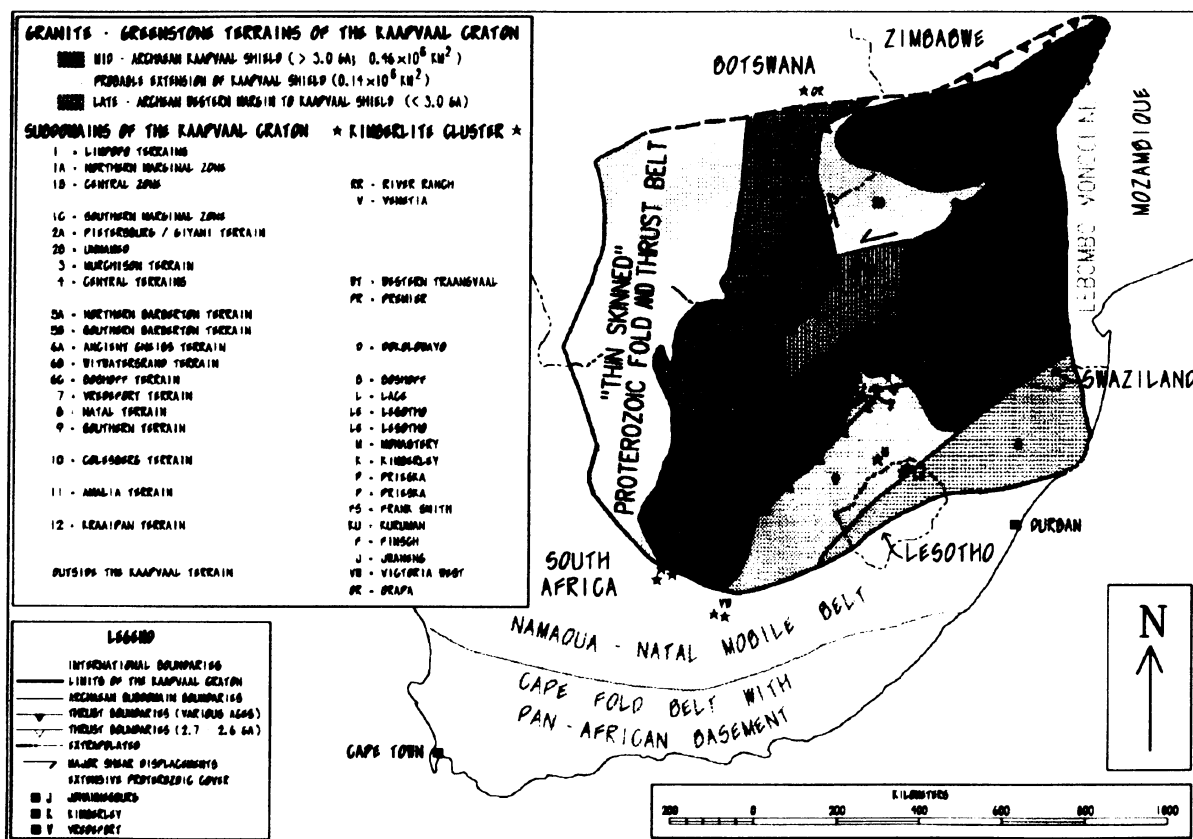
Kaapvaalský kraton představuje společně s Pilbarským kratonem v západní Austrálii jedinou zachovanou oblast archaické kontinentální kůry staré 3.6-2.5 Ga na Zemi. Podobnost horninových záznamů těchto kratonů, zvláště nadložních pozdně archaických sledů, napovídá, že byly kdysi součástí superkontinentu nazývaného Vaalbara [Zegers et al., 1998]. Kaapvaalský kraton se rozkládá na ploše přibližně 1.2 milionů km² a od severněji ležícího kratonu Zimbabwe ho odděluje cca 250 km široký Limpopský metamorfní pás, který byl vytvořen během pozdně archaické (před asi 2.8-2.5 Ga) kolize obou kratonů.



Obr. 1.2: Geologická mapa jižní Afriky s hlavními litostratigrafickými jednotkami.

Jedná se o pásmo tektonitů granulitové facie směřující k V-SV. Na jihu a západě je kaapvaalský kraton lemován proterozoickými orogeny, na východě potom flexurou Lebombo, která obsahuje jurské vyvřelé horniny pojící se k rozpadu Gondwany. Kaapvaalský kraton se utvářel a stabilizoval před 3.7-2.6 Ga a skládá se z jednotek granitů a zelenokamenů spodního archaika (3.0-3.5 Ga) mísících se se staršími tonalitickými rulami (cca 3.6-3.7 Ga). Intrudovala ho řada granitových plutonů (3.3-3.0 Ga) a postupně byl pokryt pozdně archaickými pánvemi (3.0-2.5 Ga) vyplněnými mocnými sledy vulkanických i sedimentárních

hornin. Kůra spodního archaika je dobře odkryta jen na východě kratonu a zahrnuje koláž subdomén nebo korových bloků charakterizovaných typickými vyvřelými horninami, deformační historií a tektonickým stylem (viz obr. 1.3 níže – schematická geologická mapa kaapvaalského kratonu).

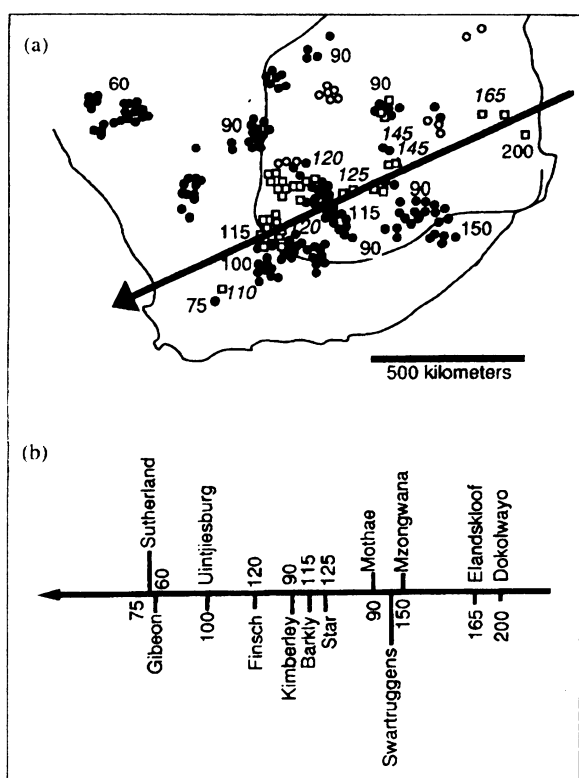


Kaapvaalský kraton je pozoruhodný intenzivním jursko-křídovým kimberlitovým magmatismem. Stáří skupiny jihoafrických kimberlitů lineárně klesají z okolo 200 Ma na severovýchodě k asi 100 Ma na západě, což poukazuje na možnou souvislost jejich vzniku s průchodem litosférické desky nad horkou skvrnou [Skinner, 1989]. Některá další pozorování, shrnutá Nybladem & Robinsonem (1994), naznačují, že zahřívání svrchního pláště pod jižní Afrikou horkou skvrnou pokračovalo v kenozoiku. Nicméně údaje o rychlostech seismických S-vln, navzdory jejich citlivosti k teplotě, nepřinesly žádný důkaz o termální anomálii v hloubkách menších než 350 km pod kaapvaalským kratonem [Bloch et al., 1969]. Vinnik et al. (1996) zkoumal rychlosti S-vln v hloubkovém rozmezí odpovídajícím plášťové přechodné zóně s využitím teleseismických P-to-S konvertovaných fází. Analýza nasvědčovala přítomnosti vrstvy anomálně nízké rychlosti S-vln v hloubce 370-470 km pod kaapvaalským kratonem. Anomální vrstva je nejspíše termálního původu; její horní hranice může oddělovat hluboký plášťový kořen kratonu od podložního pláště. Anomálie mohla pod

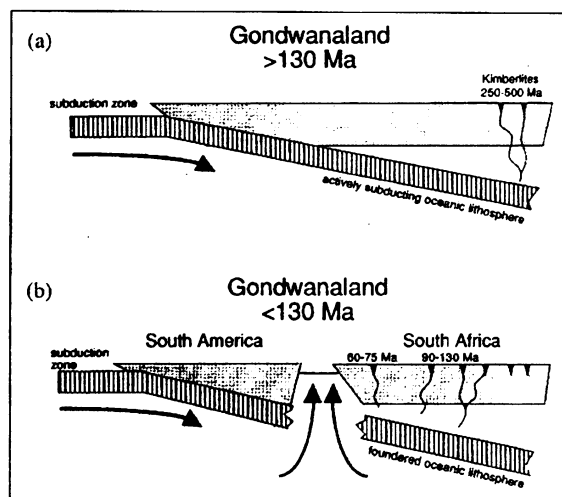
kratonem vzniknout už v mesozoiku a tavení v této vrstvě tak podle Vinnika et al. možná přispívalo ke kimberlitovému magmatismu.

V minulosti byly kimberlity kvůli své pozici uvnitř desek daleko od předpokládaného dosahu subdukované oceánické litosféry považovány za produkty anorogenního magmatismu. Současné geofyzikální a geochemické poznatky však naznačují, že subdukovaná oceánická deska zasahuje do značné vzdálenosti pod kontinentální litosféru a může obsahovat volatilie potřebné k vyvolání plášťového magmatismu [McCandless, 1999]. U jihoafrických kimberlitů mladších než 250 Ma lze v kimberlitovém magmatismu rozpoznat určitý časoprostorový trend (obr. 1.4a). Nejstarší kimberlity se zpravidla nalézají na východě (např. Dokolwayo, Elandskloof; 165-200 Ma), směrem do centrální jižní Afriky se stáří postupně snižují a trend je posléze zakončen provinciemi Sutherland (75 Ma) a Gibeon (60 Ma) na západě (obr. 1.4b) [Skinner, 1989; Gurney et al., 1991]. McCandless (1999) aplikoval termální model subdukující desky na jižní Afriku před 140 Ma, kdy se díky aktivní subdukcii při západním pobřeží Gondwany [de Wit, 1977] dostávala oceánická litosféra daleko pod kontinent (obr. 1.5a) [Helmstaedt & Gurney, 1984]. Během tohoto období se kimberlity omezovaly na jižní

centrální Gondwanu, pod níž subdukovaná deska dosáhla hloubky s teplotou postačující k uvolnění fluid pro kimberlitový magmatismus. Rifting jižního Atlantiku před ~130 Ma zabránil další subdukcii pod jižní



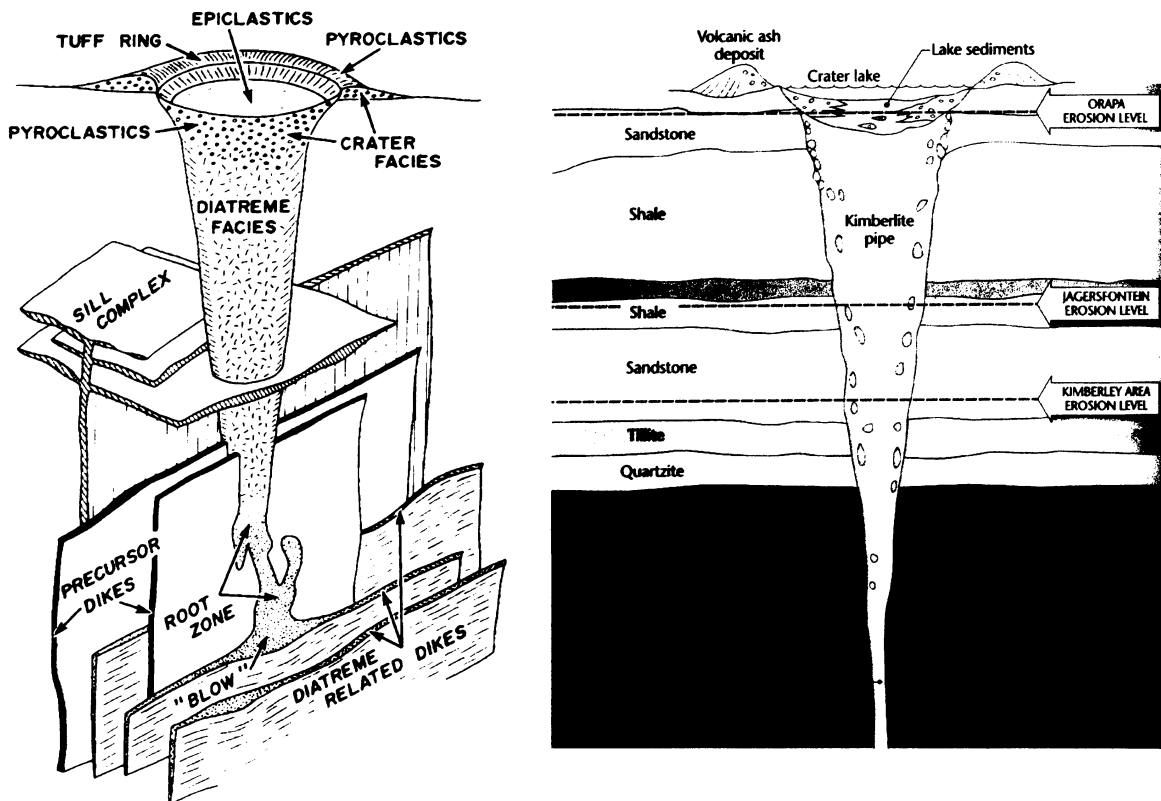
Obr. 1.4: (a) Rozdělení stáří kimberlitů v jižní Arice, v milionech let (Ma). Čtverečky značí kimberlity skupiny II, kolečka skupiny I. (b) Vektor znázorněný v (a) se známějšími lokalitami kimberlitů, jejichž stáří se snižují směrem k západu (Data – Skinner, 1989; Gurney, et al., 1991; Helmstaedt & Gurney, 1984; 1997).



Obr. 1.5: Náčrtek zobrazující subdukcii oceánické litosféry pod jižní Afriku. (a) Před 130 Ma – kimberlity se omezují především na východní část Gondwany. (b) Otevírání jižního Atlantiku. Zanořená litosféra se zahřívá zprava doleva, což má za následek migraci kimberlitového magmatismu.

Afriku (obr. 1.5b). Rychlost konvergence mezi východní Gondwanou a subdukovanou protopacifickou deskou klesala k nule a teplo začalo migrovat zanořenou oceánickou litosférou od nejhlubšího (nejteplejšího) konce směrem vzhůru. Postupné uvolňování volatilií vyvolalo migraci kimberlitového magmatismu směrem k západu (obr. 1.5b).

Kimberlity jsou draslíkem bohaté ultramafické hybridní horniny, které se vyskytují ve stabilních kontinentálních oblastech. Obsahují značné množství těkavých látek. Mají tendenci k rychlému výstupu z plášťových hloubek a prudkému vmístění, když se přiblíží zemskému povrchu. V mnohých kimberlitech lze nalézt diamant a coesit, které svědčí o původu v dosti velkých hloubkách pláště. Při výstupu do sebe pojmají fragmenty okolních hornin, bývají tedy bohaté xenolity hornin svrchního pláště (granátových a spinelových peridotitů, eklogitů i některých zvláštních typů hornin), spodní i svrchní kontinentální kůry. Kimberlity nejčastěji vyplňují diatremy – 1-2 km hluboká tělesa kónického tvaru s kruhovým až eliptickým průřezem, vertikální osou a strmě ukloněnými stěnami (80-85°). Směrem dolů se zužují a jsou zakončeny tzv. kořenovou zónou (“root zone”), vícefázovou intruzní zónou nepravidelného tvaru, která představuje přechod k žilným kimberlitům (obr. 1.6). Povaha vulkanických proce-



Obr. 1.6: Vlevo – Model idealizovaného kimberlitového systému znázorňující komplex pravých a ložních žil (dike-sill), který ústí v diatremu a explozivní kráter s tufovým prstencem. Model není v měřítku, podíl diatremy je kvůli lepší názornosti zvětšen [podle Mitchell, 1986]. Vpravo – Schematický průřez kimberlitovou diatremou a okolními horninami. Přerušované čáry značí erozní úrovně na různých lokalitách v jižní Africe. Nejnižší odpovídá oblasti Kimberley [podle McCarthy & Rubidge, 2005].

sů, které mají za následek vznik diatrem, je stále předmětem mnoha diskusí. Diatremy reprezentují expanzi volatilií v magmatu v momentě, kdy dosáhne povrchu a omezující napětí je sníženo. Co se týče procesů podílejících se na vzniku kimberlitů, byla v minulosti navržena řada teorií. Teorie explozivního vulkanismu předpokládá hromadění kimberlitového magmatu v mělkých hloubkách a následnou propagaci volatilií. Když se tlak v tomto rezervoáru (tzv. intermediate chamber) zvýší natolik, aby překonal zatížení nadložními horninami, dojde k erupci. Epicentrum erupce se přitom má nacházet na kontaktu žilné a diatremové facie. Rozsáhlé dobývání však přineslo argumenty, které tuto teorii vyvracejí. Nebyl nalezen "intermediate chamber" a také úhel sklonu je u převážné většiny kimberlitových diatrem příliš vysoký na to, aby mohly být vytvořeny z takových hloubek [Mitchell, 1986]. Odlišné pojetí nabízí teorie magmatická (fluidizační), podporovaná v současné době Fieldem & Scottem Smithem (1998). Podstatu tohoto modelu lze vyjádřit následovně. Výstup kimberlitového magmatu z hloubky probíhá v různých pulzech a na jejich vrcholcích se formují "embryonic pipes". Výsledkem je složitá síť překrývajících se "embryonic pipes" žilných kimberlitů, které v určitém okamžiku proniknou dostatečně mělko pod povrch (~500 m), kde je tlak těkavých složek schopen překonat váhu nadloží, a volatilie začnou unikat. Následuje krátké období fluidizace, které zahrnuje vzestupný pohyb volatilií, jejichž aktivita postačuje k tomu, aby kimberlit a fragmentovanou okolní horninu uvedla do vznosu. Její částice jsou strženy tímto gas-solid-liquid mediem. Fragmenty okolní horniny nacházející se ve fluidním systému mohou i klesat, v závislosti na své hustotě. Magmatická teorie vysvětluje některé rysy pozorované v kimberlitových diatremách, jako jsou např. fragmenty okolní horniny nalézané až 1 km pod jejich stratigrafickou úrovní, strmé stěny diatrem (k explozi dochází v relativně malé hloubce ~500 m) nebo složitá síť sloupcovitých těles žilné facie. Další model představuje teorie hydrovulkanická (freatomagmatická), kterou prosazuje především Lorenz (1999). Kimberlitové magma podle něj stoupá z hloubky úzkými (~1 m širokými) puklinami. Prostředí v blízkosti povrchu je bohaté na vodu a interakce vystupujícího horkého magmatu se studenou vodou má za následek krátce trvající freatomagmatickou explozi. Následující pulzy reagují s vodou stejným způsobem a produkují další exploze, zatímco se čelo kontaktu posouvá směrem dolů do průměrné hloubky přechodu mezi žilnou a diatremovou facií. Mezi slabiny tohoto modelu patří skutečnost, že nevysvětluje složitou síť sloupcovitých těles na přechodu žilné a diatremové facie ani to, proč všechny kimberlity musely přijít do kontaktu s vodou. V jeho neprospěch mluví také absence rysů subsidence v diatremách. Byl nicméně přijat jako vysvětlení procesů podílejících se na vzniku kimberlitů v Saskatchewan v Kanadě.

tělesa kimberlitů archaickým basementem, ventersdorpskými archaickými kvarcity a lávami překrytými konsolidovanými Karoo sedimenty zahrnujícími tři doleritové ložní žíly a mocným pokryvem stormberského bazaltu. Model umístění, jak ho vyvinuli Clement (1982), Clement & Reid (1989) a Field et al. (1997), přibližuje obr. 1.7. Kimberlitové magma (vyznačeno čárkovaně) proniká podél puklin v hornině (obr. 1.7a, diagram 1). Magma vystupuje relativně pomalu pomocí stopingu a wedgingu (obr. 1.7a, diagram 2). Uvolněné volatilie tvoří plynnou aureolu a napomáhají migraci diskontinuitami v okolní hornině. U čela intrudujícího magmatu dochází k zesílené lokální frakturaci (zobrazeno tlustšími čarami). Výstup magmatu probíhá periodicky. Když stoupající magma narazí na překážku (změna charakteru hornin), výstup se dočasně pozdrží a vytvoří se plynná “čepička”. Posléze, po zvýšení tlaku a další frakturaci, se rozhraní poruší explozivnější brekciací okolo horní části sloupce magmatu (obr. 1.7a, diagram 3). Brekcie obsahuje úlomky okolní horniny (znázorněno plnými trojúhelníčky). Prolomení bariéry umožní další lokální odplynění, po kterém je vzestupný pohyb magmatu obnoven. Jak magma migruje vzhůru sedimenty a první doleritovou žilou, začíná se sloupec rozšiřovat (obr. 1.7b, diagram 4). Druhá doleritová žíla působí jako překážka, volatilie se hromadí pod ní v horní části magmatického sloupce. Zvýšení tlaku opět vede k explozivnímu porušení bariéry a tvorbě podpovrchové brekcie (obr. 1.7b, diagram 5). Magma pokračuje ve výstupu s využitím diskontinuit v okolní hornině (obr. 1.7b, diagram 6; kolečka v magmatu ilustrují pohyb volatilií směrem vzhůru). Třetí doleritová žíla znovu pozastaví výstup magmatu (obr. 1.7c, diagram 7). Poslední bariéru představuje stormberský bazalt. Celkový tlak a objem uvolněných volatilií stále narůstá, volatilie jsou tlačeny do okolní horniny (znázorněno šipkami v diagramu 7). Když tlak volatilií přesáhne omezující tlak stormberského bazaltu, dojde k explozivnímu proražení bariéry (obr. 1.7d, diagram 8). Je vyhlouben kráter. Nejsvrchnější část sloupce magmatu se začíná odplyňovat (znázorněno dlouhými úzkými šipkami). Volatilie v okolní hornině nyní migrují směrem dovnitř (krátké šipky), což vede k autigenní brekciaci. Pokračuje rychlé uvolňování CO₂ a ostatních volatilií z magmatu (obr. 1.7e, diagram 9). Toto silné proudění volatilií způsobuje fluidizaci magmatu a vytváření “pelletal lapilli” (prázdná kolečka v diagramu 9) v prostředí bohatém na těkavé složky. S postupujícím odplyňováním se rozhraní mezi plynem a kapalinou (trojúhelníčky a prázdná kolečka → čárky) posouvá směrem dolů (tlustá bílá šipka v diagramu 9), zatímco magma pokračuje v pohybu vzhůru. Mohutný, turbulentní proces fluidizace podporuje implozi (krátké černé šipky) a způsobuje erozi okolní horniny a vznik diatremy. Stadium fluidizace netrvá dlouho a systém rychle chladne (obr. 1.7f, diagram 10).

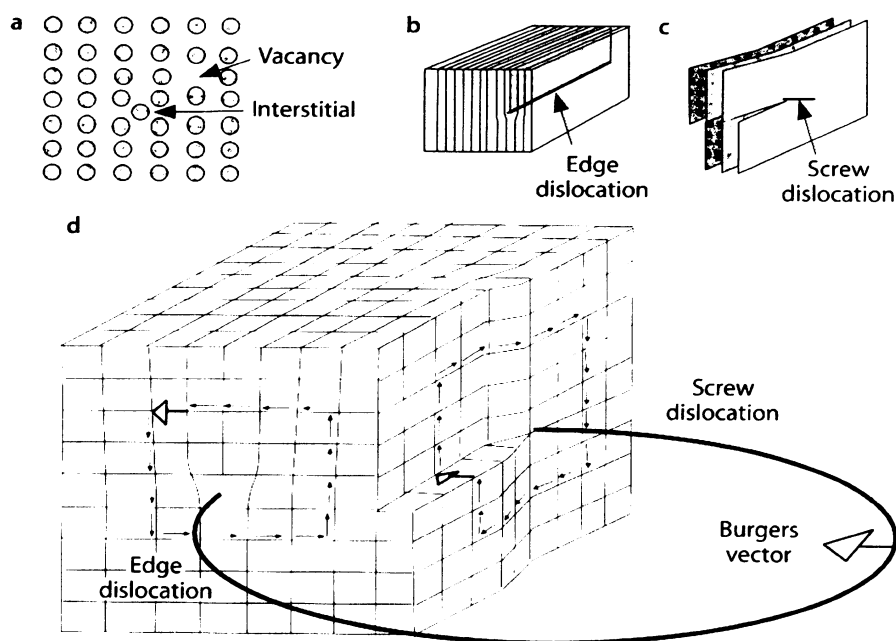
Cíle diplomové práce:

- 1) Vývoj mřížkové přednostní orientace (LPO) olivínu a ortopyroxenu v deformovaném peridotitu se zaměřením na LPO ortopyroxenu, která byla doposud poměrně málo zkoumána, a vztahy mezi LPO mateřských a dynamicky rekrystalovaných zrn.
- 2) Kvantitativní analýza vybraných výbrusů zastupujících jednotlivá stadia deformace (SPB9 – peridotit s hrubozrnnou mikrostrukturou; SPB3a – LBF mikrostruktura, začátek rekrystalizace; SPB8a – IWL mikrostruktura, střední stadium rekrystalizace; SPB7 – IWL mikrostruktura, pokročilá rekrystalizace) → digitalizace mikrostruktur, určení velikosti zrna a plošného zastoupení fází.
- 3) Určení teplotně-tlakových podmínek ekvibrace nedeformované horniny (hrubozrnného granátového lherzolitu) a teplotně-tlakových podmínek dynamické rekrystalizace u vzorků, které prošly střížnou deformací.

2. ÚVOD DO KRYSTALOVÉ PLASTICITY

2.1. Vnitřní deformace krystalů

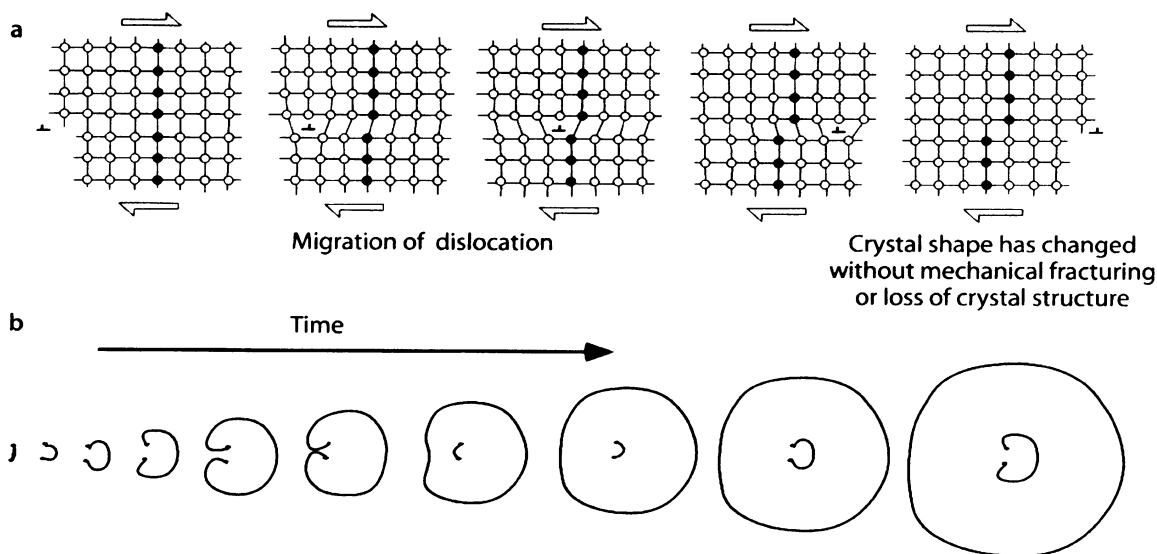
Krystaly se mohou vnitřně deformovat bez křehkého porušení pohybem tzv. defektů mřížky. Ty se dělí na bodové (vakance nebo intersticiální atomy či molekuly) (obr. 2.1a) a lineární (dislokace – hranové a šroubové). Hranová dislokace představuje okraj neúplné plochy mřížky, která je v krystalu navíc (obr. 2.1b). Dislokace šroubová existuje tam, kde je část krystalu přemístěna o jednu mřížkovou vzdálenost a atomové plochy jsou tedy šroubovitě deformovány (obr. 2.1c). Hranové a šroubové dislokace představují koncové členy škály možných dislokačních typů. Někdy dochází k jejich vzájemnému propojení do dislokačních smyček. Dislokaci charakterizuje Burgersův vektor, který udává směr a minimální velikost přemístění mřížky. Lze si ho představit nakreslením čtvercového obvodu okolo dislokace od atomu k atomu, se stejným počtem atomů na každé straně čtverce; v neporušeném krystalu by byl tento obvod uzavřený, ale okolo dislokace smyčka uzavřená není – chybějící část je Burgersův vektor (obr. 2.1d).



Obr. 2.1: a) Mřížka se dvěma typy bodových defektů. b) Hranová dislokace vymezená okrajem poloroviny v deformované krystalové mřížce. c) Šroubová dislokace charakterizovaná kroucením mřížky. d) Hranová a šroubová dislokace v krystalu. Čtverec uzavřených šipek kolem dislokace slouží ke zjištění Burgersova vektoru (vyznačen otevřenou šipkou). [podle Passchier a Trouw, 1996]

Pohybem defektů mřížky krystalem dochází ke změně relativní polohy molekul nebo atomů, čímž lze dosáhnout trvalé změny tvaru krystalu (obr. 2.2a). Dislokace mají jasnou

orientaci vzhledem ke krystalové mřížce a při deformaci dislokačním skluzem se mohou pohybovat jen v určitých krystalografických rovinách a směrech. Typická rovina a směr skluzu (Burgersův vektor) se označují jako skluzný systém. Typ skluzného systému, který bude v krystalu aktivní, závisí na orientaci a velikosti napěťového pole v zrně a na kritickém rozloženém střížném napětí (CRSS) τ_c pro daný skluzný systém. Aby se dislokace pohybovala, musí být τ_c skluzného systému překročeno. Velikost τ_c silně závisí na teplotě a v menší míře na dalších faktorech, jakými jsou rychlost deformace, diferenciální napětí a chemická aktivita určitých složek (voda), jež mohou ovlivnit pevnost specifických vazeb v krystalu. Typy dominantních skluzných systémů se proto mění s metamorfními a napěťovými podmínkami. Při vyšším diferenciálním napětí může v minerálu působit několik skluzných systémů současně. Kvůli udržení deformační kompatibility v prostoru by mělo ve skutečnosti být aktivních 5 nezávislých skluzných systémů. Nicméně v silikátech, které obvykle mají nízkou krystalovou symetrii, je aktivních méně skluzných systémů a prostorové problémy jsou kompenzovány při nižších teplotách ohýbáním, kroucením či frakturací mřížky a při vysokých teplotách dynamickou rekrytalizací nebo skluzem po hranicích zrn.



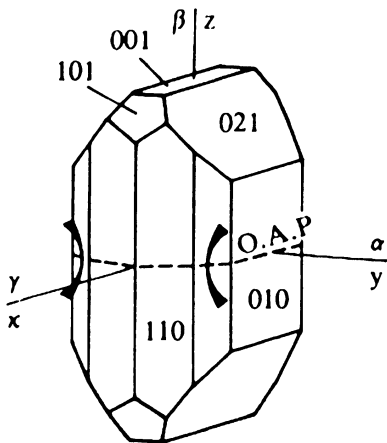
Obr. 2.2: a) Deformace krystalu pohybem hranové dislokace; horní polovina krystalu je přemístěna o jednu mřížkovou jednotku doprava následkem průchodu dislokace zleva doprava. Pohled kolmý na hranovou dislokaci. b) Vznik dislokací na Frank-Readově dislokačním zdroji. Krátký dislokační úsek mezi dvěma inkluzemi v krystalu (s Burgersovým vektorem v rovině papíru) je přesunut vlivem diferenciálního napětí. Dislokace propaguje do tvaru ledviny, dokud se konce nespojí a nevyhladí; tvoří se dislokační smyčka. Zbýlý úsek může znovu migrovat a utvářet více dislokačních smyček. [podle Passchier a Trouw, 1996]

Jestliže se skluzné systémy v krystalu protínají, může dojít k zamotání migrujících dislokací. Takové změní dislokací brání pohybu jiných nově vytvořených dislokací, které se hromadí za zablokovanými. Krystal se zpevňuje (tvrdne). Existují ale mechanismy, které

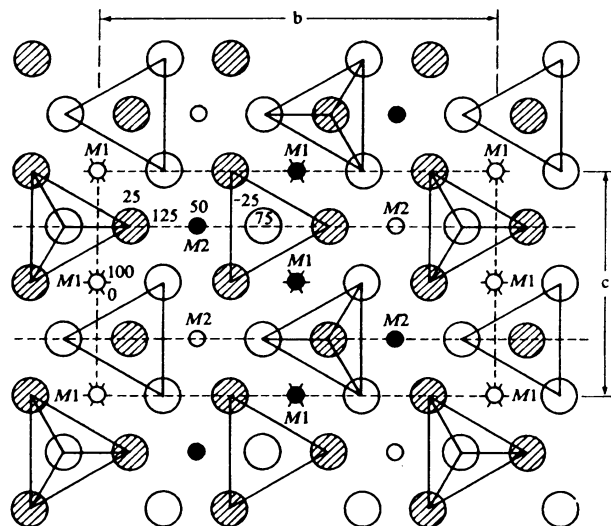
působí proti deformačnímu tvrzení a umožňují pokračování duktilní deformace. Významným mechanismem dovolujícím dislokacím překonat překážky je migrace vakancí k dislokačním liniím. To dislokaci účinně přemísťuje a pomáhá jí šplhat přes zablokované místo. Dislokační skluz spojený se šplhem dislokací je znám jako dislokační tok. Protože se dislokace pohybují jen v určitých rovinách mřížky, může se v hornině deformující se pohybem dislokací vyvinout přednostní orientace zrn, která ji tvoří.

2.2. LPO olivínu

Olivín krystalizuje s ortorombickou symetrií. Rozměry základní buňky v krystalové mřížce forsteritu Mg_2SiO_4 jsou: $a = 4.7540 \text{ \AA}$, $b = 10.1971 \text{ \AA}$, $c = 5.9806 \text{ \AA}$, přičemž a značí okraj buňky ve směru krystalové osy x s Millerovým symbolem $[100]$, b ve směru osy y $[010]$ a c ve směru osy z $[001]$. Struktura se skládá z nezávislých $[SiO_4]$ tetraedrů spojených atomy hořčíku, z nichž každý má 6 nejbližších sousedních atomů kyslíku. Kyslíky jsou uspořádány do přibližně hexagonálního seskupení a leží ve vrstvách téměř paralelních k ploše (100) (obr. 2.4). Nahrazování hořčíku ionty Fe^{+2} je doprovázeno lineárním zvětšováním parametrů buňky.



Obr. 2.3: Krystal Mg - olivínu (forsteritu) s vyznačenými Millerovými symboly ploch. [podle Deer, Howie & Zussman, 1982]

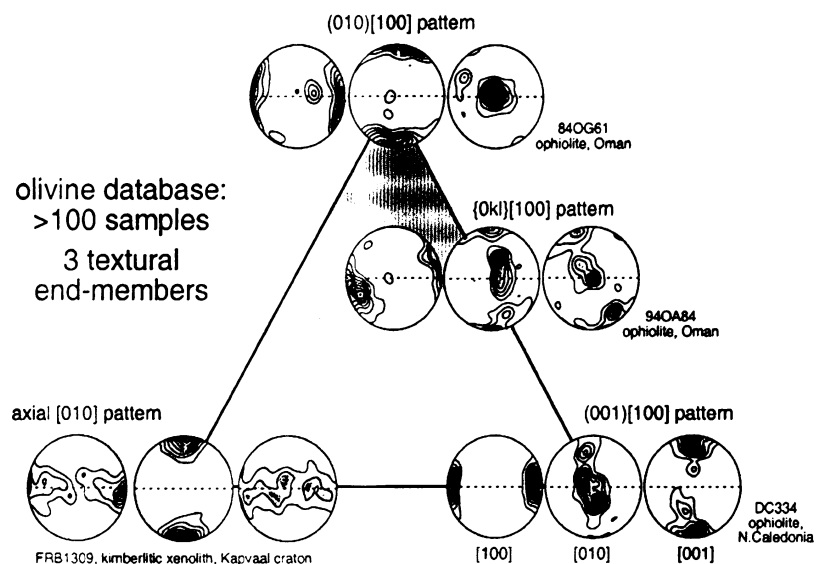


Obr. 2.4: Idealizovaná struktura olivínu paralelně s plochou (100) . Atomy Si se nalézají ve středech tetraedrů a nejsou zobrazeny. [podle Deer, Howie & Zussman, 1982]

Olivín je nejhojnějším ($\sim 60-70\%$) a nejsnáze deformovatelným minerálem svrchního pláště v širokém rozmezí podmínek deformace. Jeho krystaly jsou elasticky [Kumazawa a Anderson, 1969], termálně [Schärmeli, 1982] a mechanicky anizotropní [Bai et al., 1991].

Z analýz přirozeně deformovaných peridotitů vyplývá, že se olivín za deformačních podmínek obvyklých v prvních 200 km svrchního pláště deformuje převážně dislokačním tokem (dislokační skluz a šplh) a dynamickou rekrytalizací (nukleace, rotace subzrn nebo migrace hranic zrn) [Skrotzki et al., 1990]. Vývoj mřížkové přednostní orientace (LPO) během deformace ve svrchním plášti by měl být výsledkem interakce mezi těmito deformačními mechanismy. Na souboru peridotitů deformovaných v přírodních podmínkách [Ben Ismail a Mainprice, 1998] bylo nicméně ukázáno, že navzdory rozdílům v deformačních podmínkách, průběhu deformace a podeformačním vývoji vzniká jen několik odlišných typů stavby (obr. 2.5). Většina vzorků (95 %) vykazovala LPO interpretovanou jako následek dislokačního skluzu na systémech $\{0kl\}[100]$, přičemž nejaktivnější je $(010)[100]$, a jako podpůrný se uplatňuje $(010)[001]$. Ačkoli tedy procesy dynamické rekrytalizace mohou mít vliv na vývoj LPO, hlavní mechanismus představuje dislokační skluz [Tommasi et al., 1999].

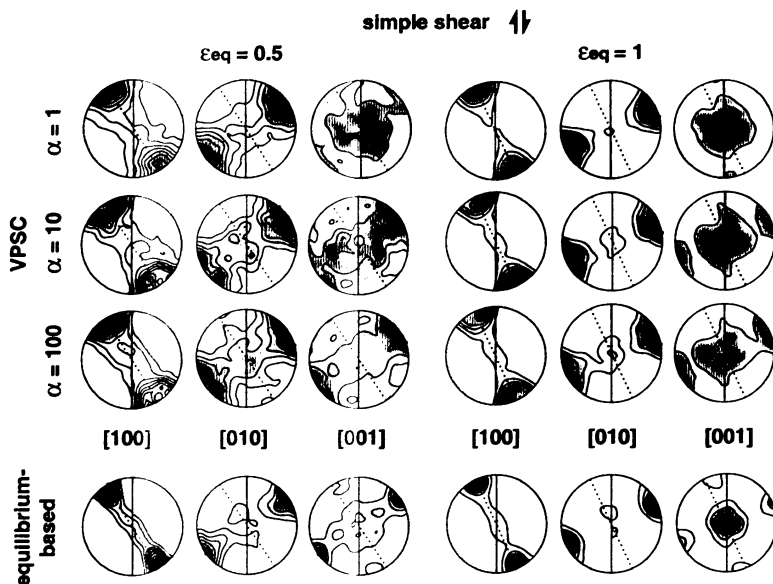
Obr. 2.5: Typické mřížkové přednostní orientace olivínu v peridotitech deformovaných v podmínkách svrchního pláště (vysoká teplota, nízké napětí) znázorněné jako kontinuální variace mezi třemi koncovými členy. 90% peridotitů v databázi reprezentuje buď typ $(010)[100]$, nebo $\{0kl\}[100]$ a spadá do šedé oblasti diagramu. Zobrazeny jsou projekce na spodní polokouli: 100 nebo více zrn, rozestupy kontur 1 m. u. d. (násobek stejnoměrného rozdělení). Přerušovaná čára značí foliaci, lineace je horizontální. [podle Tommasi et al., 1999]



Obecně může dynamická rekrytalizace ovlivnit LPO více způsoby, její účinek je ale obtížné předvídat. Může oslabit existující stavbu vytvořením nových, náhodně orientovaných zrn, anebo ji (či její část) zesílit odstraněním určitých zrn s relativně vysokou hustotou dislokací. Zrna nepříznivě orientovaná pro skluz mohou být tímto procesem odstraněna, jestliže se v nich vyvinula vysoká hustota dislokací. Možný je ale i opak; taková zrna mohou mít nízkou hustotu dislokací, poněvadž veškerá deformace je zachycena měkkými sousedy, a tedy konzumuje zrna výhodně orientovaná pro skluz.

Olivín se deformuje zásadně skluzem na systémech $\{0kl\}[100]$ a $\{hk0\}[001]$, především $(010)[100]$, $(001)[100]$, $(010)[001]$, $(100)[001]$, a $\{110\}[001]$ [Bai a Kohlstedt, 1992]. Kritická rozložená střížná napětí těchto systémů, a tedy jejich aktivita, závisí na teplotě, tlaku (nebo rychlosti deformace), obsahu vody a fugacitě kyslíku [Bai et al., 1991]. Převážná část přirozeně deformovaných peridotitů má však LPO typickou pro skluz na vysokoteplotních $\{0kl\}[100]$ systémech. LPO svědčící o vysoké aktivitě nízkoteplotních $\{hk0\}[001]$ systémů jsou omezeny na mylonity, které akomodují deformaci spojenou s vmístěním peridotitů do kůry [Garcia-San Millan, 1998].

Modelování vývoje LPO při deformaci dislokačním skluzem v režimu jednoduchého stříhu za pomoci rovnovážného modelu ukazuje, že reorientace LPO přesně sleduje rotaci elipsoidu konečné deformace. Naproti tomu VPSC (viscoplastic self-consistent) model předpovídá, že se LPO bude se vzrůstajícím stříhem vyvíjet od bimodálního obrazce, charakterizovaného slabě asymetrickým rozmístěním $[100]$ a $[010]$ vzhledem k max. X a min. Z hlavnímu směru konečné elongace, k obrazci s bodovými maximy, ve kterém $[100]$ leží mezi směrem makroskopického stříhu a směrem maximální elongace a $[010]$ přibližně kolmo k rovině stříhu. Tento vývoj LPO je rychlejší při relaxované kompatibilitě deformace ($\alpha > 1$) (obr. 2.6). Nejlepší shody s LPO olivínů v přirozeně a experimentálně deformovaných peridotitech je dosaženo VPSC modely s relaxovanou kompatibilitou deformace. Nepatrné rozdíly se přičítají aktivaci dynamické rekrytalizace během experimentální a přírodní deformace.



Obr. 2.6: LPO olivínu vyvinuté v pravostranném jednoduchém stříhu pomocí VPSC modelů s $\alpha = 1, 10$ a 100 a pomocí rovnovážného modelu. Jsou znázorněny projekce na spodní polokouli: 1000 zm , rozestupy kontur $0,5 \text{ m.u.d.}$ pro $\epsilon_{eq} = 0,5$ a 1 m.u.d. pro $\epsilon_{eq} = 1$. Plná čára značí rovinu stříhu; směr stříhu je horizontální. Foliace je vyznačena čárkovaně; lineace je horizontální. [podle Tommasi et al., 1999]

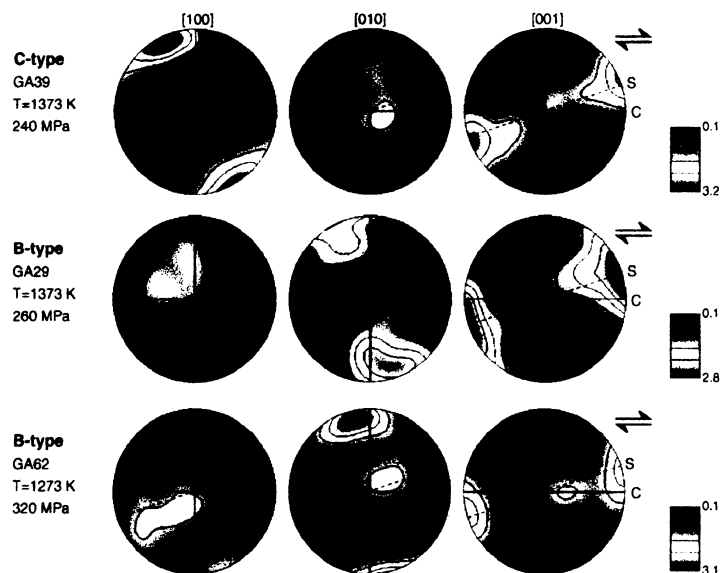
V několika modelech byla brána v úvahu i dynamická rekrytalizace. Všechny tyto modely předpovídají pro deformaci jednoduchým stříhem podobnou LPO – typ s bodovými maximy, ve kterém se hlavní skluzný systém shoduje s makroskopickým stříhem. Některé zásadní

otázky týkající se procesu dynamické rekystalizace však ještě musí být zodpovězeny. Která zrna mají sklon rekystalizovat přednostně a jaké jsou vztahy mezi orientacemi rekystalizovaných a mateřských zrn? Rozdíly ve vnitřní energii sousedních zrn řídí migraci hranic zrn, ale mají zrna s orientací příznivou pro skluz nižší nebo vyšší vnitřní energii než ta s nevýhodnou orientací a může se tento vztah měnit s teplotou? Otázkou také zůstává, jaký rekystalizační mechanismus převažuje ve svrchním plášti. V přirozeně deformovaných peridotitech lze pozorovat mikrostruktury charakteristické jak pro rotaci subzrn, tak pro migraci hranic zrn [Tommasi et al., 1999].

LPO olivínu tedy ovlivňují deformační mechanismy a dominantní skluzné systémy, právě tak jako geometrie toku ve svrchním plášti. Jak vyplývá z řady deformačních experimentů, osa [100], která představuje směr nejrychlejšího šíření seismické vlny, se za suchých podmínek při vysoké teplotě a nízkém napětí orientuje paralelně ke směru stříhu [Zhang a Karato, 1995] a olivíny většiny litosférických peridotitů mají tento typ stavby [Ben Ismail a Mainprice, 1998]. Souvislost mezi deformačními stavbami v olivínu a geometrií toku se však může od tohoto dobře známého vztahu zjevně lišit, pokud je přítomno významné množství vody [Jung a Karato, 2001; Katayama et al., 2004]. Tyto typy stavby byly nalezeny v olivínech některých peridotitů z oblastí konvergentních deskových rozhraní [Mizukami et al., 2004; Katayama et al., 2005].

Výzkum při $T = 1473 \text{ K}$ (a 2,0 GPa) ukázal, že se stavby v olivínu za podmínek nasycení vodou mění z typu B při vysokém napětí na typ C při napětí nižším. Přechod nastává pro tuto teplotu při $\sigma \sim 320 \text{ MPa}$ [Jung a Karato, 2001]. Podobný trend byl pozorován i v nových sériích experimentů při nižších teplotách, ale k přechodu dochází při odlišných úrovních napětí. Při $T = 1373 \text{ K}$ byly rovněž rozpoznány dva typy stavby. Vzorky

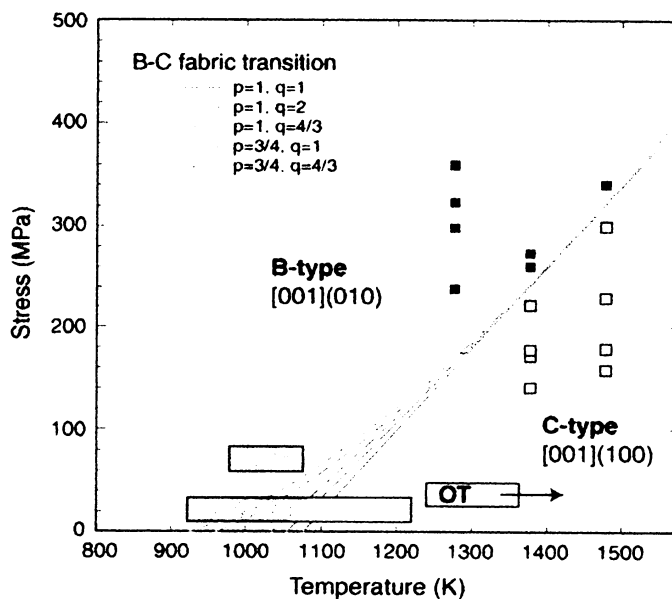
deformované při $\sigma < 240 \text{ MPa}$ měly osu [001] paralelní se směrem stříhu a plochu (100)



Obr. 2.7: LPO deformovaných olivínových agregátů (~ 300 zrn na každý vzorek). Směr V-Z koresponduje se směrem stříhu. Přerušovaná čára značí stopu elipsoidu konečné deformace (S je směr maximální elongace a C je směr stříhu). [podle Katayama a Karato, 2006]

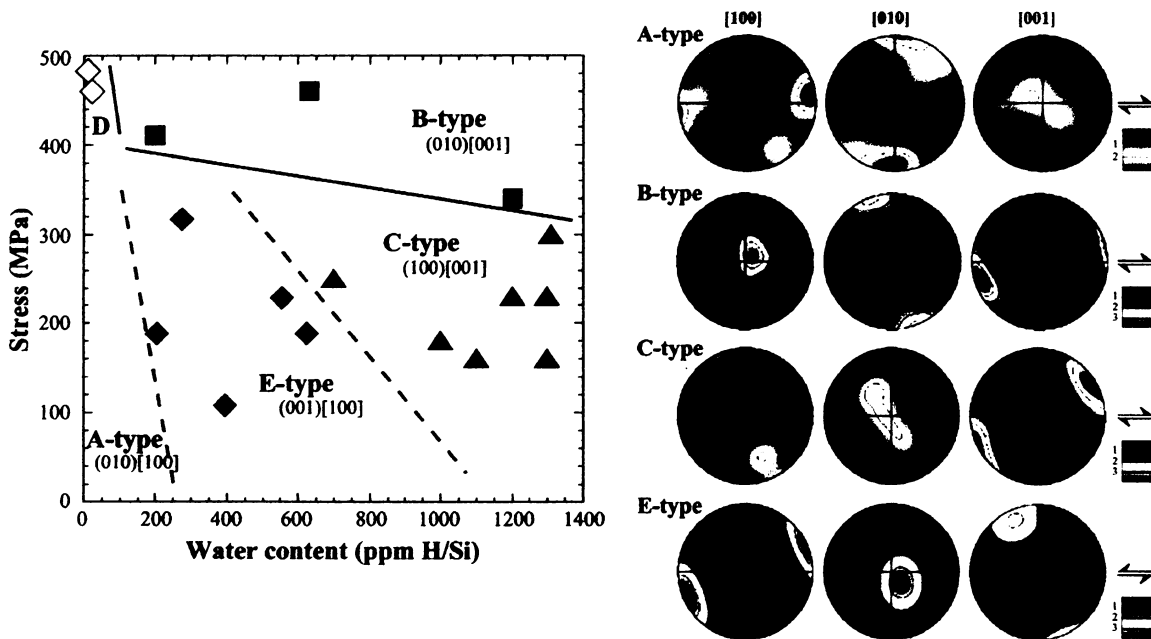
paralelní s rovinou stříhu (typ C). U vzorků deformovaných při $\sigma > 260$ MPa byla osa [001] paralelní se směrem stříhu a plocha (010) paralelní s rovinou stříhu (typ B) (obr. 2.7). Napětí, při kterém přechází stavba typu B na typ C, významně klesá s klesající teplotou [Katayama a Karato, 2006]. Korelace deformačních staveb a odvozených deformačních teplot přírodních vzorků ukazuje, že se stavba typu B vyskytuje při nižší teplotě než stavba typu C a že přechodná teplota je pro geologickou úroveň napětí (~ 20 -80 MPa) asi 1000-1100 K. Tento vztah souhlasí se závěry experimentálních studií a s teoretickým modelem [Katayama a Karato, 2006] (obr. 2.8).

Obr. 2.8: Diagram staveb olivínu v prostoru teploty a napětí při konstantním tlaku (2,0 GPa) za podmínek nasycení vodou. Podmínky přechodu stavby typu B na C byly vypočítány z experimentálních výsledků a modelu zákona exponenciálního toku pro různé hodnoty p a q . Extrapolace experimentálních výsledků se shodují se stavbami přírodních olivínů z oblastí konvergentních deskových rozhraní (HA = Higashi Akaishi, OT = Otrøy island, CDG = Cima di Gagnone. [podle Katayama a Karato, 2006]



Současné deformační experimenty zaměřené na vliv fyzikálně-chemických podmínek na stavby olivínu přinesly v kombinaci s teorií a pozorováním peridotitů deformovaných v přírodních podmínkách [Frese et al., 2003; Mizukami et al., 2004; Skemer et al., 2006] lepší představu o změnách LPO olivínu v závislosti na obsahu vody, napětí a teplotě. Zatímco při nízkém napětí a nízkém obsahu vody převládá stavba typu A, kterou charakterizuje osa [100] orientovaná paralelně ke směru stříhu a plocha (010) zhruba paralelní s rovinou stříhu, pro prostředí s vyššími obsahy vody jsou typické odlišné typy olivínových staveb – typ B, C a E (obr. 2.9). Stavba typu B, jež se vyznačuje orientací seismicky nejrychlejšího směru olivínu – [100] – kolmo ke směru toku v rovině toku (kterou představuje plocha (010) olivínu), má zvláštní význam pro vysvětlení polarizace rychlých S-vln paralelně s příkopem v subdukčních zónách. Rozhraní mezi stavbami typu B a C (také A a E) je téměř lineární funkcí teploty a napětí a je přibližně nezávislé na obsahu vody. Kneller et al. (2005) modeloval rozložení jednotlivých typů staveb v subdukčních zónách za pomoci termálních a napěťových modelů

s vysokým rozlišením. Byly pozorovány dva koncové modely závislé na hloubce viskózních interakcí mezi deskou a pláštěm. Model zahrnující hluboký částečný coupling ukazuje velkou oblast s podmínkami vhodnými pro stavbu typu B v plášti fore-arcu a směrem k back-arcu rychlý přechod k podmínkám vhodnějším pro A-, C- nebo E-typ stavby. Z modelování vyplynulo, že jako oblasti nejpriznivější pro výskyt stavby typu B připadají v úvahu předobloukový plášť a studená 10-15 km mocná vrstva nad deskou.



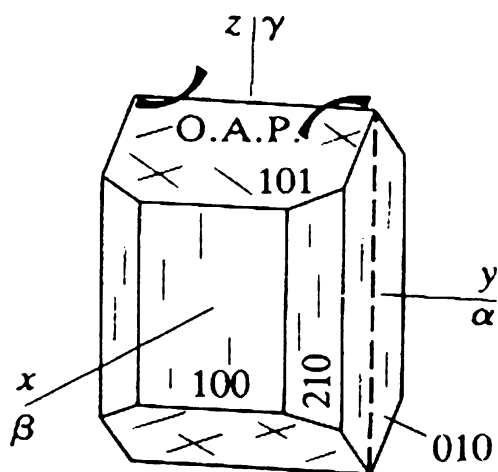
Obr. 2.9: Diagram znázorňující stavby olivínu v experimentech při vysoké teplotě (1470-1570 K) a vysokém napětí (vlevo). Vpravo jsou vyneseny sférické projekce *a*-, *b*- a *c*- os olivínu. Směr stříhu vyznačují černé šipky. [podle Kneller et al., 2005]

2.3. LPO ortopyroxenu

Hlavním rysem struktury pyroxenů je spojení SiO_4 tetraedrů sdílením dvou ze čtyř rohů, čímž se utváří souvislé řetězce se složením $(\text{SiO}_3)_n$. Opakující se vzdálenost podle délky řetězce (přibližně 5,3 Å) určuje rozměr *c* základní buňky. Řetězce, které jsou laterálně spojené kationty (Ca, Mg, Fe, Na, Al), mohou být vůči sobě různě uspořádány. Ortopyroxeny mají ortorombickou symetrii. Rozměry základní buňky v krystalové mřížce enstatitu MgSiO_3 jsou: $a = 18.223 \text{ \AA}$, $b = 8.815 \text{ \AA}$, $c = 5.169 \text{ \AA}$.

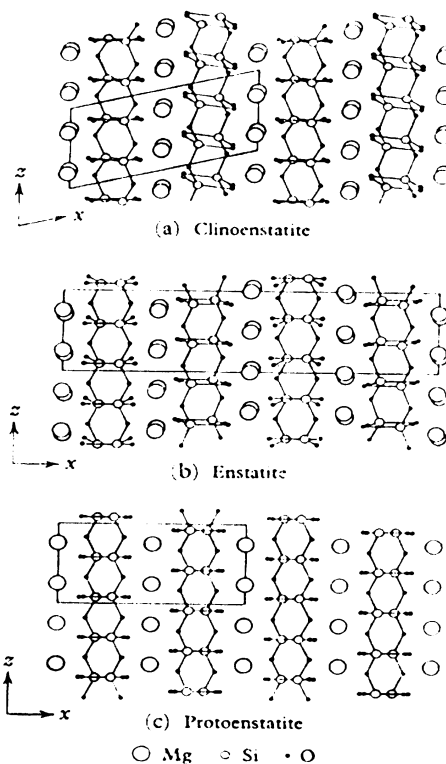
MgSiO_3 se vyskytuje nejméně ve třech polymorfních modifikacích – nízkoteplotní ortorombický enstatit (forma vesměs nalézáná v horninách), vysokoteplotní protoenstatit (rovněž s ortorombickou symetrií) a klinoenstatit (obr. 2.11). Enstatit (En_{100}) je stabilní do 985°C, nad touto teplotou přechází v protoenstatit. Teplota inverze je nicméně citlivá na tlak

a inverzní křivka má sklon 84°/kilobar. Při ochlazování podstupuje obvykle protoenstatit metastabilní inverzi na klioenstatit, který se tedy vytváří v poli stability enstatitu. Protoenstatit je stabilním MgSiO_3 polymorfem mezi 985°C a 1385°C [Deer, Howie & Zussman; 1978].



Enstatite (+)

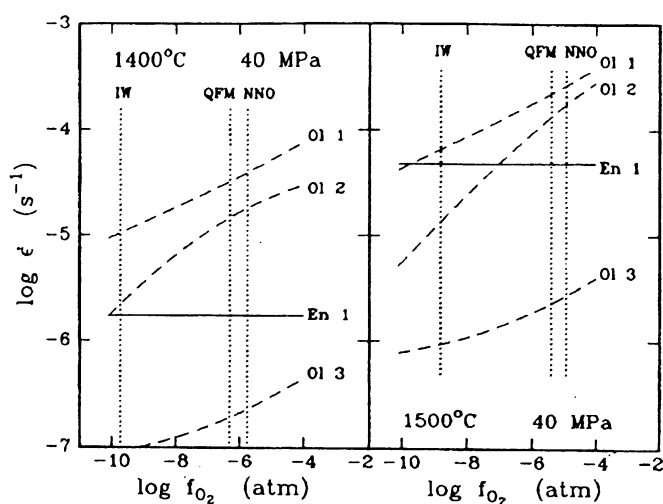
Obr. 2.10: Krystal enstatitu s vyznačenými Millerovými symboly ploch a hlavními osami krystalové mřížky. [podle Deer, Howie & Zussman, 1978]



Obr. 2.11: Struktury (a) klioenstatitu, (b) enstatitu a (c) protoenstatitu promítnuté na (010). [podle Deer, Howie & Zussman, 1978]

Pyroxeny jsou vedle olivínu nejdůležitějšími horninotvornými minerály svrchního pláště. Oproti olivínu, který obvykle představuje nositele deformace, je však mechanické chování pyroxenů méně známé. Z výzkumů deformace přírodních polykrystalických enstatitů (ortopyroxenitů) [Raleigh et al., 1971; Ross a Nielsen, 1978] vyplývá, že za teplot vyšších než asi 1000°C je deformace způsobena zejména šplhem řízeným dislokačním skluzem na systému (100)[001] s utvářením subzrn a syntecktonickou rekrystalizací. Nejvýhodnější vysokoteplotní skluzný systém (100)[001] je nejběžněji pozorovaným systémem v ortopyroxenech deformovaných v přírodě [Etheridge, 1975] i experimentálně. Deformace v tomto režimu je vyjádřena power law vztahem $\epsilon = A \sigma^n f_{\text{O}_2}^m a_{\text{SiO}_2}^p e^{-Q/RT}$, kde ϵ je rychlost toku, A empirická konstanta, σ je aplikované kompresní napětí, f_{O_2} fugacita kyslíku, a_{SiO_2} aktivita SiO_2 , Q aktivační energie pro tok, R plynová konstanta, T teplota a n, m a p jsou konstanty. Podle výsledků vysokoteplotních deformačních experimentů na jednotlivých krystalech enstatitu při 1 atm [Mackwell, 1991] se rychlost toku zdá být nezávislá na fugacitě

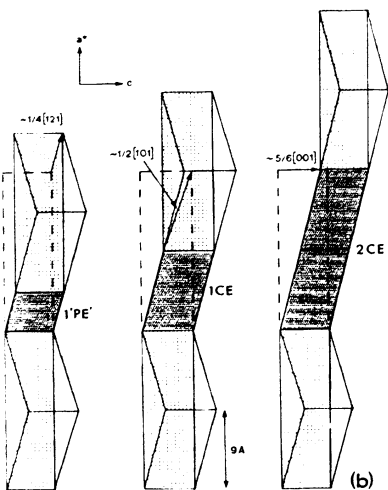
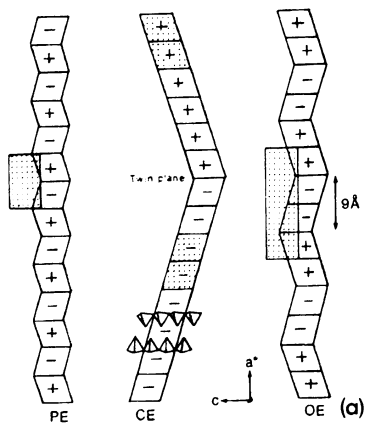
kyslíku. To by mohlo být důsledkem buď mechanismu toku nezávislého na f_{O_2} nebo nedostatečné ekvibrace vzorků enstatitu s novými podmínkami f_{O_2} . Srovnání tokových dat pro krystaly enstatitu a olivínu deformující se na hlavních skluzných systémech při 1400°C a 1500°C ukazuje, že nejvýhodnější skluzný systém v enstatitu je pevnější než ten v olivínu, ačkoliv větší aktivační energie pro tok enstatitu způsobuje, že se tento rozdíl zmenšuje při vyšších teplotách. Rozdíly v pevnosti jsou také menší při redukčnejších podmínkách (obr. 2.12). Nicméně, pokud přítomnost vody nezměkčuje enstatit více než olivín nebo ortoenstatit není podstatně měkčí než protoenstatit, se zdá nepravděpodobné, že by byl enstatit ve svrchním plášti měkčí než olivín.



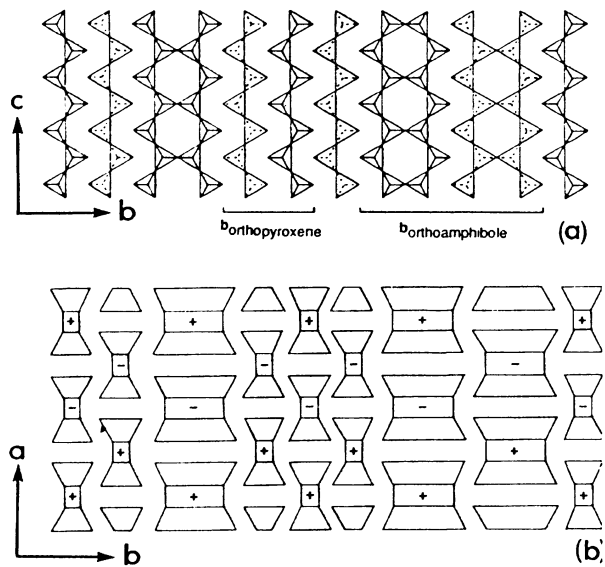
Obr. 2.12: Diagramy $\log \epsilon$ versus $\log f_{O_2}$ pro tok na skluzném systému (100)[001] v enstatitu a 3 dominantních skluzných systémech v olivínu při napětí 40 MPa a teplotě 1400°C nebo 1500°C. En 1 se vztahuje ke skluzu na (100)[001] v enstatitu, Ol 1 ke skluzu na (010)[100], Ol 2 ke skluzu na (100)[001] a (001)[100] a Ol 3 ke skluzu na (010)[001] v olivínu. [podle Mackwell, 1991]

Mikrostruktury sledované v přirozeně deformovaném enstatitu pomocí TEM (transmisní elektronové mikroskopie) [Skrotzki, 1994] zahrnují dislokace, plošné poruchy a hranice subzrn. Dislokace v enstatitu mají Burgersův vektor [001], [010] a [100], jakož i jejich kombinace. Obvykle jsou všechny dislokace disociované. Co se týče plošných poruch tvořených v enstatitu, jedná se buď o stacking faults (SFs) na (100) nebo chain multiplicity faults (CMFs) na (010). SFs představují vrstvy proto- nebo klinoenstatitu (obr. 2.13). CMFs jsou defekty amfibolového typu (obr. 2.14), jejichž vznik vyžaduje určitou rozpustnost OH iontů v mřížce. K rozšiřování CMFs dochází pohybem parciálních dislokací podél poruchy [Skrotzki, 1994]. Mezi nejdůležitější deformační mechanismy v enstatitu patří dislokační tok a napětím vyvolaná inverze ortoenstatit/klinoenstatit plynoucí z rozsáhlého štěpení [001] dislokací na (100) dle $[001] \rightarrow 5/6[001] + 1/6[001]$. Deformace oběma těmito mechanismy odpovídá přechodnému teplotnímu rozmezí mezi nízkoteplotním střižně transformačním a vysokoteplotním skluzným a polygonizačním režimem [Raleigh et al., 1971; Ross a Nielsen, 1978]. Štěpení dislokací brání dynamickému zotavení šplhem a prokluzem na jinou skluznou

plochu, exsoluční procesy vedou k tvrzení. To může vysvětlovat odlišné reologické chování pyroxenů a olivínu. Zatímco zrna ortopyroxenu v olivínové matrix se deformují střížnou transformací ortoenstatit/klinoenstatit a/nebo skluzem na systémech (100)[001], (100)[010] a (010)[001], v ortopyroxenech obklopených méně duktilní matrix (augit) jsou aktivovány další skluzné systémy s většími Burgersovými vektory. Nicméně ortopyroxeny, podobně jako klinopyroxeny, nesplňují Von Misesho [Von Mises, 1928] podmínku pěti nezávislých skluzných systémů nutných pro úplnou kompatibilitu deformace, protože na plochách protínajících řetězce se skluz neuskutečňuje [Skrotzki, 1994].



Obr. 2.13: (a) Schéma struktur protoenstatitu (PE), klinoenstatitu (CE) a ortoenstatitu (OE). [podle Buseck et al., 1980] (b) Základní SFs s PE- a CE-charakterem ve struktuře OE. [podle Skrotzki, 1994]



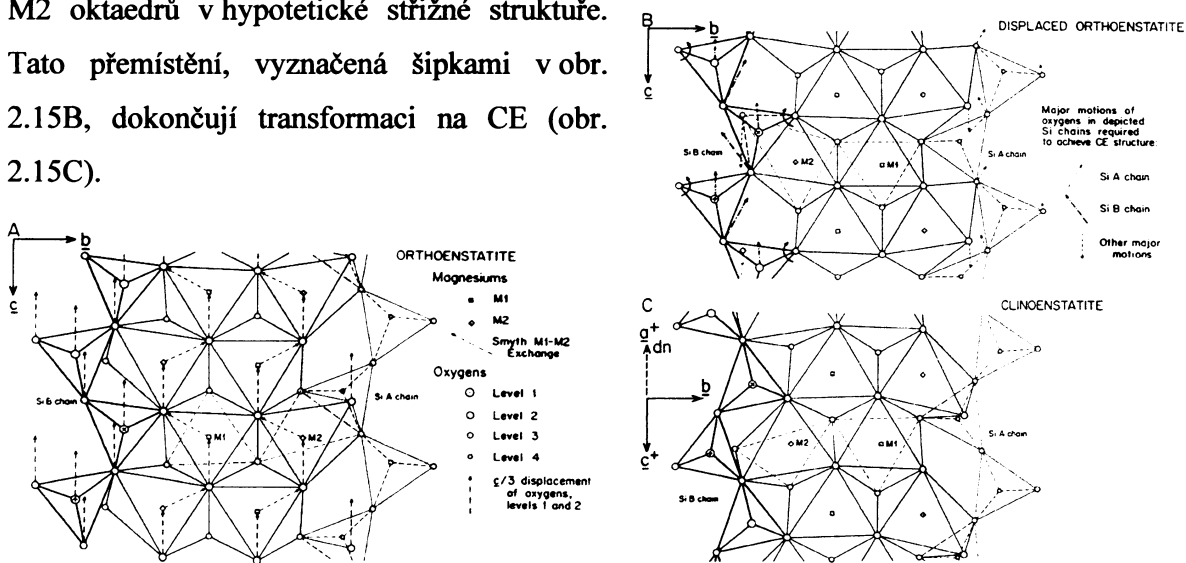
Obr. 2.14: Schematické znázornění CMFs amfibolového typu ve struktuře ortopyroxenu. (a) Projekce na plochu (100). Vrcholy SiO_4 tetraedrů miffící do směru $+a$ a $-a$ jsou vyznačeny plnou a přerušovanou čarou. (b) "I-beam" vyjádření ve směru c . [podle Thompson, 1970]

Transformace ortoenstatitu (OE) na klinoenstatit (CE) se za vhodných podmínek stříhu na (100) ve směru [001] odehrává velmi rychle, a to jak při teplotách výrazně nad, tak i pod hydrostatickým fázovým rozhraním [Raleigh et al., 1971]. Rychlá přeměna OE na CE pod hydrostatickým fázovým rozhraním ukazuje na silný kinetický efekt stříhu mající za následek růst reakční rychlosti o mnoho řádů,

zatímco transformace nad rozhraním naznačuje, že stříh zvyšuje stabilitu CE vzhledem k OE. Pokud jde o proces přeměny, připadají ze strukturního hlediska v úvahu ty mechanismy, které zahrnují translaci Si řetězců paralelně k c , a tudíž neporušují silné Si-O vazby. Zkoumání

experimentálně deformovaných krystalů ortoestatitu pomocí optického a transmisního elektronového mikroskopu ukázalo, že transformační mechanismus vyžaduje makroskopický stříh na (100)[001] o úhel $12.8 \pm 1.3^\circ$, což souhlasí s teoreticky očekávanou hodnotou 13.3° [Coe & Kirby, 1975]. K transformaci dochází díky skluzu parciálních dislokací s Burgersovým vektorem $b = 0.83[001]$ na ploše (100). Ve vzorcích zahřátých za různorodých podmínek byla pozorována reverze zpět na OE. V prvním přiblížení může být o procesu přeměny OE na CE uvažováno jako o přeskupení v důsledku stříhu kyslíkových vrstev v polovině oktaedrických ploch paralelních s [001] z jedné sevřené konfigurace do druhé. Pro perfektně sevřené oktaedrické plochy by relativní přemístění kyslíkových vrstev bylo $1/3[001]$. Počáteční přemístění je naznačeno šipkami ve struktuře OE v obr. 2.15A a výslednou střížnou strukturu znázorňuje obr. 2.15B. Z důvodu přítomnosti dvou oktaedrických vrstev v destičce silné 9Å činí celkový přesun způsobený stříhem $2/3[001]$ na opakovanou základní vzdálenost OE. Zbývající přemístění (z $0.83[001]$ požadovaného pro 13.3° -mechanismus) je uskutečňováno dodatečnými pohyby tetraedrických řetězců, které usnadňují pokroucení oktaedrických pozic M2 a eliminují další sdílení okrajů Si-B tetraedrů a M2 oktaedrů v hypotetické střížné struktuře.

Tato přemístění, vyznačená šipkami v obr. 2.15B, dokončují transformaci na CE (obr. 2.15C).



Obr. 2.15: Přemístění atomů pro souvislou transformaci OE na CE (13.3° -mechanismus). A – počáteční přesuny ve struktuře OE, B – hypotetická přechodná struktura, C – struktura CE. [podle Coe & Kirby, 1975]

Při výzkumu na přirozeně deformovaných ortopyroxenitech [Etheridge, 1975] bylo zjištěno, že k rekrytalizaci dochází přednostně podél hranic zrn a hranic pásů zalomení (kink band boundaries – KBB's). Nová zrna jsou málokdy viditelně spojena s nezoubkovanými KBB's, ačkoliv rekrytalizace rychle skrývá skutečnou hranici a její detailní tvar potom nelze určit. Růst nových zrn podél hustě rozmístěných KBB's může vést k úplnému nahrazování

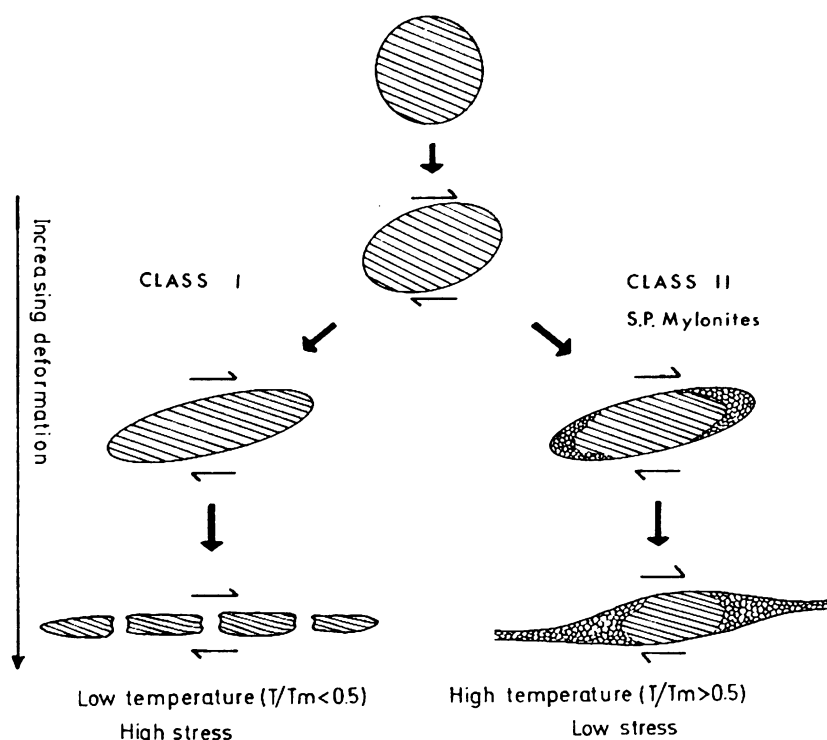
úzkých pásů zalomení, čímž je hostitelské zrno rozděleno na protáhlé pásy paralelní se zbylými KBB's. Selektivní nahrazování střídajících se pásků zanechává protažené reliktu hostitelského zrna s podobnou krystalografickou orientací.

2.4. Plastický tok v horninách

Mechanismy dislokačního toku, který zahrnuje skluz a šplh dislokací, byly probrány v kapitole 2.1. Pokud je teplota v deformované hornině relativně vysoká vzhledem k teplotě tavení zastoupených minerálů, deformují se krystaly téměř výhradně migrací vakancí krystalovou mřížkou. Tento proces se označuje jako difúzní tok. Deformace difúzním tokem se vyznačuje citlivostí k velikosti zrna. Rozlišujeme dva hlavní typy: Cobleho tok a Nabarro-Herringův tok. Cobleho tok se uskutečňuje difúzí vakancí v krystalové mřížce podél hranic zrn a nastává společně se skluzem po hranicích zrn. Nabarro-Herringův tok charakterizuje difúze vakancí přes mřížku a dochází při něm ke změně tvaru zrna [Knipe, 1989; Wheeler, 1992]. Mezi jevy poukazující na možnou aktivitu procesů difúzního toku patří např. silně zakřivené a amébovitě hranice zrn mezi dvěma různými minerály v podmínkách vysokého stupně metamorfózy. Další případný efekt představuje vymizení nebo modifikace chemické zonálnosti či hustoty a obsahu fluidních inkluzí v zrnech. Fyzikální vyjádření reologického chování minerálů umožňují zákony toku. Pole, v nichž dominují jednotlivé mechanismy plastického toku (dislokační a difúzní tok, skluz po hranicích zrn), mohou být definována v prostoru tokové napětí – velikost zrna – rychlost deformace – teplota pomocí tzv. map deformačních mechanismů daného minerálu.

Studium mechanismů plastického toku v ultramafických horninách, důležitých pro pochopení geodynamických procesů působících ve svrchním plášti, odhalilo nový typ plastického toku v silně deformovaných peridotitových nodulích z kimberlitů [Boullier & Nicolas, 1975]. Pozorované mikrostrukturní znaky byly interpretovány jako důsledek superplastického chování a strukturní podobnost s mylonity naznačuje, že by superplasticita mohla vysvětlovat některé typy mylonitů. "Superplasticita" popisuje kvazi-viskózní chování polykrystalických pevných látek vykazujících neobvykle velkou tahovou deformaci bez zaškrcení ($\epsilon \approx 1000\%$). Superplasticitu v jemnozrnných materiálech charakterizuje rozsáhlý skluz po hranicích zrn. K tomuto fenoménu dochází jen za specifických podmínek a sice: 1) vysoká teplota ($T/T_m > 0.5$, kde T_m je teplota tavení); 2) velmi malá velikost zrn (méně než asi 10 mikronů); 3) ne příliš vysoké napětí a rychlost deformace (při moc vysokém napětí a

rychlosti deformace se uplatňuje dislokačně řízený plastický tok). Pozorování superplastických materiálů také ukázalo, že: 4) přednostní orientace je v případě aktivity superplasticity zničena; 5) hustota dislokací bývá střední a 6) citlivost k rychlosti deformace $m = (\partial \ln \sigma) / (\partial \ln \dot{\epsilon})$ je vysoká ($m > 0.3$) [Boullier & Gueguen, 1975]. Boullier & Gueguen navrhli rozdělení mylonitů (tj. krystalických hornin, jež následkem silné deformace prodělaly výraznou redukci velikosti zrna) dle typu toku, který převládal během deformace (obr. 2.17):



Obr. 2.17: Schematické znázornění mylonitů třídy I a II. Deformace méně duktilního minerálu. [podle Boullier & Gueguen, 1975]

a) *Třída I* odpovídá deformaci za nízké teploty (vzhledem k T_m) a vysokého napětí. Minerál, ve kterém je recovery a rekrytalizace nejúčinnější, rekrytaluje jako první (olivín v peridotitu) a minerál, ve kterém tyto procesy nejsou efektivní, může vytvářet oka nebo nabývat (díky intragranulárnímu skluzu) velmi protaženého tvaru, až se vznikem budin (ortopyroxen).

b) *Třída II – SP mylonity* odpovídá vysokoteplotnímu, nízkonapěťovému režimu deformace. Narozdíl od předchozí skupiny začíná i druhý minerál rekrytalovat na velice malá zrna (10 mikronů). Když se utvoří velké množství těchto zrn, vyvolá skluz po hranicích mezi nimi superplastický tok.

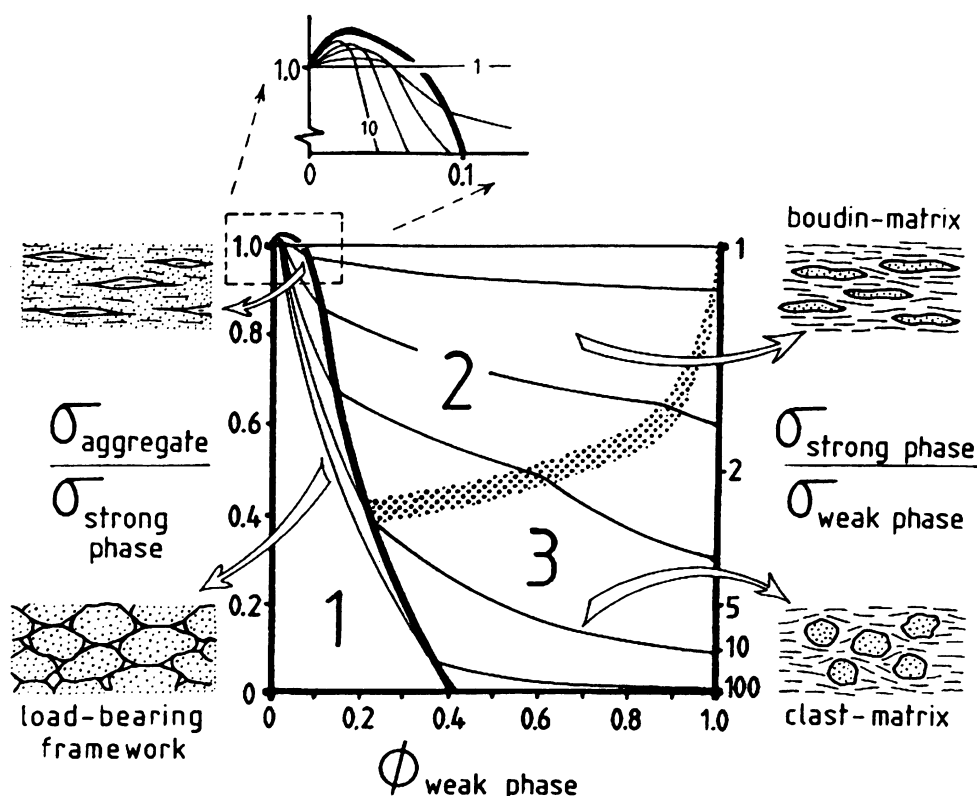
2.5. Deformace polyminerálních hornin

Tok hornin v pevném stavu se obvykle modeluje extrapolací laboratorních zákonů toku pro monominerální agregáty do přírodních rychlostí deformace a teplot v litosféře [např. Brace & Kohlstedt, 1980; Kirby, 1980; Carter & Tsenn, 1987]. Tento přístup však lze použít jen tehdy, pokud je jeden z minerálů dostatečně měkký nebo hojný vzhledem k ostatním, aby skutečně řídil reologii horniny. Mikrostrukturní studie polyminerálních tektonitů obvykle ukazují, že deformaci podléhá několik minerálů (spíše než jen jeden velmi měkký minerál) a ty společně určují reologii agregátu [White et al., 1980]. Duktilní a křehké porušení zahrnuje lokalizované změny v mikrostruktuře, které způsobují změny v dominantních deformačních mechanismech určujících tok polyminerálních hornin. Extrapolaci zákonů toku pro polyminerální horniny získaných laboratorně do přírodních rychlostí deformace komplikují odlišné nelineární tokové pevnosti obsažených minerálů [Kronenberg & Shelton, 1980]. V přírodě je napětí i deformace rozložena podle relativních tokových vlastností minerálů tvořících horniny.

Experimenty týkající se deformace dvoufázových agregátů naznačují, že měkká fáze má neúměrně velký vliv na pevnost agregátu [Le Hazif, 1978]. Měkčí minerál řídí reologii horniny při objemovém zastoupení (Φ_w) od asi 0.3 do 1.0 [Jordan, 1987; Ross et al., 1987]. Změkčující účinek měkkého minerálu na pevnost polyminerálních hornin s velmi nízkými podíly nejměkčí fáze ($\Phi_w < 0.3$) nastínil Tharp (1983). Pokud tvrdá fáze vytváří “load bearing framework” a poměrná pevnost obsažených fází dosahuje hodnoty 10 nebo více, závisí celková pevnost deformovaného agregátu hlavně na pevnosti tvrdé fáze a na tvaru a rozdělení prostoru vyplněného měkkou fází [Eudier, 1962; Griffith et al., 1979]. Jordan (1988) skombinoval při popisu deformačního chování biminerálních hornin Eudier-Tharpův model pro složení s nízkým Φ_w a planární “two-block” model pro složení se středním až vysokým Φ_w , ve kterém měkký minerál tvoří propojenou matrix a tvrdý minerál je pokládán za reologicky pasivní.

Handy (1990) rozdělil na základě pozorování mikrostruktur přírodních tektonitů, experimentální i teoretické práce mechanické a mikrostrukturní chování polyfázových agregátů do tří koncových členů znázorněných v diagramu normalizované pevnosti vs. objemové zastoupení měkké fáze (obr. 2.18). Normalizovaná pevnost je definována jako poměr pevnosti dvoufázového agregátu k pevnosti tvrdé fáze při dané teplotě a rychlosti deformace. Pravá osa udává poměr pevnosti tvrdé a měkké fáze. V doméně 1 tvoří tvrdá fáze podpůrnou “kostru” (load-bearing framework – LBF mikrostruktura), která obsahuje prostory (kapsy) vyplněné měkkou fází. Pevnost agregátu závisí především na pevnosti tvrdé fáze a na

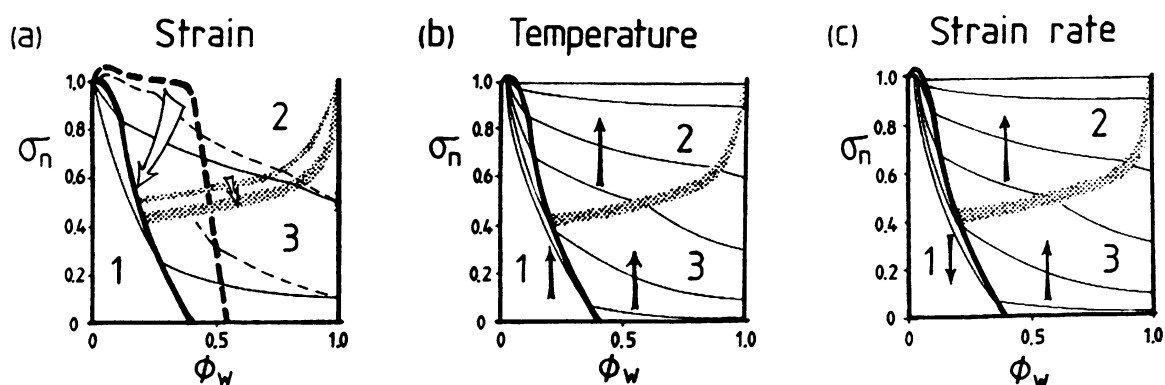
tvaru, objemu a rozdělení měkké fáze. Domény 2 a 3 představují reologie řízené matrix, jež vedou k vývoji mikrostruktury, která se vyznačuje tím, že měkkí fáze utváří propojenou měkkou matrix nebo vrstvy (interconnected weak layers – IWL mikrostruktura) a ty oddělují budiny či klasty tvrdší fáze [Handy, 1994]. Doménu 2 charakterizují protažené budiny tvrdší fáze v měkkí matrix. Poměrná pevnost minerálů je nízká a významná deformace obou fází poukazuje na jejich reologickou aktivitu. V doméně 3 (clast-matrix) se tvrdá fáze vyskytuje ve formě relativně nedeformovaných klastů a je tedy považována za reologicky pasivní. Tyto mikrostruktury svědčí o vyšších podílech pevnosti minerálů než u domény 2.



Obr. 2.18: Hypotetický diagram normalizované pevnosti agregátu (levá osa) vs. objemové zastoupení měkké fáze (horizontální osa) pro dvoufázový agregát. Silná čára představuje hranici mezi “framework-supported” reologiemi (doména 1) a reologiemi řízenými matrix (doména 2 a 3). Tečkovaná křivka značí přechod z reologie “boudin-matrix” (doména 2) do “clast-matrix” (doména 3). Tenké křivky jsou kontury normalizované pevnosti horniny pro různé poměry pevnosti minerálů. [podle Handy, 1990]

Napětím vyvolaný přechod mezi reologiemi, které se váží ke vzniku LBF a IWL mikrostruktury, se vyskytuje současně s výrazným poklesem pevnosti horniny [Jordan, 1987]. Progresivní deformace a změkčování spojené s vývojem foliace má za následek posun křivky ohraničující doménu 1 z původní pozice před deformací (silná přerušovaná čára v obr. 2.19a) směrem dolů do nižších normalizovaných pevností (šipka a silná plná čára v obr. 2.19a). Při nízkých počátečních napětích se hranice oddělující reologické domény 2 a 3 a kontury

normalizované pevnosti horniny za konstantního poměru pevnosti minerálů v těchto doménách také posouvají směrem dolů. Vliv napětí v doméně 2 a 3 je největší při středních až nízkých hodnotách Φ_w , protože tehdy se celkové snížení koncentrace napětí provázející vývoj foliace projevuje zřetelněji než při vyšším Φ_w . Jakmile se v některé z domén vyvine stabilní mikrostruktura, může další napětí změnit rozdíl pevností obsažených minerálů. V důsledku toho se mění poloha deformované horniny v obr. 2.18, směr posunu závisí na tom, zda dochází ke změkčování nebo tvrdnutí tvrdé fáze vzhledem k fázi měkké. Rychlost deformace a teplota působí na reologii LBF polyminerálních hornin zcela opačně (doména 1 v obr. 2.19b a 2.19c). Zvýšená teplota a/nebo snížená rychlost deformace zmírňuje koncentraci napětí ve zúžených místech load-bearing framework a vede tedy k posunu pozice deformované horniny směrem k vyšším hodnotám normalizované pevnosti pro dané Φ_w (obr. 2.19b). U matrix-supported reologií (doména 2 a 3) ovlivňuje obvykle teplota i rychlost deformace pevnost horniny podobným způsobem (šipky v obr. 2.19b a 2.19c). Zvýšení teploty a rychlosti deformace zapříčiňuje zmenšení poměrné pevnosti většiny minerálů, pozice hornin se vzhledem ke konturám v doménách 2 a 3 přesouvá vzhůru.



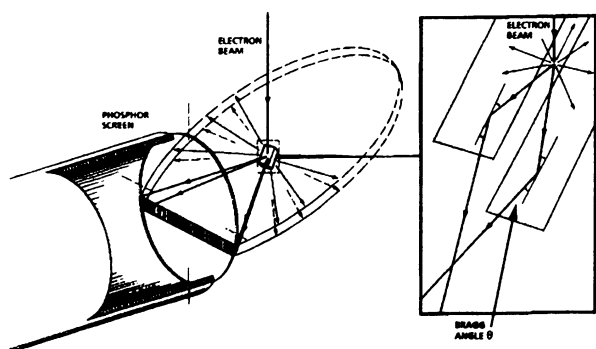
Obr. 2.19: Hypotetické diagramy normalizované pevnosti vs. složení znázorňující vliv rostoucího (a) napětí, (b) teploty a (c) rychlosti deformace. Otevřené šipky v obr. 2.19a naznačují posun hranice domén a kontur pevnosti horniny z poloh při nižším napětí (přerušované linie) do poloh při vyšším napětí (plné linie). Plné šipky v obr. 2.19b a 2.19c ukazují změnu pozice deformovaných hornin vzhledem ke konturám normalizované pevnosti horniny.

3. MIKROSTRUKTURNÍ POZOROVÁNÍ

3.1. Měření LPO metodou EBSD

Měření LPO metodou EBSD probíhalo v LAREM – Laboratoři rentgenové mikroanalýzy – v pobočce České geologické služby v Praze 5 na Barrandově s využitím rastrovacího elektronového mikroskopu CamScan CS 3200 a systému difrakce zpět odražených elektronů NORDLYS II (HKL Technology) v kombinaci s počítačovým softwarem Channel 5.

EBSD (Electron Backscattered Diffraction – difrakce zpět odražených elektronů) je technika umožňující získávat krystalografické informace ze vzorků v SEM (rastrovacím elektronovém mikroskopu). Nehybný svazek elektronů dopadá na nakloněný krystalický vzorek svírající s horizontálou úhel 70° . Atomy hmoty rozptylují neelasticky, s malou ztrátou energie, část elektronů, čímž se utváří divergentní zdroj elektronů těsně u povrchu vzorku. Některé z těchto elektronů dopadají na atomové plochy pod úhly, které splňují Braggovu rovnici: $n\lambda = 2d \sin\theta$, kde n je celé číslo, λ vlnová délka elektronů, d rozteč difraktující plochy a θ je úhel dopadu elektronů na difraktující plochu. Takové elektrony jsou difraktovány od



Obr. 3.1: Způsob utváření difrakčního obrazce na fluorescenčním stínítku. Vysvětlení v textu.

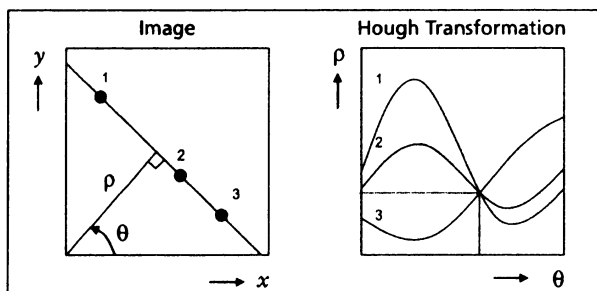
předního i zadního povrchu ploch tak, že vytvářejí sérii spárovaných kuželů s velkým vrcholovým úhlem. Každý pár kuželů odpovídá jedné difraktující ploše. Uvedeným způsobem vzniká obraz na fluorescenčním stínítku, oblasti zvýšené intenzity elektronů mezi kužely produkují charakteristické Kikuchiho pásy v EBSD obrazci (obr. 3.1). Z důvodu velkého vrcholového úhlu (poloviční úhel = $90 - \theta$)

kuželů elektronů jsou Kikuchiho pásy přibližně rovné. Středové linie Kikuchiho pásů znamenají průsečík difraktujících krystalových ploch s fluorescenčním stínítkem. Šířku w Kikuchiho pásů blízko středu obrazce lze vyjádřit jako: $w \approx 2l\theta \approx n\lambda/d$, kde l vyjadřuje vzdálenost vzorku od stínítka, tedy plochy se širokými roztečemi (d) dávají tenčí pásy než úzké plochy. Difrakční obrazec, vázaný na krystalovou strukturu vzorku, snímá citlivá CCD (charge coupled device) kamera a poskytuje ho k dalšímu zpracování na počítači.

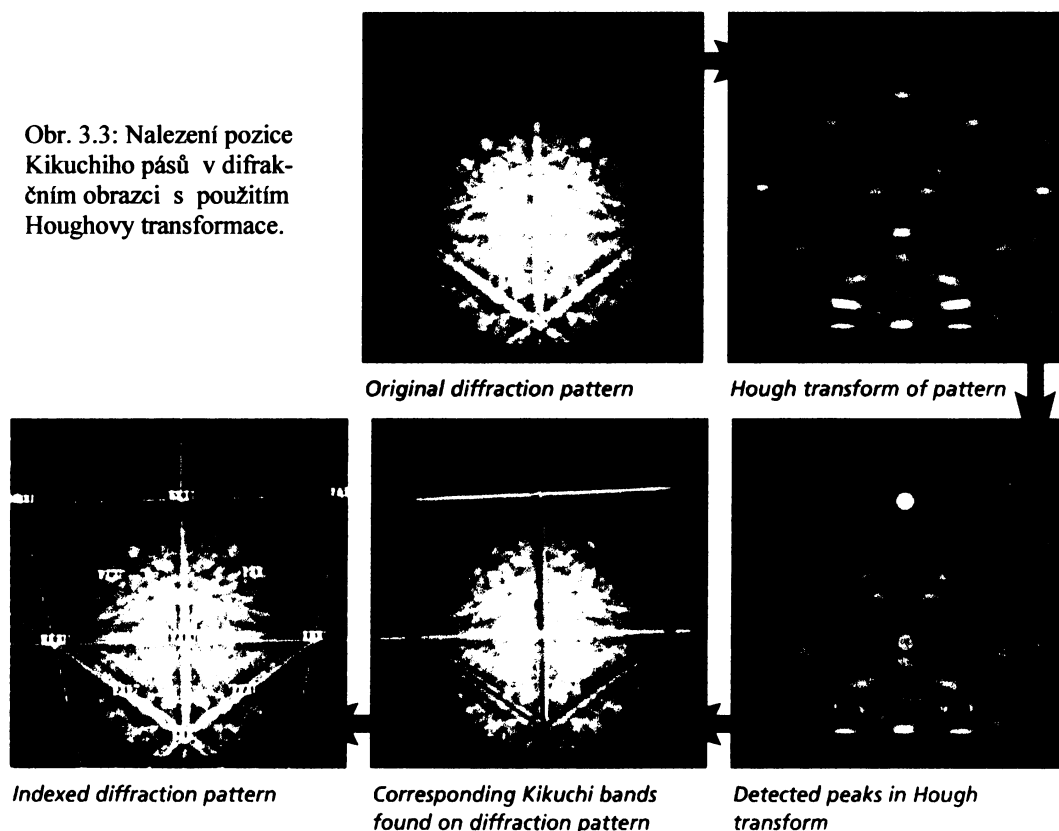
Počítač zpracovává digitalizovaný difrakční obrazec a vypočítává orientaci krystalu z umístění Kikuchiho pásů. Ke zjištění polohy pásů slouží Houghova transformace. Převod

mezi souřadnicemi (x, y) difrakčního obrazce a souřadnicemi (ρ, θ) Houghova prostoru se řídí následujícím vztahem (obr. 3.2): $\rho = x \cos\theta + y \sin\theta$. Přímou linii charakterizuje ρ – kolmá vzdálenost od počátku a θ – úhel mezi kolmicí procházející počátkem a osou x , a je tedy reprezentována jediným bodem v Houghově prostoru. Kikuchiho pásy se přeměňují na světlá místa v Houghově prostoru, která mohou být detekována a použita k výpočtu původních poloh pásů (obr. 3.3).

Obr. 3.2: Houghova transformace dovoluje převod linií difrakčního obrazce na body v Houghově prostoru.

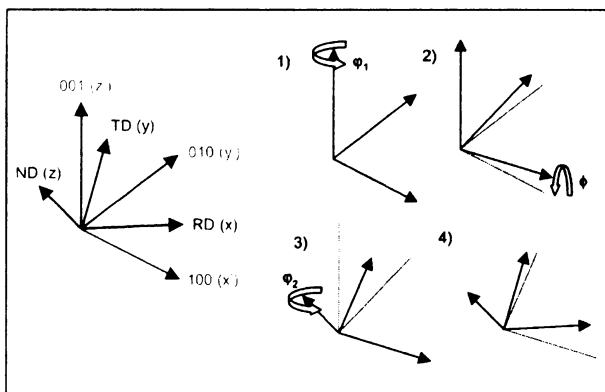


Obr. 3.3: Nalezení pozice Kikuchiho pásů v difrakčním obrazci s použitím Houghovy transformace.



Vlastní měření mřížkové přednostní orientace vyhodnocováním EBSPs (Electron Backscatter Patterns) se provádí v programu Flamenco, který je součástí balíku programů Channel 5 (HKL Technology). Pro měření LPO rekrystalovaných zrn je nejprve třeba najít ve výbruse jemnozrnnou oblast s dostatečným množstvím zrn. Pomocí funkce SEM se zhotoví obraz zájmové oblasti v požadovaném měřítku. Zvolíme vhodný způsob měření – interaktivní nebo automatický, který umožňuje bodové či profilové snímání a mapování. V interaktivním

režimu nejdříve kliknutím umístíme svazek elektronů (Position beam) do zrna, jehož mřížkovou orientaci chceme určit. Zkoušíme více bodů v zrna a sledujeme přitom okno Live EBSP, vybíráme bod, kterému odpovídají co nejvýraznější Kikuchiho pásy. Klikneme na Snap EBSP, Detect bands (počítač znázorní přerušovanými čarami polohu pásů) a Index EBSP. Pokud Flamenco nenalezne řešení nebo indexuje obrazec nepřesně, musíme se vrátit zpět na detekci pásů a opravit vyznačení jejich pozice manuálně. Někdy nabídne Flamenco pro daný EBSP více než jedno řešení. V takovém případě označujeme postupně v Property Control Panel jednotlivá řešení a kontrolujeme, které nejlépe koresponduje s Kikuchiho pásy v EBSP. Řešení jsou seřazena vzestupně podle MAD (= mean angular deviation, tj. střední úhlová odchylka). Vybrané řešení se uloží ve formě tří Eulerových úhlů, které definují orientaci krystalových os měřeného zrna vzhledem k osám souřadné soustavy vzorku (obr. 3.4).



Obr. 3.4: Vymezení Eulerových úhlů $\varphi_1\Phi\varphi_2$. Schéma znázorňuje rotace potřebné k umístění souřadného systému krystalu (červeně) do systému vzorku (modře). První rotace φ_1 je okolo osy z souřadného systému krystalu. Druhá rotace je Φ okolo nové osy x. Třetí je φ_2 okolo nové osy z. Tečkované linie ukazují pozice os před poslední rotací.

Zaměříme svazek elektronů na další zrna a pokračujeme v měření. Interaktivně byla měřena LPO olivínu a enstatitu ve výbrusech SPB9a, 9b, 9c (protolit – hrubozrný lherzolit), mateřská zrna v deformovaných vzorcích a některé rekrystalované domény, které vykazovaly horší difrakce a úspěšnost automatického indexování by tedy mohla být příliš nízká. Pro většinu oblastí rekrystalovaných zrn olivínu i ortopyroxenu mohlo být využito automatického způsobu měření, a sice toho, který vychází z posunu elektronového svazku mezi jednotlivými body měření (Beam scanning). V okně New Job zadáme New Point Scan, po pojmenování přejde Flamenco na SEM obraz, ve kterém si klikáním navolíme místa analýzy mřížkové orientace (do každého zrna jeden bod). Flamenco je označuje čísly a řadí do seznamu (Points list), kde lze nežádoucí body případně vymazat. Při spuštění procesu pak začne procházet SEM obraz bod po bodu, přičemž načítá a vyhodnocuje EBSPs. Jinou metodu sloužící k rozboru mikrostruktur v automatickém režimu představuje mapování ploch na povrchu vzorku. Principem je shromažďování EBSPs z pravidelné sítě a následná konstrukce mapy

orientací. V nabídce okna New Job vybereme mezi Beam Jobs New Mapping, pojmenujeme a ukáže se SEM obraz. V Property Control Panel nastavíme parametry projektu – počet bodů ve směru X i Y a rozestupy mezi body (velikost kroku). Modrý rámeček v SEM obrazu znázorní umístění a velikost mapované oblasti, které můžeme myší opravit. Funkce Center Job přemísťuje mapovanou oblast do středu zorného pole. Jestliže definujeme velikost kroku a stiskneme Maximize # points, Flamenco automaticky vyplní zorné pole největším možným počtem bodů pro danou velikost kroku. Nastavíme posloupnost vzorkování, obvykle se doporučuje předvolený postup Top-Left in X (odshora, zleva doprava), nicméně jiné postupy mohou například pomoci redukovat vlivy nabíjení vzorku. Nakonec už jen klikneme na Add Job to List a spustíme. Mapy LPO byly sestrojeny pro rekrystalovaný ortopyroxen v pásech zalomení ve výbruse SPB8a.

Vynášení výsledků měření LPO do pólových diagramů probíhalo v programu Mambo a zpracování a úprava map LPO v programu Tango (Channel 5). Co se týče pólových diagramů, zvolila jsem Equal Area – Lower hemispheres projekci, další údaje včetně aplikovaných rozestupů kontur (konturuje se násobky stejnoměrného rozdělení na jednotku plochy – m.u.d.) jsou připojeny u každého diagramu. Pokud není řečeno a vyznačeno jinak, byly výbrusy zhotoveny jako XZ řezy horninou a plochu foliace představuje v diagramech směr V-Z (lineace je horizontální v této ploše), jak je znázorněno v diagramu 3.3.

3.2. SPB9 – hrubozrnná mikrostruktura

Výbrusy SPB9a, 9b a 9c byly zhotoveny ze vzorku hrubozrnného granátového peridotitu (olivín + ortopyroxen + klinopyroxen + granát + malé množství flogopitu) (foto 3.1), který je makroskopicky bez foliace. V těchto výbrusech jsem provedla měření mřížkové přednostní orientace vždy u všech zrn olivínu a ortopyroxenu. Uvážíme-li znalosti o relativní energetické náročnosti různých skluzných systémů v olivínu a ortopyroxenu, usuzujeme ze společné stavby obou minerálů, že se u olivínu jedná o následek dislokačního skluzu na nejsnadnějším, typickém vysokoteplotním systému (010)[100] a u ortopyroxenu na systému (100)[010].

Diagram 3.1:
LPO olivínu ve výbrusech SPB9a, 9b a 9c.

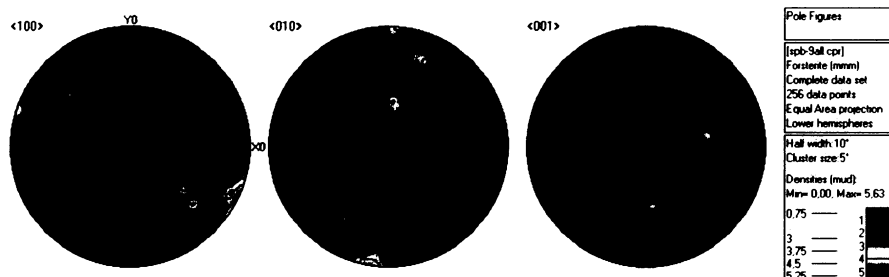


Diagram 3.2:
LPO ortopyroxenu ve výbrusech SPB9a, 9b a 9c.

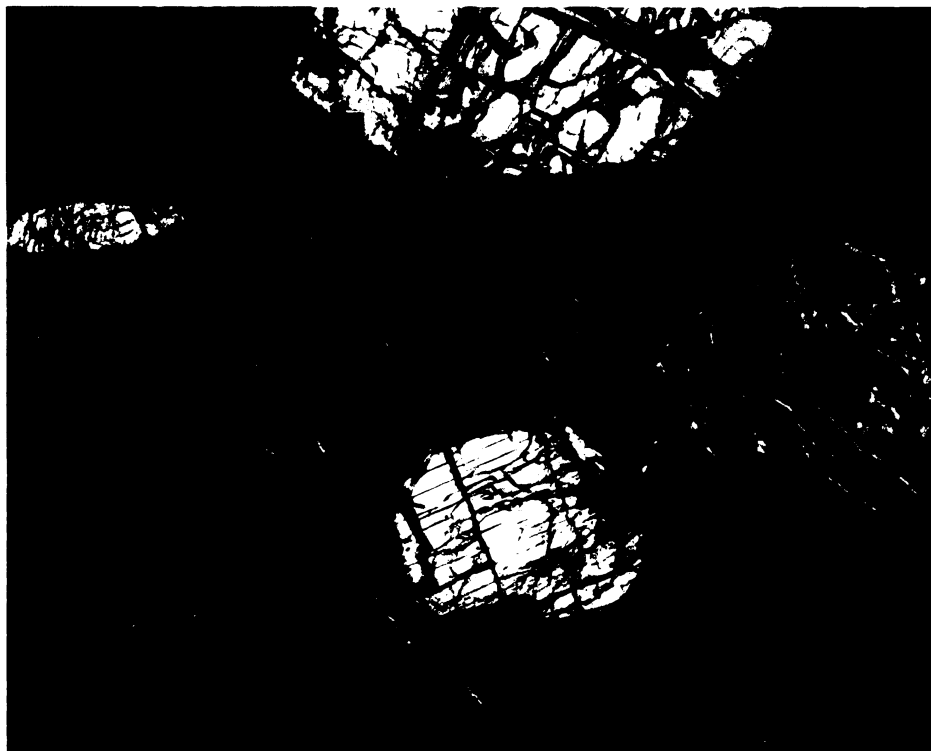
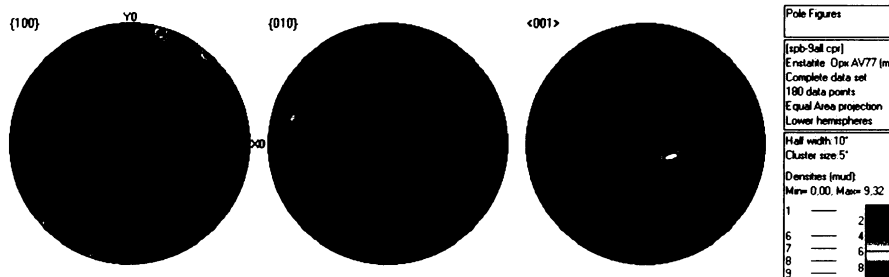


Foto 3.1:
Hrubozrnná mikrostruktura ve výbruse SPB9b.

3.3. SPB3a – LBF mikrostruktura

Výbrus SPB3a reprezentuje stádium začátku rekrytalizace a vyznačuje se LBF (load-bearing framework) mikrostrukturou. Olivín, který představuje měkčí fázi v hornině, dynamicky rekrytalizuje na jemnozrnnou matrix. Porfyroklasty olivínu však ještě zůstávají do značné míry zachovány, jsou zřetelně protažené a vyplňují převážnou část prostor mezi doménami ortopyroxenu. Ortopyroxen, coby tvrdší fáze, kinkuje za vzniku složených pásů zalomení, nebo vykazuje undulózní zhášení svědčící o ohýbání krystalové mřížky. Začíná též dynamicky rekrytalizovat. Domény nově vytvořených zrn se omezují především na okraje porfyroklastů (“core and mantle” mikrostruktura) a oblasti mezi nimi (rekrytalovaná zrna propojují porfyroklasty, které k sobě poměrně těsně přiléhají). Malé množství dynamicky rekrytalovaného ortopyroxenu se objevuje rovněž v pásích zalomení, přičemž rekrytalizace postupuje od okrajů do středu pásu, kde bývá obvykle patrný relikt původního zrna.



Foto 3.2:
Uprostřed zrna Opx
s pásy zalomení.

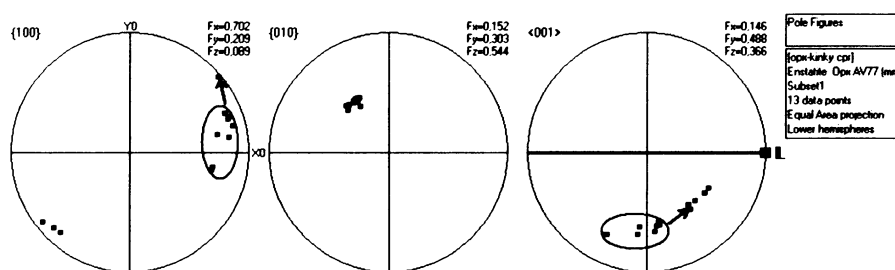


Diagram 3.3:
Výsledky měření LPO
v pásích zalomení (viz
foto 3.2). Elipsy ukazu-
jí možné původní pozice
pólů na plochu (100)
a os [001]. Růžovou
čarou vyznačena folia-
ce, lineace označena L.

Měření LPO kinkových pásů v ortopyroxenu (foto 3.2) ukazuje, že zatímco plocha (010) si zachovává stále stejnou orientaci, plocha (100) zaujímá v podstatě dvě odlišné polohy (diagram 3.3), které pravděpodobně odpovídají původní a nové orientaci krystalové mřížky dosažené zalomením v reakci na působící napětí. Pozorovanou LPO tedy interpretujeme tak, že se plocha (100) kinkováním dostává do výhodnější polohy bližší deformační foliaci.

LPO porfyroklastů Opx a dynamicky rekrystalovaných zrn v doméně mezi nimi (foto 3.3) znázorňují diagramy 3.4 a 3.5. Pozorujeme, že mateřské zrno je dobře orientováno pro snadný skluz (plocha (100) v poloze relativně blízké foliaci a osa [001] blízká lineaci protažení) a osy [001] rekrystalovaných zrn leží ve směru skluzu. V případě výhodné orientace mateřského zrna se nově vytvořená rekrystalovaná zrna velmi lehce dostávají do polohy snadného skluzu.

Foto 3.3:
Porfyroklasty Opx a domény tvořené dynamicky rekrystal. zrna.

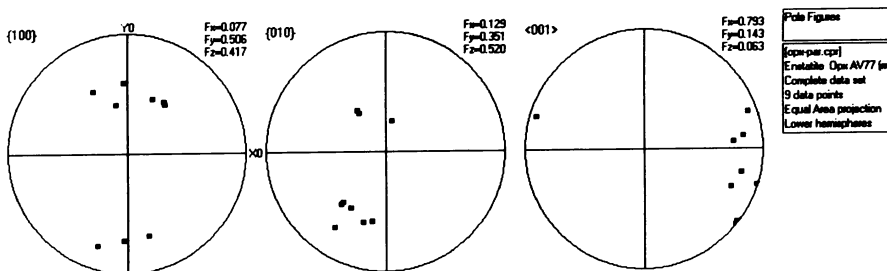
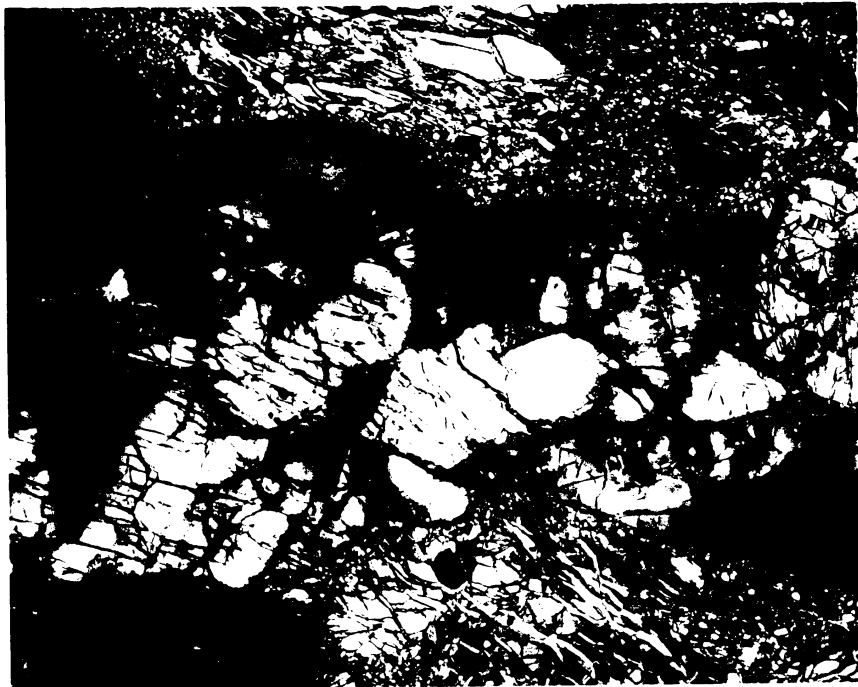


Diagram 3.4:
LPO mateřského Opx
(viz foto 3.3).

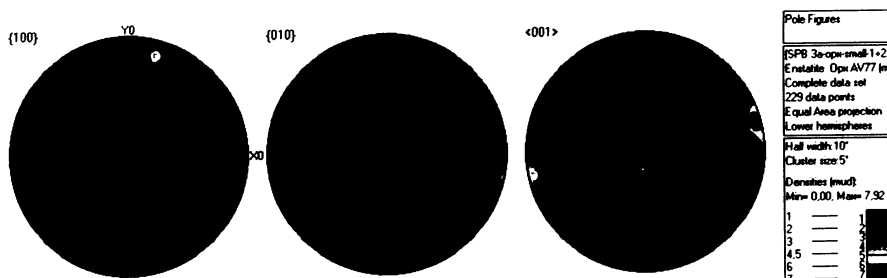


Diagram 3.5:
LPO rekrystalovaných zrn Opx
(viz foto 3.3) svědčící o skluzu na systému (100)[001].

Výsledky měření LPO mateřského a rekrystalovaného Opx na jiném místě ve výbruse naznačují, že LPO rekrystalovaných zrn silně závisí na orientaci mateřského zrna. Pokud se mateřské zrn nachází v nevýhodné orientaci (diagram 3.6 - osy [001] orientovány kolmo k lineaci protažení), není LPO nových zrn jednoznačná (diagram 3.7), zvláště pokud jde o směr skluzu.

Diagram 3.6:
LPO porfyroklastů Opx.

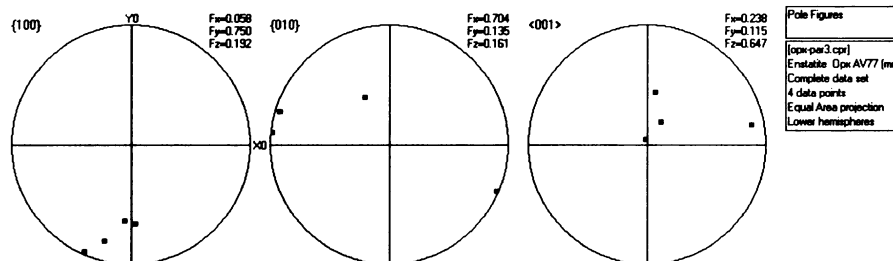
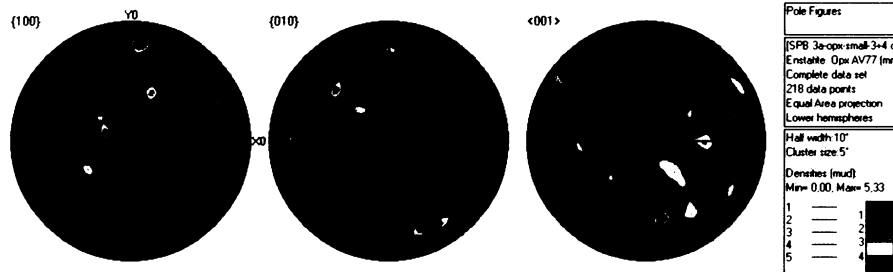


Diagram 3.7:
LPO rekrystalovaného Opx. Plochy (010) se natočily do pozice bližší foliaci. Směr skluzu je nejasný.



LPO olivínu v tomto výbruse ukazuje, že se nově rekrystalovaná zrna ještě nedostávají do své pozice snadného skluzu. Při dynamické rekrystalizaci se pouze rozptyluje silná koncentrovaná stavba porfyroklastů (diagramy 3.8 a 3.9, 3.10 a 3.11). V tomto iniciálním stadiu rekrystalizace při LBF mikrostruktuře mohou porfyroklasty ovlivňovat napěťové pole a kontrolovat tak duktilní tok olivínu, jehož směr se nemusí shodovat se směrem deformace. Olivín teče do míst, kde mu to umožňuje tvrdý ortopyroxen.

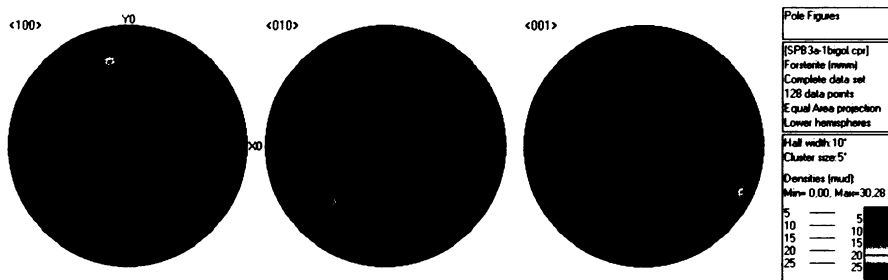


Diagram 3.8:
LPO porfyroklastu Ol.

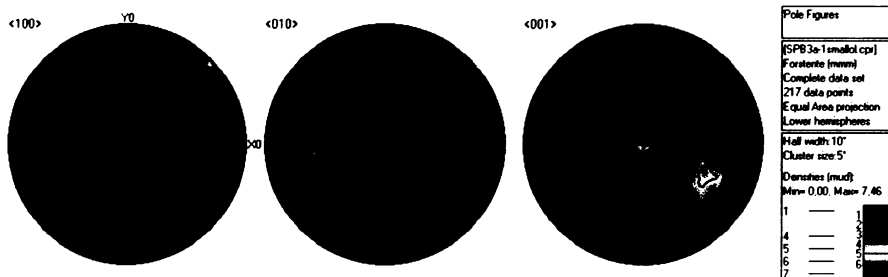


Diagram 3.9:
LPO rekrystalovaného Ol v blízkosti porfyroklastu z diagramu 3.8.

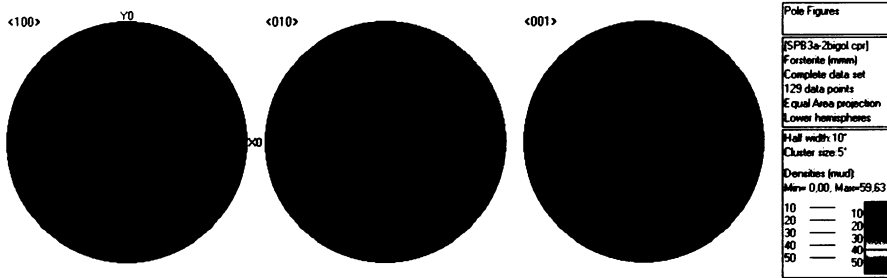


Diagram 3.10:
LPO porfyroklastu Ol.

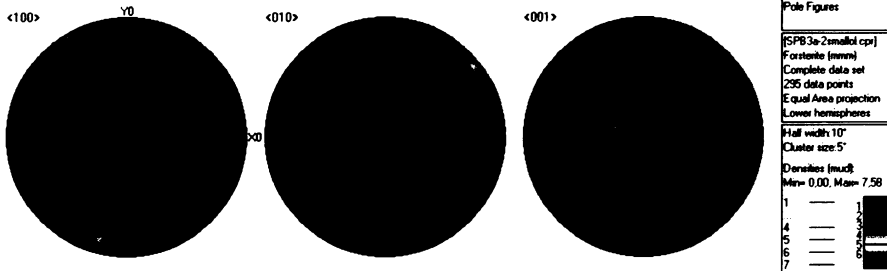


Diagram 3.11:
LPO rekrystalovaného Ol
v blízkosti porfyroklastu
z diagramu 3.10.

3.4. SPB8a – IWL mikrostruktura

Výbrus SPB8a reprezentuje střední stadium rekrystalizace. Dynamická rekrystalizace dále pokročila. Vyskytuje se méně zachovalých porfyroklastů olivínu. Domény rekrystalovaného olivínu jsou mezi sebou dobře propojeny a oddělují výrazně protažené porfyroklasty ortopyroxenu. Pozorovanou mikrostrukturu lze charakterizovat jako IWL (interconnected weak layers). Ortopyroxen rekrystaluje zvláště v pásech zalomení (foto 3.4 a 3.5) a při hranicích zrn.

Porfyroklasty ortopyroxenu pasivně rotují v olivínové matrix do pozice nejsnadnějšího skluzu, tj. skluzu na systému (100)[001] (diagram 3.12 – osy [001] jsou orientovány paralelně s lineací protažení a plochy (100) se převážně nacházejí v pozici blízké foliaci). Ty části ortopyroxenového zrna (kinkové pásy), které mají špatnou orientaci vůči skluzu, jdou do dynamické rekrystalizace, díky které dosáhnou orientace výhodné pro skluz. Kinkové pásy jsou zcela nahrazeny novými rekrystalovanými zrny a pásy hostitelského zrna si zachovávají podobnou krystalografickou orientaci výhodnou pro nejsnadnější skluz na systému (100)[001].

Diagram 3.12:
LPO porfyroklastů Opx
z celého výbrusu.

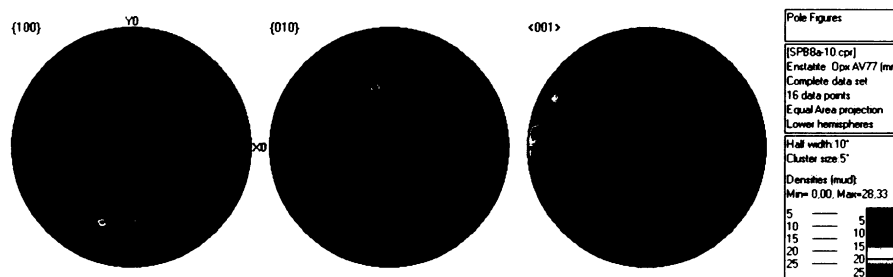




Foto 3.4:
Zrno Opx s pásy
zalomení vyplně-
nými rekryst. zrn.

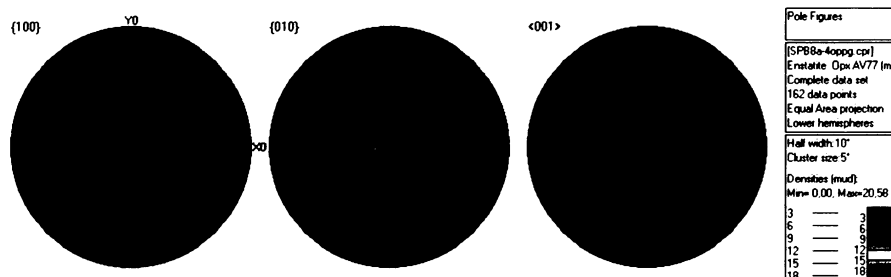


Foto 3.5:
Detail rekrystalova-
ných zrn Opx
v pásách zalomení.

Výsledky měření LPO rekrystalovaného ortopyroxenu v pásu zalomení (viz foto 3.4 – prostřední z úzkých pásů) znázorňuje mapa 3.1 na následující straně. Pozorovanou stavbu interpretujeme jako následek dislokačního skluzu na systému $(100)[001]$, výrazná asymetrie umístění krystalových směrů $[001]$ a $[100]$ vůči X a Z ose elipsoidu konečné deformace může

indikovat silnou simple shear komponentu. Plochy (010) si udržují stabilní pozici kolmo k ploše foliace. Přítomnost nízkoúhlových hranic (vyznačeny červeně) poukazuje na značný pohyb dislokací s utvářením dislokačních stěn. Zmíněná asymetrie pozic ploch (100) vzhledem k ploše foliace je patrná i z měření LPO rekrystalovaného ortopyroxenu v jiném, širším pásu s odlišným sklonem (diagram 3.13 a mapa 3.2). Zdá se tedy být nezávislá na průběhu kinkového pásu.

Diagram 3.13:
Výsledky měření LPO rekrystalovaného Opx v pásu zalomení (viz mapa 3.2) – oppg, tj. 1 bod na zrně. Pozice mateřského zrna vyznačena růžově.



Mapa 3.2:
Mapa LPO nově vytvořených zrn ortopyroxenu v kinkovém pásu. Nízkoúhlové hranice znázorněny červeně.



V blízkosti protaženého porfyroklastu ortopyroxenu s výše popsanou selektivní rekrystalizací v kinkových pásích byla zkoumána i LPO olivínu, a to jak porfyroklastu, tak rekrystalovaných zrn (foto 3.6). Výsledky měření LPO porfyroklastu (diagram 3.14) a rekrystalovaného olivínu (diagram 3.15) nad kinkovaným zrnem Opx naznačují, že LPO

nových zrn je stále do značné míry řízena orientací mateřského zrna. Co se týče polohy směrů [010] a [001], pozorujeme rozptýl původní stavby, zatímco osa [100] má tendenci natáčet se do směru bližšího lineaci protažení. Výsledná stavba rekrystalovaného olivínu nad porfyroklastem Opx odpovídá dislokačnímu skluzu na systému (010)[100]. LPO dynamicky rekrystalovaného olivínu pod kinkovaným zrnem Opx (diagram 3.16) interpretujeme jako důsledek skluzu na systému (0kl)[100] – dle Tommasi et al. (1999) tzv. [100] axial pattern, (010) a (001) sdílejí foliační plochu.

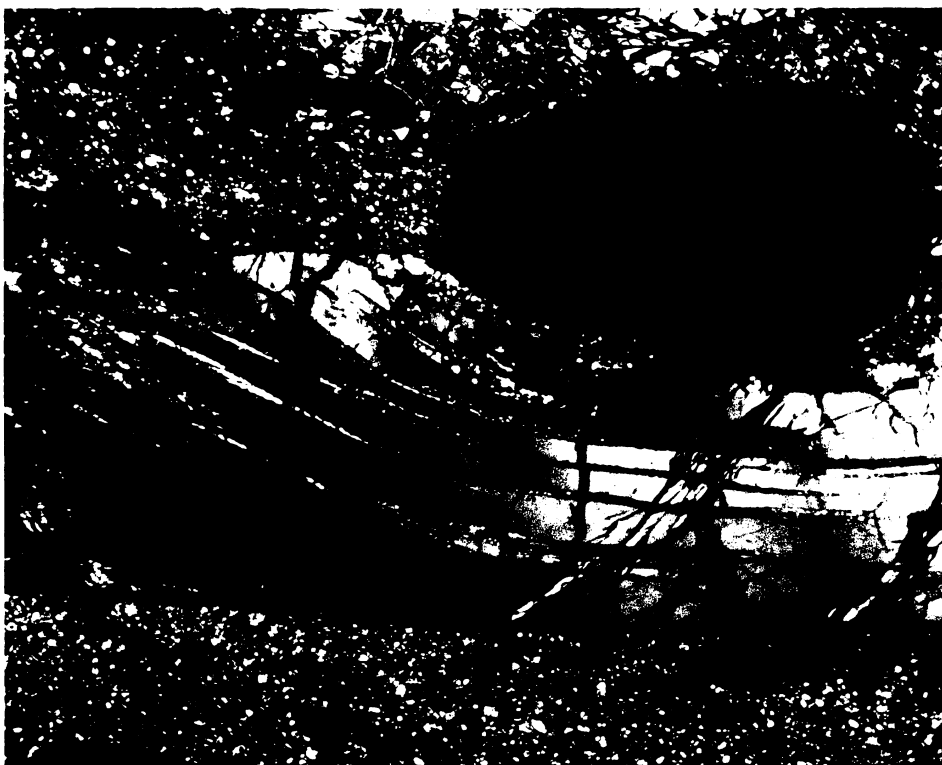


Foto 3.6:
Protažený porfyroklast Opx s pásy zalomení, v nichž dochází k rekrystalizaci. Vpravo nad ním zploštělý Grt, okolo rekrystalovaný olivín.

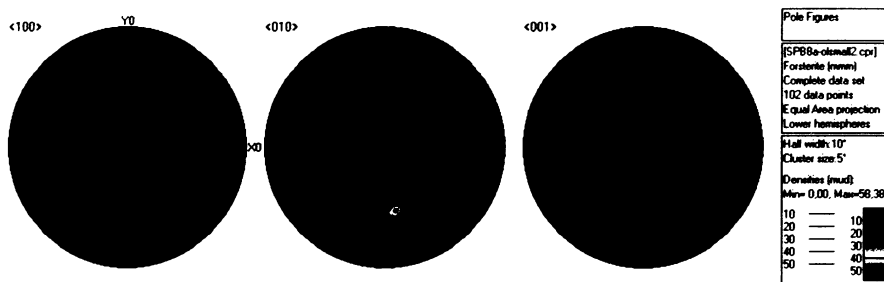


Diagram 3.14:
LPO porfyroklastu Ol nad kinkovaným zrnem ortopyroxenu.

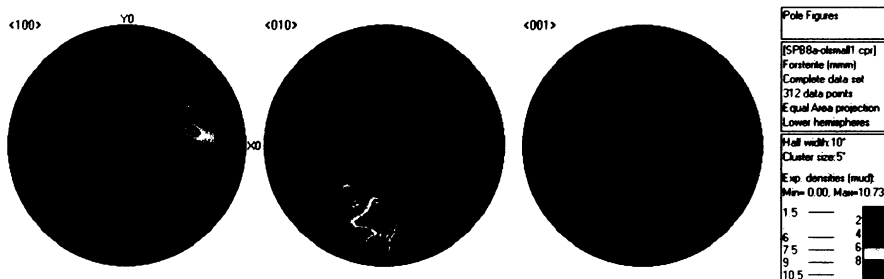
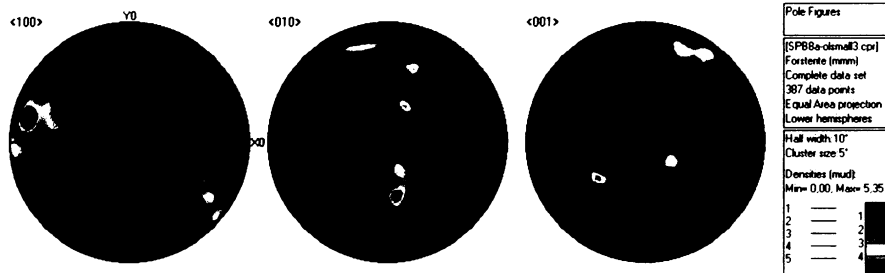


Diagram 3.15:
LPO rekrystalovaného olivínu nad kinkovaným zrnem Opx.

Diagram 3.16:
LPO rekrystalovaného
olivínu pod kinkova-
ným zrnem Opx.



LPO porfyrklastů a domén rekrystalovaného olivínu na jiném místě ve výbrusu SPB8a rovněž nasvědčuje tomu, že se osa [100] natáčí díky dynamické rekrystalizaci do pozice bližší lineaci protažení (diagramy 3.17 a 3.18, 3.19 a 3.20). Pozorovaná stavba v doménách rekrystalovaného olivínu vypovídá o dislokačním skluzu na systému (001)[100], stále se projevuje zřetelná vazba na orientaci mateřských zrn.

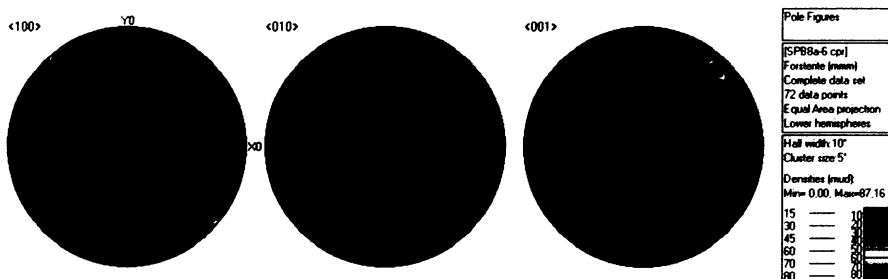


Diagram 3.17:
LPO porfyrklastů Ol.

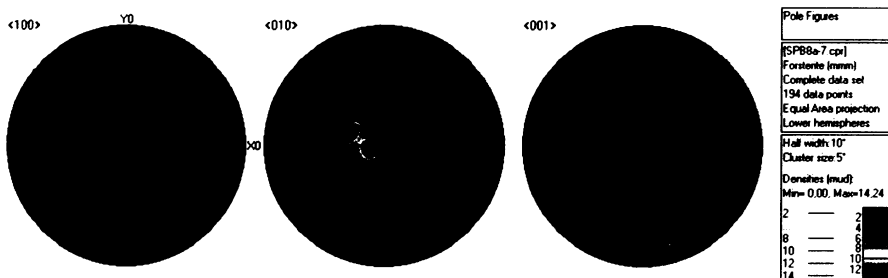


Diagram 3.18:
LPO rekrystalovaného
olivínu.

Diagram 3.19:
LPO porfyrklastů Ol.

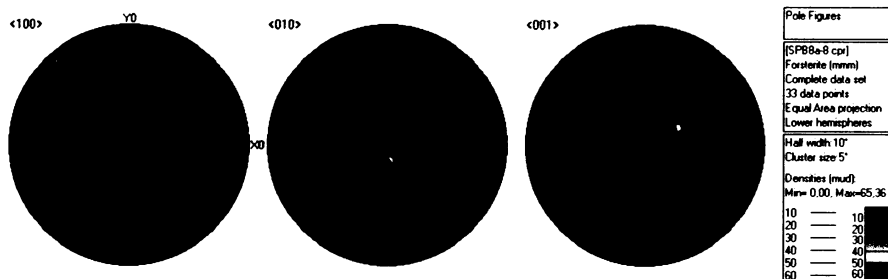
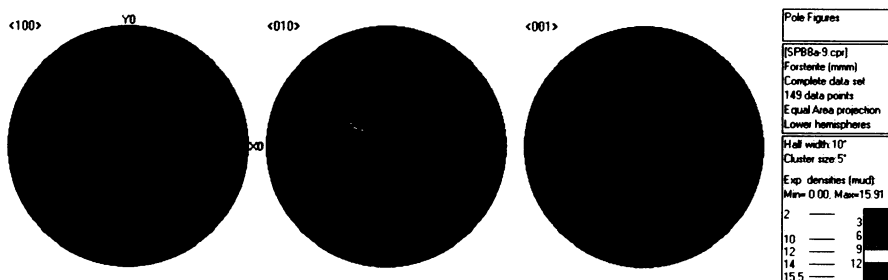


Diagram 3.20:
LPO rekrystalovaného
olivínu.



3.5. SPB7 – IWL mikrostruktura

Výbrus SPB7 reprezentuje stadium pokročilé rekrytalizace. Porfyroklasty olivínu zůstaly zachovány pouze ojediněle, jinak olivín vesměs podlehl dynamické rekrytalizaci vedoucí k výrazné redukci velikosti zrna a vytváří dobře propojenou jemnozrnnou matrix, jež obklopuje domény tvořené ortopyroxenem. V nich se obvykle vyskytují relikty starých zrn Opx lemované či protkané sítěmi nových rekrytalovaných zrn. Někdy dochází k úplnému nahrazení porfyroklastů ortopyroxenu rekrytalovanými zrn. Pozorované jevy nasvědčují SGR rekrytalizaci charakterizované rotací subzrn v reakci na migraci dislokací do stěn subzrna během progresivní deformace. Domény ortopyroxenu ohraničuje úzký “lem” tvořený serpentinem, jsou tedy od okolního rekrytalovaného olivínu odděleny a nedochází ke vzájemné mixaci nových zrn obou fází. Celkovou mikrostrukturu lze popsat jako IWL. V tomto vzorku byla, narozdíl od některých jiných deformovaných vzorků, kde se klinopyroxen objevuje výhradně v asociaci s rekrytalizací Opx a primární zrna nejsou přítomna, sledována i zrna původního klinopyroxenu, která vstupují do dynamické rekrytalizace.

LPO rekrytalovaného ortopyroxenu (viz foto 3.7 – horní část domény) v doméně protažené subparalelně s lineací odpovídá dislokačnímu skluzu na nejsnadnějším skluzném systému (100)[001] (diagram 3.22). Dosažení této výhodné orientace bylo pravděpodobně podpořeno dobrou orientací mateřského zrna - plochy (100) v pozici blízké foliaci, směry [001] relativně blízké lineaci protažení (diagram 3.21). Nápadná je však asymetrie umístění směrů [001] a normál na plochu (100) vůči hlavním X a Z směrům elipsoidu konečné deformace indikující nejspíše výrazné zastoupení střížné složky deformace.

Diagram 3.21:
LPO mateřského Opx
v doméně ortopyroxenu
na fotografii 3.7 na
následující straně.

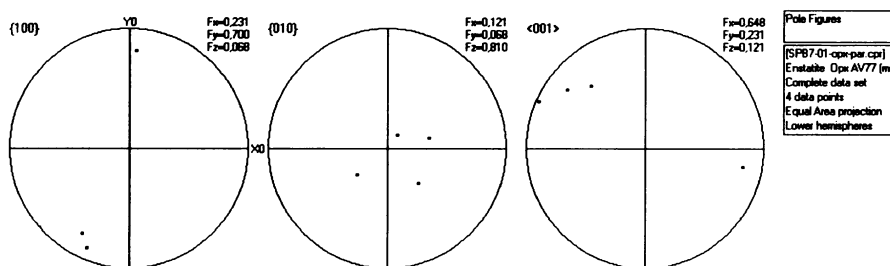
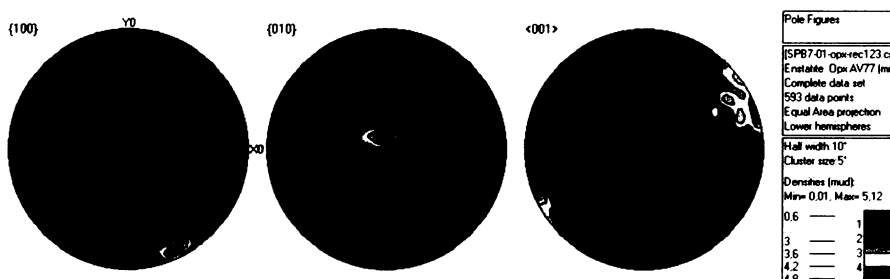


Diagram 3.22:
LPO rekrytalovaného
Opx v horní části domény
na fotografii 3.7 na
následující straně.



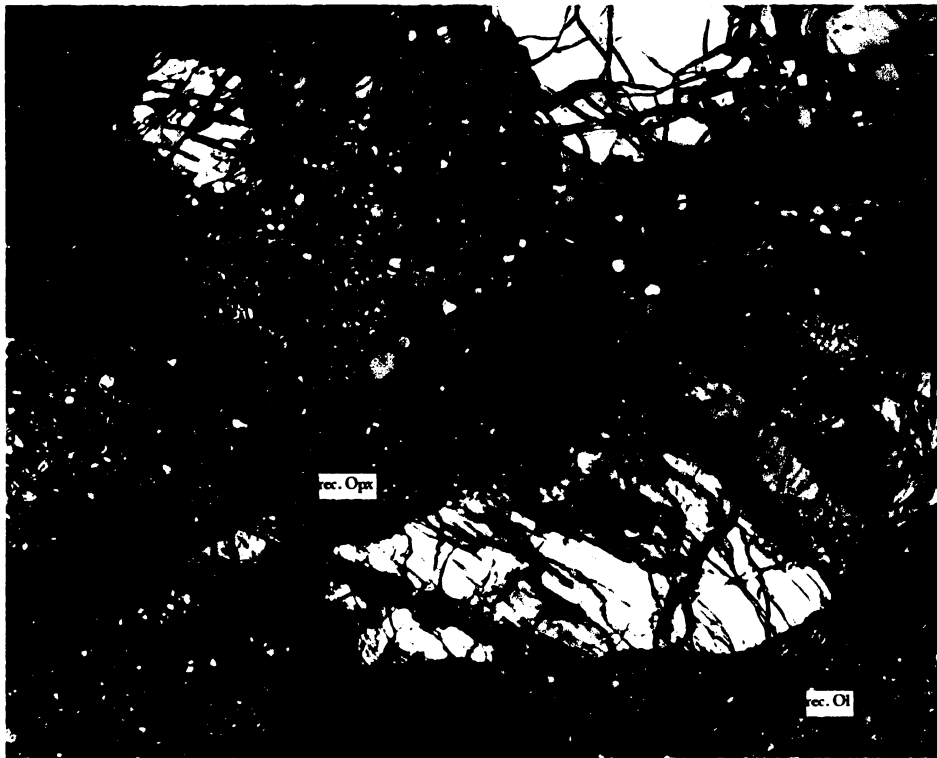


Foto 3.7:
Doména tvořená relikty starého zrna ortopyroxenu a novými rekrytalovanými zrnky. Okolo rekrytalovaný Ol, v pravém horním rohu porfyroklast.

Výsledky měření LPO rekrytalovaného ortopyroxenu v jiné doméně s menším protažením (viz foto 3.8 – měřeno bylo v místě mezi granátem a velkým porfyroklastem Opx) svědčí o dislokačním skluzu na systému (010)[001] – plochy (010) leží převážně v ploše foliace a osy [001] se orientují do směru lineace protažení (diagram 3.24). Výsledná stavba rekrytalovaných zrn se stále zdá být do značné míry řízena orientací zrn mateřských (diagram 3.23). Pokud se porfyroklasty Opx nacházejí v pozici relativně příznivé pro skluz na některém ze snadných skluzných systémů, dosáhnou nová rekrytalovaná zrna snadno této nejbližší výhodné orientace.

Diagram 3.23:
LPO reliktních starých zrn ortopyroxenu v doméně na fotografii 3.8 na následující straně.

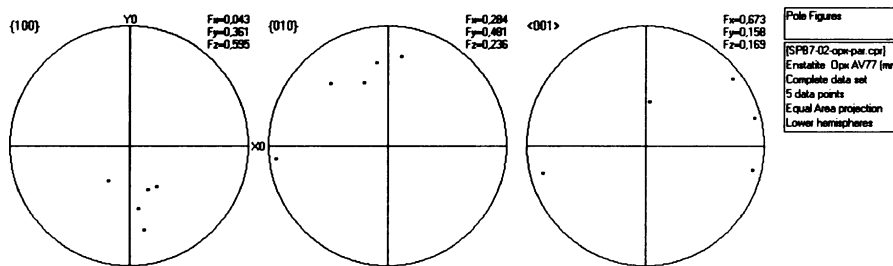
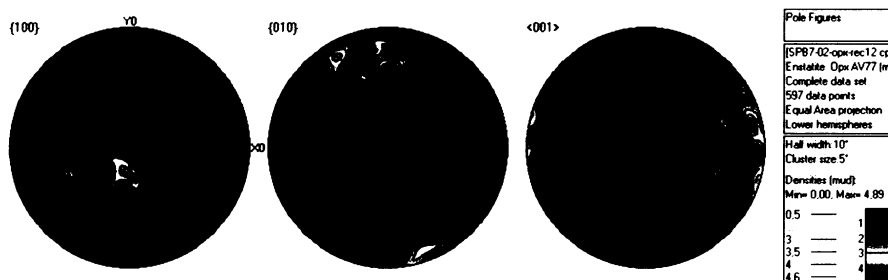


Diagram 3.24:
LPO rekrytalovaného ortopyroxenu v doméně na fotografii 3.8 (měřeno v místě pod granátem).



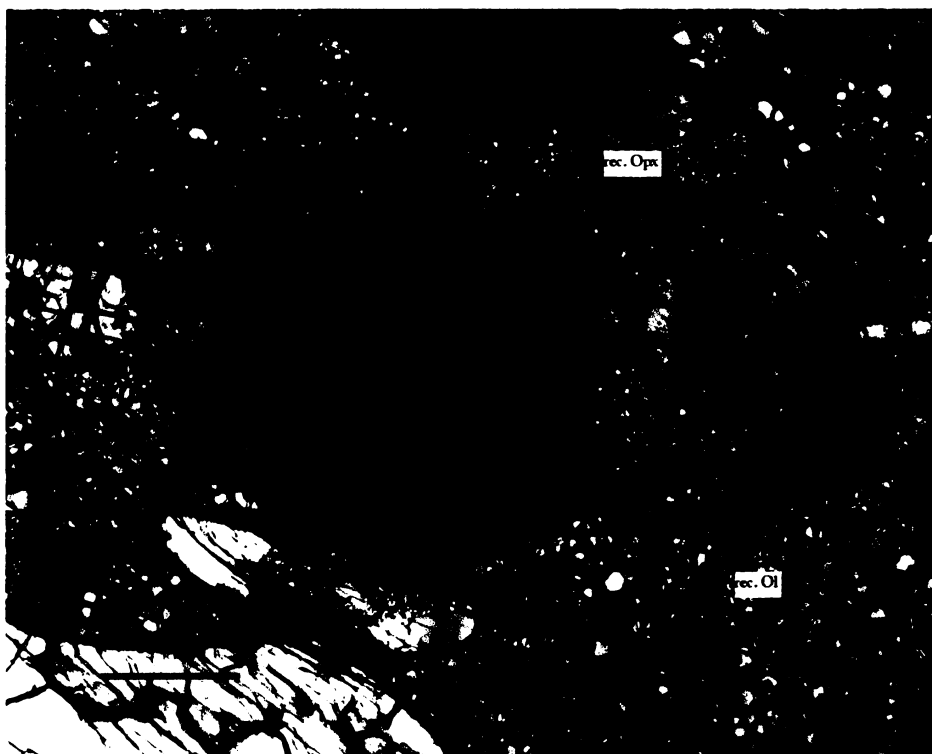
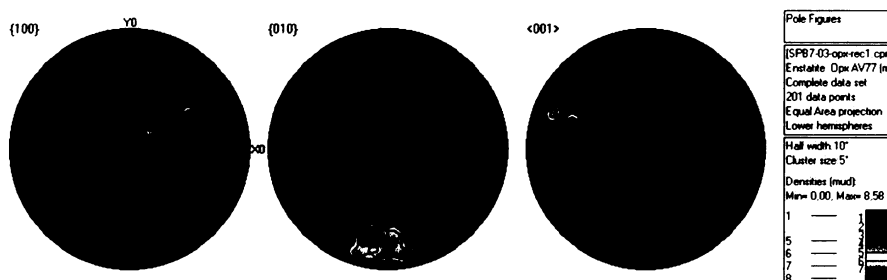


Foto 3.8:
Relikty původních zrn ortopyroxenu a dynam. rekrytalovaná zrna. Opx je od okolního olivínu oddělen “lemem” tvořeným serpentinem. Nahře Grt.

Na fotografii 3.9 je zachycena doména ortopyroxenu, ve které dynamicky rekrytalovaná zrna prakticky zcela nahradila původní porfyroklast (foto 3.9 – označena **rec. Opx 1**). LPO rekrytalovaného ortopyroxenu v této části výbrusu charakterizuje výrazné maximum koncentrace normál na plochu (010) ve směru kolmém k foliaci. Směry [001] se orientují převážně subparalelně s lineací. Pozorovaná LPO vypovídá o deformaci dislokačním skluzem na skluzném systému (010)[001] (diagram 5).

Diagram 3.25:
LPO rekrytalovaného ortopyroxenu (viz foto 3.9 – doména označena **rec. Opx 1**)



Měření LPO ortopyroxenu ve druhé doméně (viz foto 3.9 – rekrytalovaný Opx označen **rec. Opx 2**), zřetelně protažené ve směru lineace a se zachovanými relikty mateřského zrna, přineslo výsledky vypovídající o dislokačním skluzu na nejnějnějším skluzném systému v ortopyroxenu, tj. (100)[001] – plochy (100) se nacházejí v poloze blízké ploše foliace, směry [001] vykazují výrazné maximum koncentrace orientací ve směru blízkém lineaci (diagram 3.27). Jak vyplývá z měření LPO mateřského ortopyroxenu v této doméně, je i

orientace reliktů porfyroklastů ve většině případů výhodná pro nejsnadnější skluz (diagram 3.26) a umožňuje tak rychlé dosažení příznivé pozice u rekrytalovaných zrn.

Diagram 3.26:
LPO mateřského Opx
náležejícího k rec. Opx
2 (viz foto 3.9)

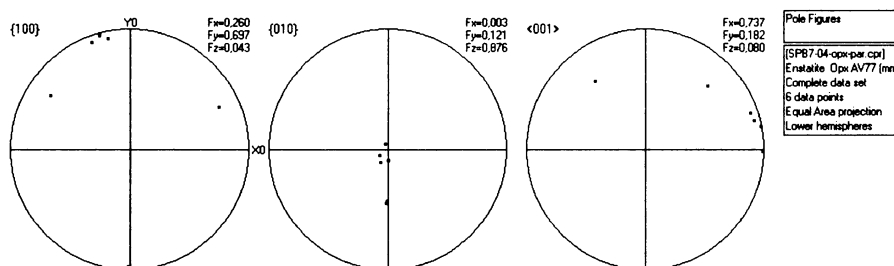


Diagram 3.27:
LPO rekrytalovaného
ortopyroxenu (viz foto
3.9 – místo měření
označeno rec. Opx 2)

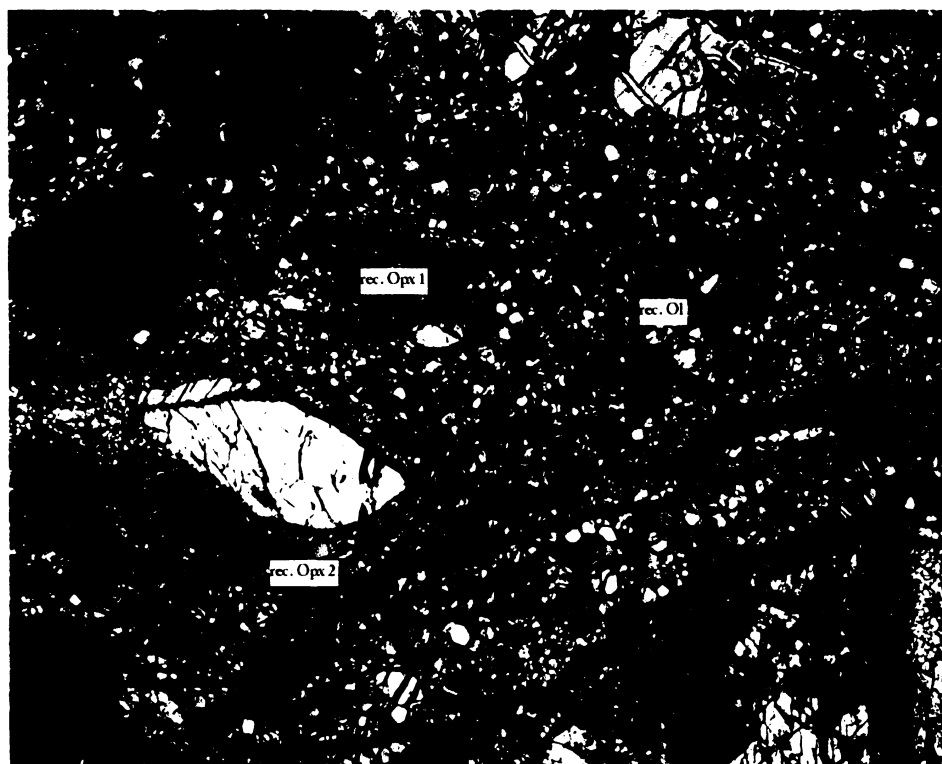
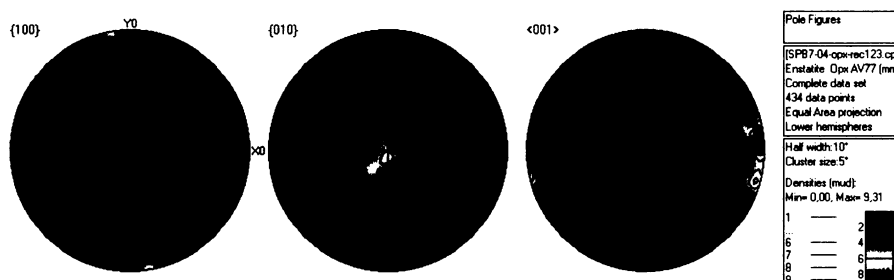


Foto 3.9:
Rec. Opx 1 značí
doménu, kde nová
rekrytalovaná zrna
Opx prakticky zcela
nahradila původní
porfyroklast. Ve
druhé doméně (rec.
Opx 2) zůstaly
zachovány relikt
mateřského zrna.

Jak bylo zmíněno výše, v tomto vzorku byla pozorována i zrna klinopyroxenu, která rovněž podléhají dynamické rekrytalizaci (viz foto 3.10). V diagramu 3.29 znázorňujícím LPO rekrytalovaného klinopyroxenu vidíme, že se maxima koncentrace normál na plochu (010) nacházejí relativně blízko směru kolmého k foliaci a osy [100] se orientují převážně subparalelně s lineací protažení. Ačkoli během laboratorních experimentů byla při vyšších

tokových napětích pozorována aktivace skluzného systému (010)[100] [Ingrin et al., 1992], jedná se v tomto případě spíše o zděnění stavby mateřského zrna (diagram 3.28), jež se vlivem dynamické rekrytalizace pouze rozptýlila.

Foto 3.10: Porfyroklast klinopyroxenu, který podstupuje dynamickou rekrytalizaci (nová zrna označena rec. Cpx).

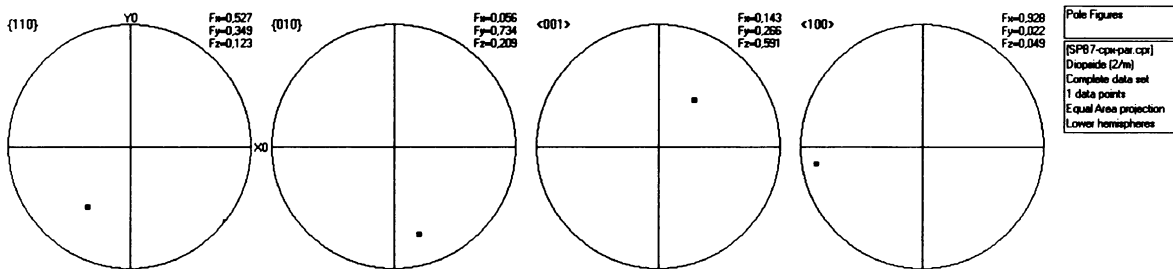
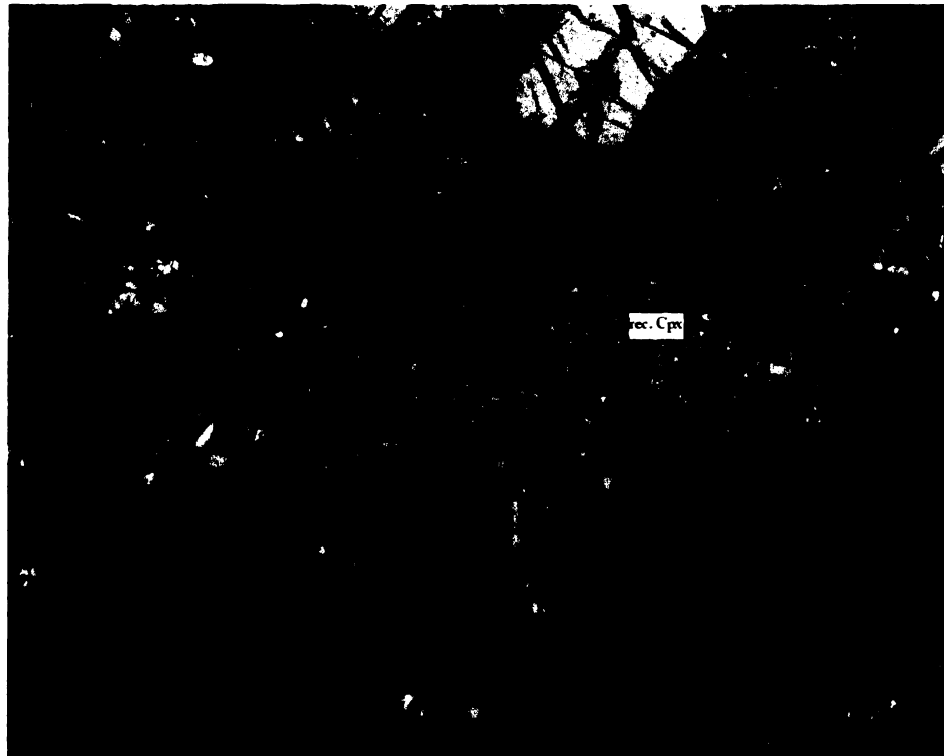


Diagram 3.28: Orientace mateřského klinopyroxenu (viz foto 3.10).

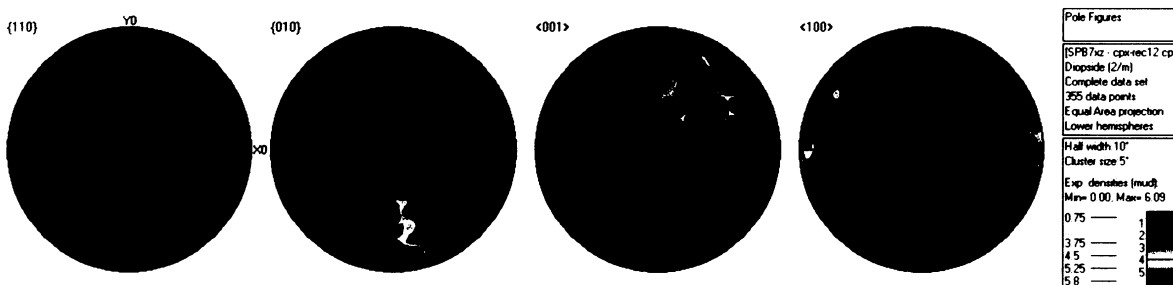


Diagram 3.29: LPO rekrystalovaného klinopyroxenu (viz foto 3.10 – rec. Cpx).

LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB7 ukazují diagramy 3.30, 3.31, 3.32 a 3.33. V diagramu 3.30 a 3.33 můžeme sledovat podobnou LPO – plochy (010) si udržují pozici velmi blízkou ploše foliace a osy [001] se orientují přednostně do směru lineace protažení. Výsledná stavba rekrystalovaného olivínu z diagramu 3.33 odpovídá dislokačnímu skluzu na systému (010)[001]. U olivínu, jehož LPO přibližuje diagram 3.30, se taktéž jedná o skluz na ploše (010), ale kromě převažujícího směru [001] byl pravděpodobně aktivní i směr [100]. LPO rekrystalovaného olivínu znázorněná v diagramu 3.31 byla naměřena v místě sevřeném doménami tvořenými ortopyroxenem, což mohlo způsobit znatelné odchýlení (zvláště pokud jde o směry [010] a [001]) od stavby typické pro dislokační skluz na (010)[001]. U dynamicky rekrystalovaného olivínu v tomto výbrusu převládá právě LPO vypovídající o skluzu na systému (010)[001] s případnou podpůrnou aktivitou rovněž ve směru [100].

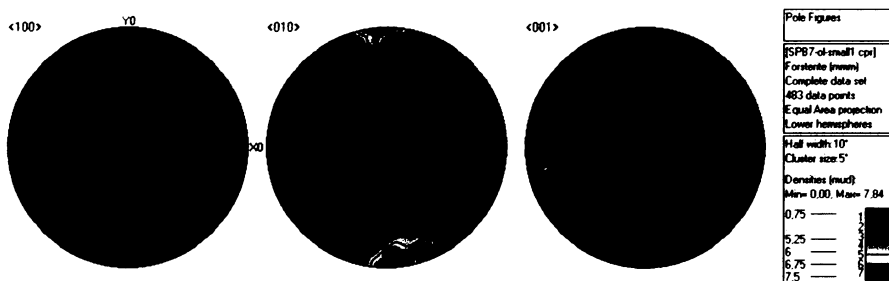


Diagram 3.30:
LPO rekrystalovaného olivínu.

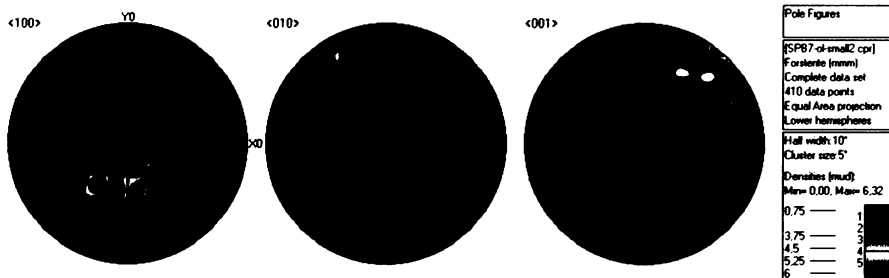


Diagram 3.31:
LPO rekrystalovaného olivínu naměřená v doméně na fotografii 3.7 (označena rec. OI).

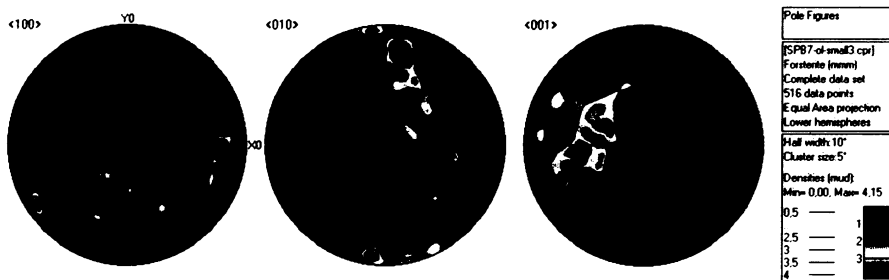


Diagram 3.32:
LPO rekrystalovaného olivínu z fotografie 3.8 (rec. OI).

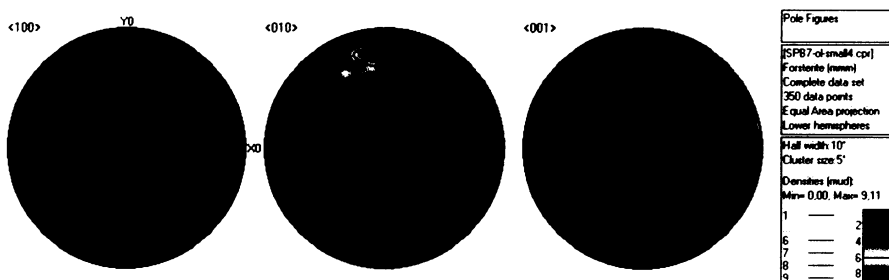


Diagram 3.33:
LPO rekrystalovaného olivínu, který je zachycen na fotografii 3.9 (označen rec. OI).

3.6. Celkové výsledky měření LPO ze všech výbrusů

V této kapitole budou prezentovány pólové diagramy ukazující celkové výsledky měření LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu a olivínu (vzniklé sloučením výsledků ze všech měřených míst) z jednotlivých výbrusů. Uvedený přehled zahrnuje i výbrusy detailněji probrané v předchozích kapitolách (3.3, 3.4 a 3.5). U výbrusů, ve kterých byla zjišťována i LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu, je příslušný diagram rovněž připojen.

3.6.1. SPB3a – LBF mikrostruktura

Výsledná LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB3a (diagram 3.34) není příliš jednoznačná, vidíme však maximum koncentrace orientací normál na plochu (100) kolmo k ploše foliace a krystalových směrů [001] paralelně s lineací protažení, což naznačuje, že docházelo k dislokačnímu skluzu na nejsnadnějším skluzném systému (100)[001]. Pozorování ukázalo, že je této pozice výhodné pro snadný skluz dosaženo pouze v případě příznivé orientace mateřského zrna. Stavba rekrystalovaného olivínu (diagram 3.35) odráží skutečnost zmíněnou v detailním popisu (kapitola 3.2.), že v tomto stadiu deformace při LBF mikrostruktuře dochází při dynamické rekrystalizaci olivínu pouze k rozptylu silné stavby porfyroklastů a směr duktilního toku olivínu ovlivňuje tvrdý ortopyroxen.

Diagram 3.34:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB3a.

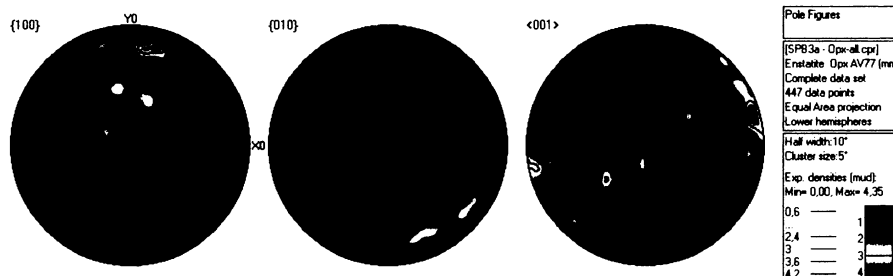
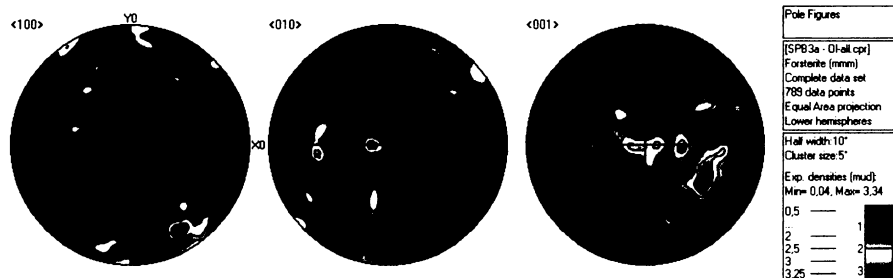


Diagram 3.35:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB3a.



3.6.2. SPB11a – IWL mikrostruktura

Celková LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB11a je vynesena v diagramu 3.36. Z umístění ploch (100) a (010) sice usuzujeme, že na nich mohlo docházet

k dislokačnímu skluzu, ovšem na tuto stavbu je třeba pohlížet se zřetelem k výsledkům detailnějšího mikrostrukturního pozorování, které odhalilo velice silnou závislost LPO rekrystalovaného Opx na orientaci mateřských zrn. Při dynamické rekrystalizaci Opx v tomto vzorku dochází podle všeho pouze k rozptylu stavby porfyroklastů, přičemž krystalové mřížky se nedostávají do pozice snadného skluzu ani v případě relativně výhodné orientace mateřských zrn. Celková LPO rekrystalovaného olivínu znázorněná v diagramu 3.37 se vyznačuje dobře vyvinutým maximem koncentrace orientací normál na plochu (010) ve směru kolmém k ploše foliace. Krystalové směry [100] a [001] se koncentrují v difúzních páslech sledujících foliační plochu. Dislokační skluz se tedy uskutečňoval na ploše (010) za pravděpodobné aktivity směru [100] i [001] – tzv. “axial (010) pattern”. LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu (diagram 3.38) není jednoznačná, můžeme ale vidět, že se maxima pro plochy (100) a (010) nalézají v blízkosti směru kolmého k ploše foliace.

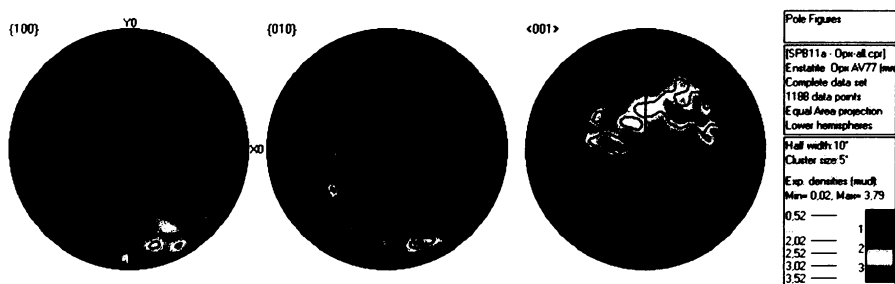


Diagram 3.36:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB11a.

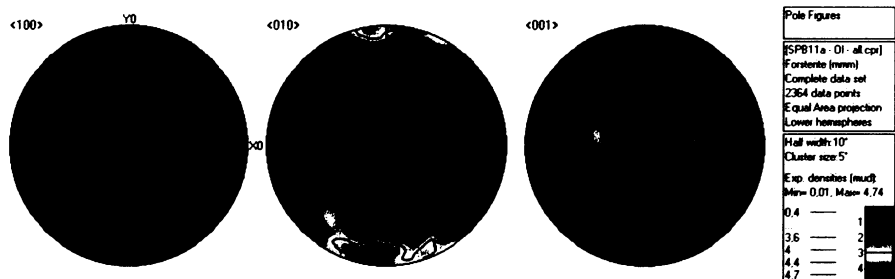


Diagram 3.37:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB11a.

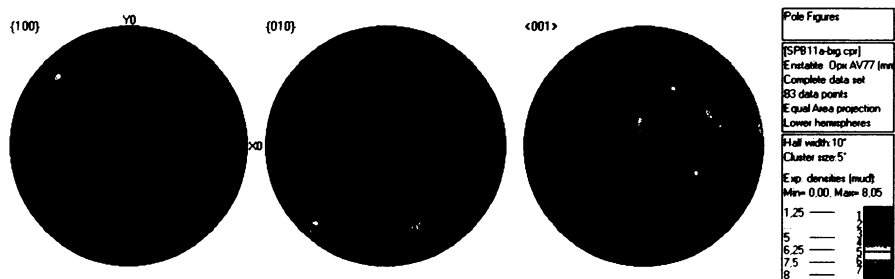


Diagram 3.38:
LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB11a.

3.6.3. SPB8a – IWL mikrostruktura

Diagram 3.39 znázorňuje LPO rekrystalovaného ortopyroxenu v páslech zalomení ve výbrusu SPB8a. Jedná se o silnou stavbu vypovídající o dislokačním skluzu na skluzném sys-

tému (100)[001], která se ovšem vyznačuje výraznou asymetrií pozic krystalových směrů [100] a [001] vzhledem k X a Z ose elipsoidu konečné deformace. Plochy (010) zůstávají ve stabilní poloze kolmo k ploše foliace. Stavba dynamicky rekrystalovaného olivínu (diagram 3.40) nasvědčuje deformaci dislokačním skluzem na (001)[100] (plochy (001) leží převážně v poloze relativně blízké ploše foliace a směry [100] se orientují subparalelně s lineací protažení; směry [010] vykazují maximum orientací v ploše foliace kolmo k lineaci). Jak vyplývá z diagramu 3.41, kde je vynesena LPO porfyrroklastů Opx z celého výbrusu, měkká olivínová matrix umožňuje pasivní rotaci porfyrroklastů ortopyroxenu do pozice snadného skluzu – tj. skluzu na systému (100)[001].

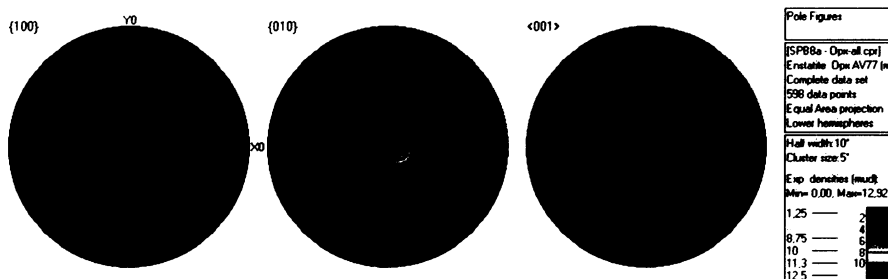


Diagram 3.39:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu v pásech zalomení kinujícího Opx ve výbrusu SPB8a.

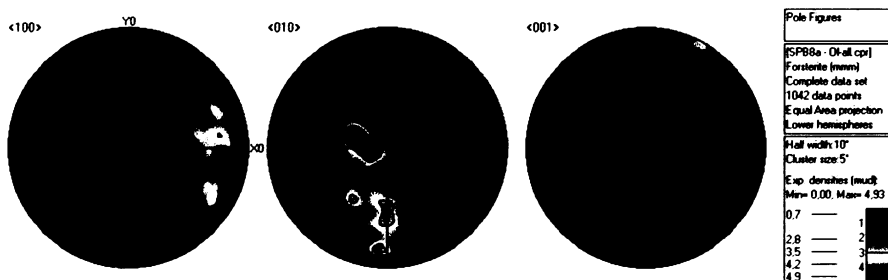


Diagram 3.40:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB8a.

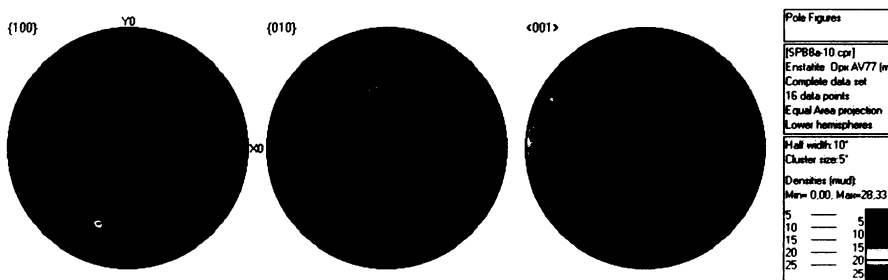


Diagram 3.41:
LPO porfyrroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB8a.

3.6.4. SPB2a – IWL mikrostruktura

Výbrus ze vzorku SPB2a nepředstavuje XZ řez, ale spíše YZ. Poloha foliace a lineace je znázorněna v příslušných pólových diagramech. Celkovou LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu v tomto výbrusu ukazuje diagram 3.42. Výsledná stavba naznačuje, že rekrystalovaná zrna Opx zaujímají převážně pozici výhodnou pro dislokační skluz na nejnějnějším skluzném systému (100)[001] (plochy (100) se orientovaly do pozice blízké

ploše foliace a krystalové směry [001] se natočily subparalelně s lineací protažení). V diagramu 3.43 vidíme LPO rekrystalovaného olivínu, kterou interpretujeme jako následek dislokačního skluzu na (001)[100] (normály na plochu (001) tvoří pás, směry [100] si udržují orientaci relativně blízkou lineaci a polohy krystalových směrů [010] se shlukují v silné maximum ležící v ploše foliace kolmo k lineaci. Diagram 3.44 zachycuje LPO porfyroklastů Opx z celého výbrusu. Pozorujeme maximum koncentrace orientací normál na plochu (100) ve směru kolmém k ploše foliace a přednostní orientaci směrů [001] paralelně s lineací protažení. LPO porfyroklastů vypovídá o možné pasivní rotaci do pozice snadného skluzu.

Diagram 3.42:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB2a. Plocha foliace vyznačena růžovou čarou, lineace označena L.

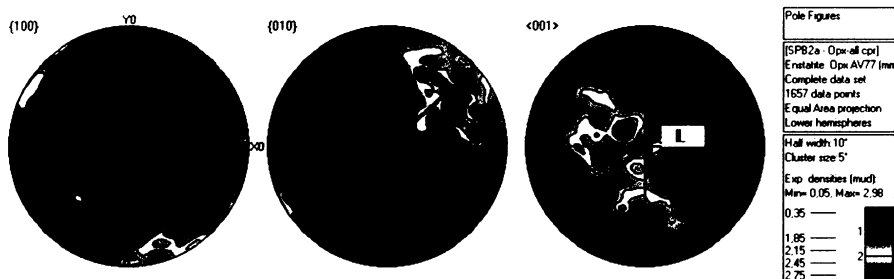


Diagram 3.43:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB2a. Plocha foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.

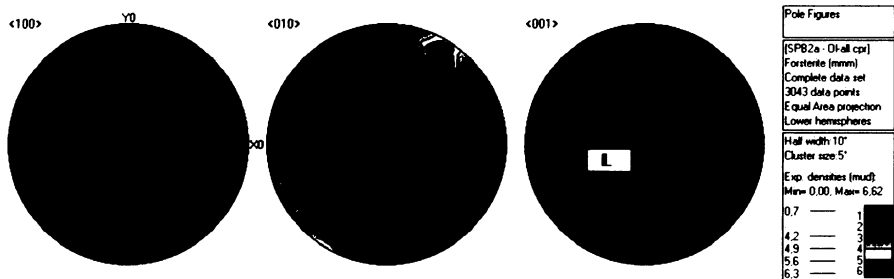
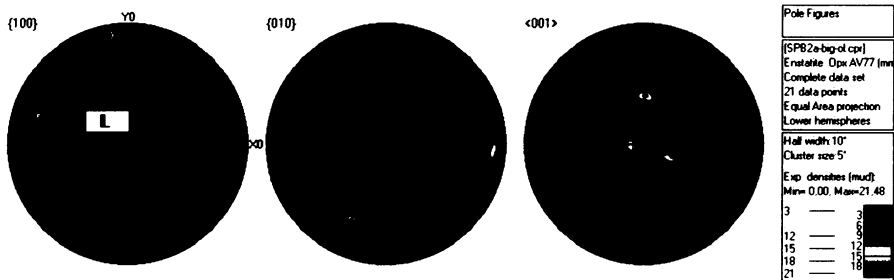


Diagram 3.44:
LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB2a. Foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.



3.6.5. SPB13 – IWL mikrostruktura

V případě výbrusu ze vzorku SPB13 se nejedná o XZ řez, nýbrž téměř o řez YZ. Poloha foliace a lineace je v pólových diagramech vyznačena. Podobně jako ve výbrusu SPB8a byla i zde pozorována dynamická rekrystalizace ortopyroxenu v pásech zalomení a z nich také pochází většina výsledků měření LPO rekrystalovaného Opx. Celkovou stavbu znázorňuje diagram 3.45. Pozice pólů na plochy (010) vytvářejí silné maximum ležící v ploše foliace kolmo k lineaci – plochy (010) se tedy orientují kolmo k foliaci. Plochy (100) se u

rekrytalovaného Opx nacházejí převážně v poloze blízké ploše foliace a krystalové směry [001] se většinou natočily subparalelně s lineací protažení. Naměřená LPO rekrytalovaného Opx odpovídá dislokačnímu skluzu na nejsnadnějším systému (100)[001]. Celková LPO dynamicky rekrytalovaného olivínu zachycená v diagramu 3.46 nasvědčuje deformaci dislokačním skluzem na typickém vysokoteplotním systému (010)[100] (plochy (010) leží v ploše foliace a směry [100] paralelně s lineací). Diagram 3.47 ukazuje LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu. Pozice normál na plochy (100) se koncentrují převážně v pozici kolmé k foliaci a krystalové směry [001] vykazují maximum koncentrace orientací paralelně s lineací protažení.

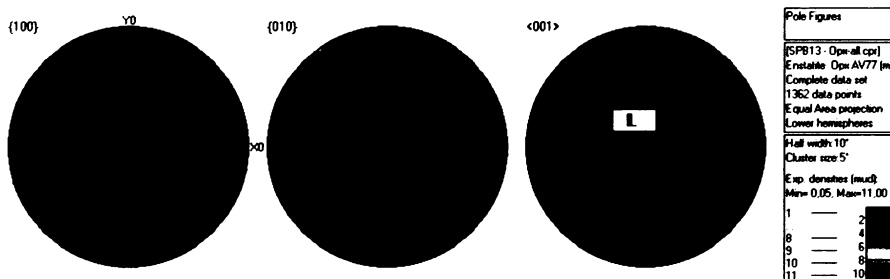


Diagram 3.45: Celková LPO rekrytalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB13. Plocha foliace vyznačena růžovou čarou, lineace označena L.

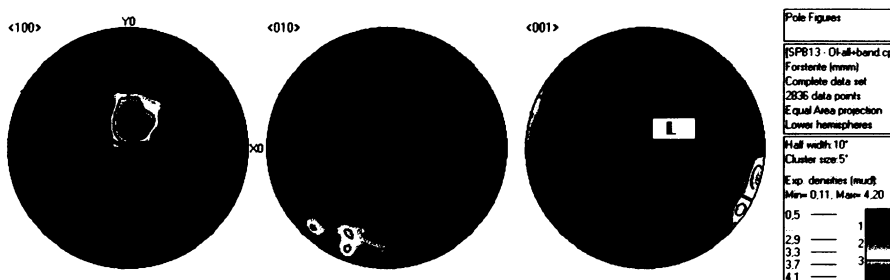


Diagram 3.46: Celková LPO rekrytalovaného olivínu ve výbrusu SPB13. Plocha foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.

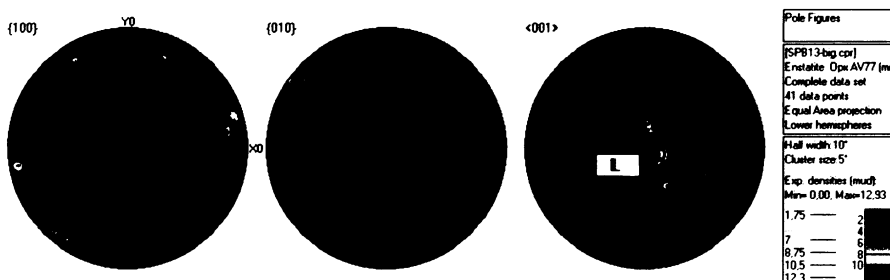


Diagram 3.47: LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB13. Foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.

3.6.6. SPB10 – IWL mikrostruktura

Celková LPO dynamicky rekrytalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB10 (viz diagram 3.48) odpovídá dislokačnímu skluzu na systému (010)[001]. Naměřenou silnou mřížkovou přednostní orientaci charakterizují plochy (010) nacházející se výhradně v ploše foliace a krystalové směry [001] orientované do směru blízkého lineací protažení. Diagram 3.49

znázorňuje LPO rekrystalovaného olivínu. Pozorujeme, že směry [100] si udržují pozici subparalelní s lineací a maxima koncentrace orientací krystalových směrů [010] se vyskytují v poloze blízké směru kolmému k ploše foliace. Popsaná stavba nasvědčuje deformaci dislokačním skluzem na systému (010)[100]. Zjišťována byla i LPO porfyrroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu (diagram 3.50). Krystalové směry [001] jsou u porfyrroklastů Opx natočeny převážně do směru blízkého lineaci protažení.

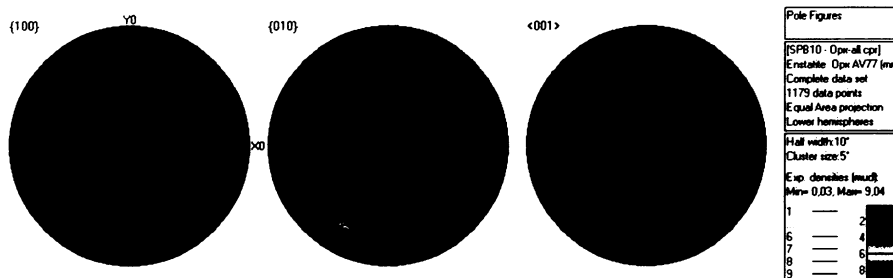


Diagram 3.48:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB10.

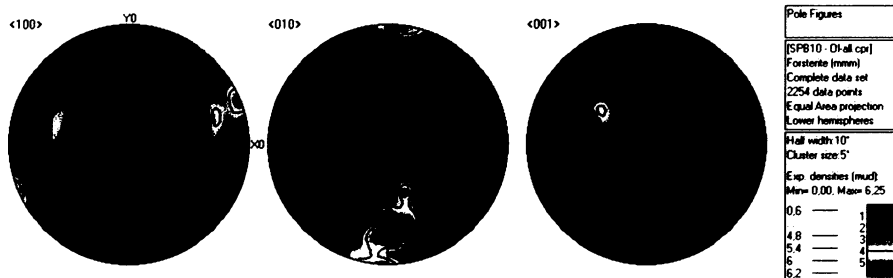


Diagram 3.49:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB10.

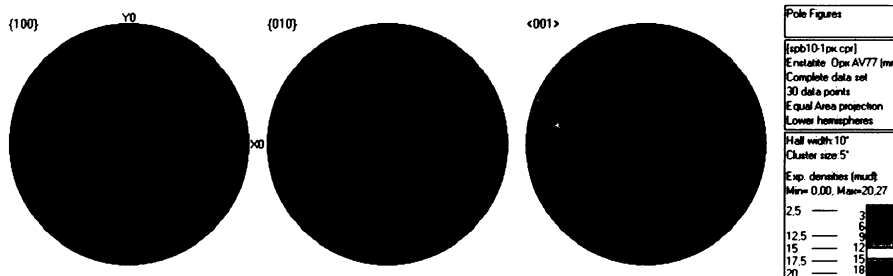


Diagram 3.50:
LPO porfyrroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB10.

3.6.7. SPB1a – IWL mikrostruktura

V diagramu 3.51 je vynesena celková LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB1a, který je YZ řezem. Vyznačuje se umístěním pólů na plochy (100) převážně v blízkosti směru kolmému k ploše foliace a orientací krystalových směrů [001] subparalelně s lineací protažení. Pozorovaná silná LPO rekrystalovaného Opx odpovídá deformaci dislokačním skluzem na systému (100)[001]. Souhrnná LPO dynamicky rekrystalovaného olivínu v tomto výbrusu (viz diagram 3.52 - velmi silná LPO s plochami (010) ležícími v ploše foliace a polohami krystalových směrů [100] a [001] tvořícími pásy sledující plochu

foliace) naznačuje, že u olivínu docházelo k dislokačnímu skluzu na ploše (010) a kromě směru [100] se aktivoval rovněž skluz ve směru [001] – vzniká tzv. axial (010) pattern.

Diagram 3.51:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB1a. Foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.

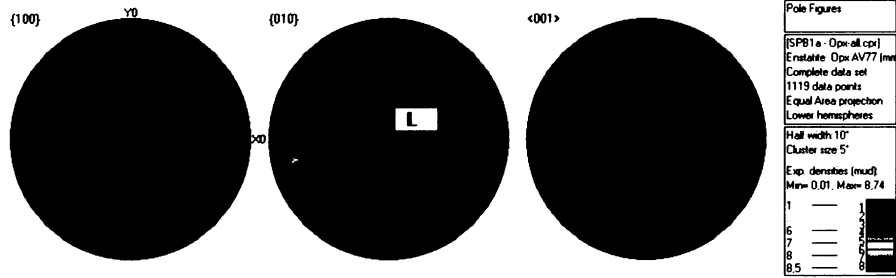
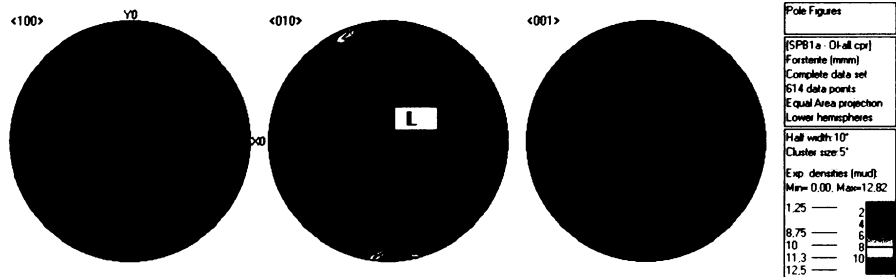


Diagram 3.52:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB1a. Foliace vyznačena růžovou čarou, L značí lineaci.



3.6.8. SPB7 – IWL mikrostruktura

Souhrnná LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB7 (diagram 3.53) naznačuje, že u tohoto vzorku byla při deformaci Opx dislokačním skluzem aktivní jak plocha (100), tak (010) (vynesené pozice pólů na tyto plochy tvoří pásy – (100) a (010) sdílejí foliační plochu). Krystalové směry [001] se jednoznačně orientují do polohy blízké lineaci protažení. Diagram 3.54 znázorňuje LPO dynamicky rekrystalovaného olivínu. Sledujeme výrazné maximum koncentrace orientací normál na plochu (010) v pozici kolmé k ploše foliace. Docházelo tedy k dislokačnímu skluzu na ploše (010) a kromě směru [001] se pravděpodobně zapojil rovněž směr [100]. V diagramu 3.55 vidíme LPO reliktních porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu. Plochy (010) porfyroklastů Opx se převážně nacházejí v poloze kolmé k ploše foliace a slabší maximum pro póly na plochy (100) ukazuje, že značná část ploch (100) leží v ploše foliace. Většina os [001] si udržuje orientaci mírně asymetrickou vůči ose X elipsoidu konečné deformace.

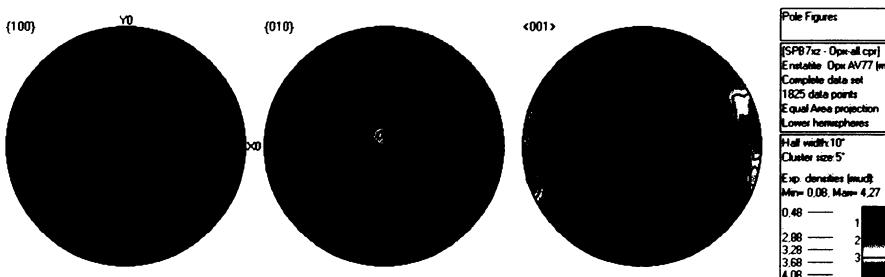


Diagram 3.53:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB7.

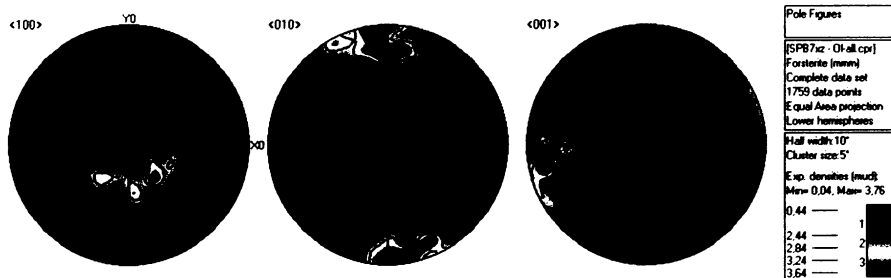


Diagram 3.54:
Celková LPO rekrystalovaného olivínu ve výbrusu SPB7.

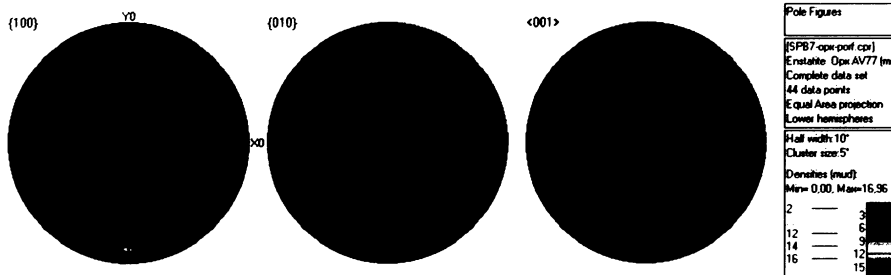


Diagram 3.55:
LPO porfyroklastů ortopyroxenu z celého výbrusu SPB7.

3.6.9. SPB12 – IWL mikrostruktura

Z diagramu 3.56, který zachycuje celkovou LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB12 vyplývá, že se dislokační skluz uskutečňoval výhradně ve směru $[001]$ (orientace os $[001]$ se koncentrují v blízkosti lineace protažení) a plochu skluzu představuje (010) . V případě LPO rekrystalovaného olivínu (diagram 3.57) pozorujeme silnou stavbu, která ukazuje, že se plochy (010) nacházejí v ploše foliace a krystalové směry $[100]$ a $[001]$ se natočily do pozice blízké lineaci. Tyto výsledky nasvědčují tomu, že se jedná o deformaci dislokačním skluzem na ploše (010) s aktivací obou směrů – $[100]$ i $[001]$ (tzv. “axial (010) pattern”). V tomto výbrusu byla rovněž měřena LPO všech porfyroklastů ortopyroxenu (diagram 3.58). Stavba porfyroklastů Opx se vyznačuje maximem koncentrace orientací normál na plochu (100) kolmo k ploše foliace a směrů $[001]$ paralelně s lineací protažení. Mohlo tedy docházet k pasivní rotaci porfyroklastů ortopyroxenu do pozice snadného skluzu na systému $(100)[001]$.

Diagram 3.56:
Celková LPO rekrystalovaného ortopyroxenu ve výbrusu SPB12.

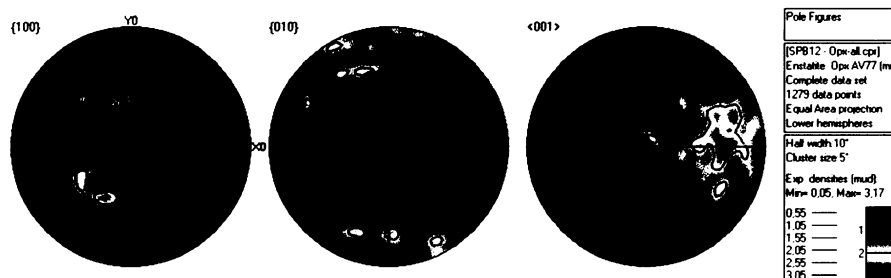


Diagram 3.57:
Celková LPO rekrysta-
lovaného olivínu ve
výbrusu SPB12.

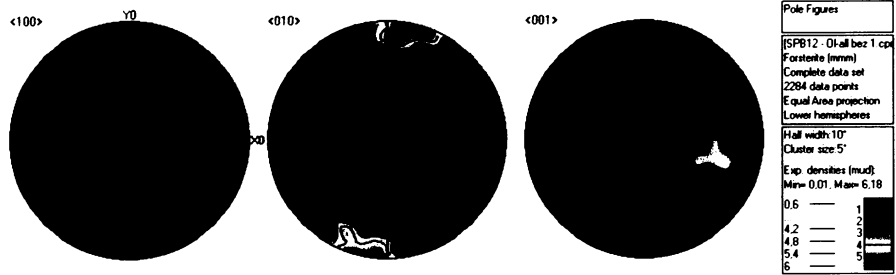
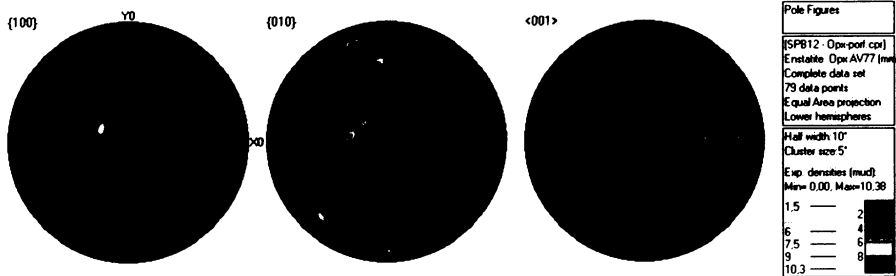


Diagram 3.58:
LPO porfyroklastů or-
toproxenu z celého
výbrusu SPB12.



3.7. Fotodokumentace

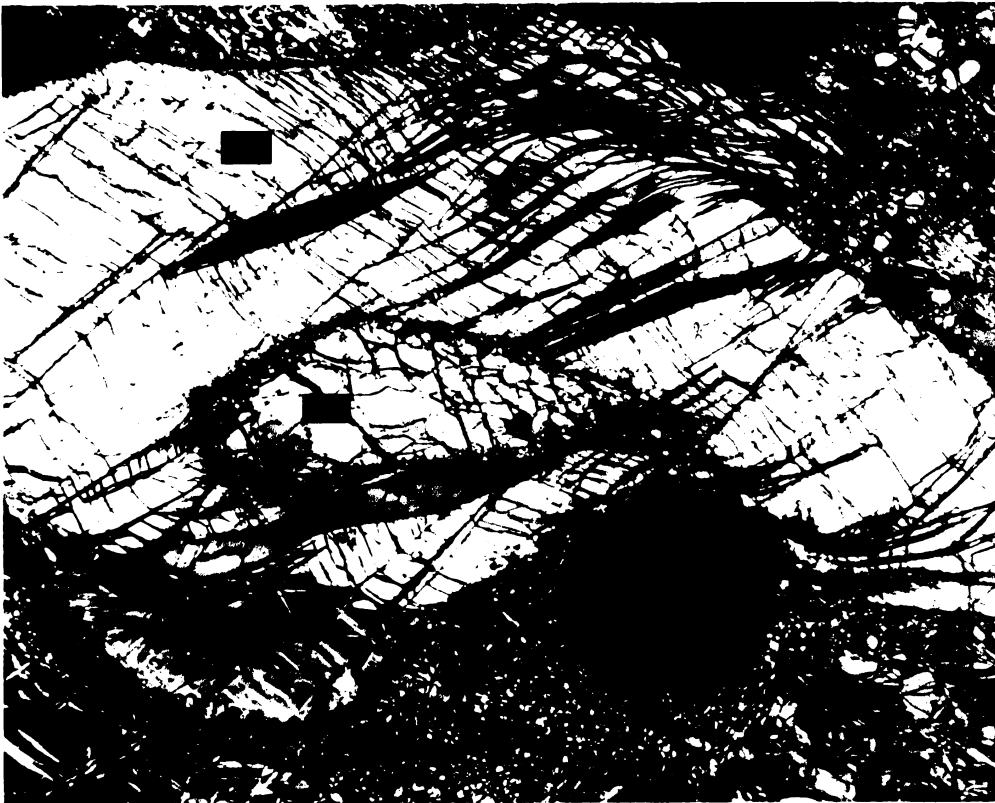
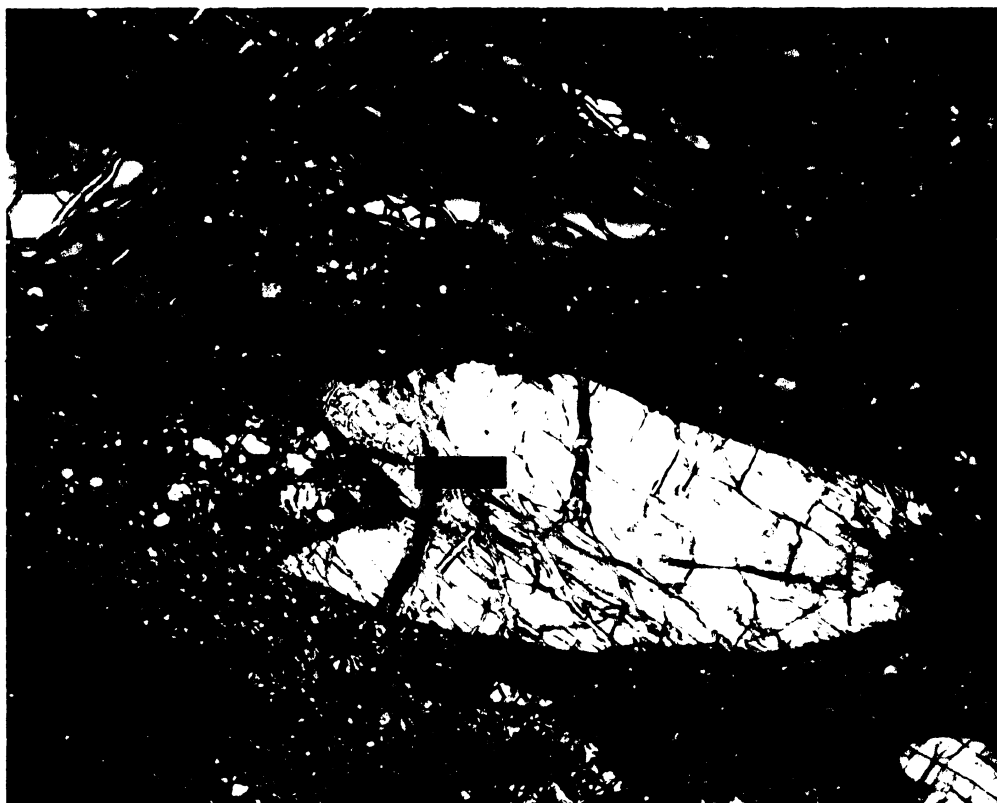


Foto 3.11:
Kinkující zrno
Opx s uzavře-
ným olivínem
ve výbrusu
SPB3a.

Foto 3.12:
Dynamická rekrystalizace Ol a Opx ve výbrusu SPB11a. Domény rekrystalovaného Ol a Opx jsou odděleny, nová zrna obou fází se nemísí.



Foto 3.13:
“Mineral fish” tvořená porfyroklastem Opx – snímek pochází z výbrusu SPB8a.



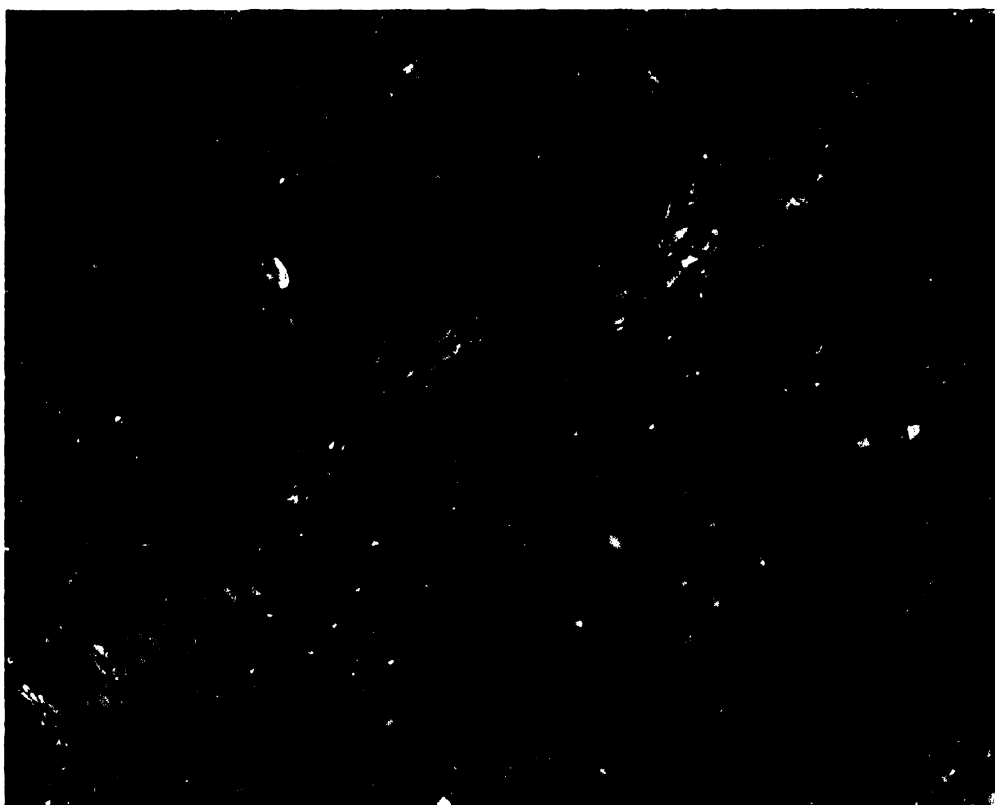


Foto 3.14:
Porfyroklast Ol
a velice jemno-
zrná olivínová
matrix ve vý-
brusu SPB2a.

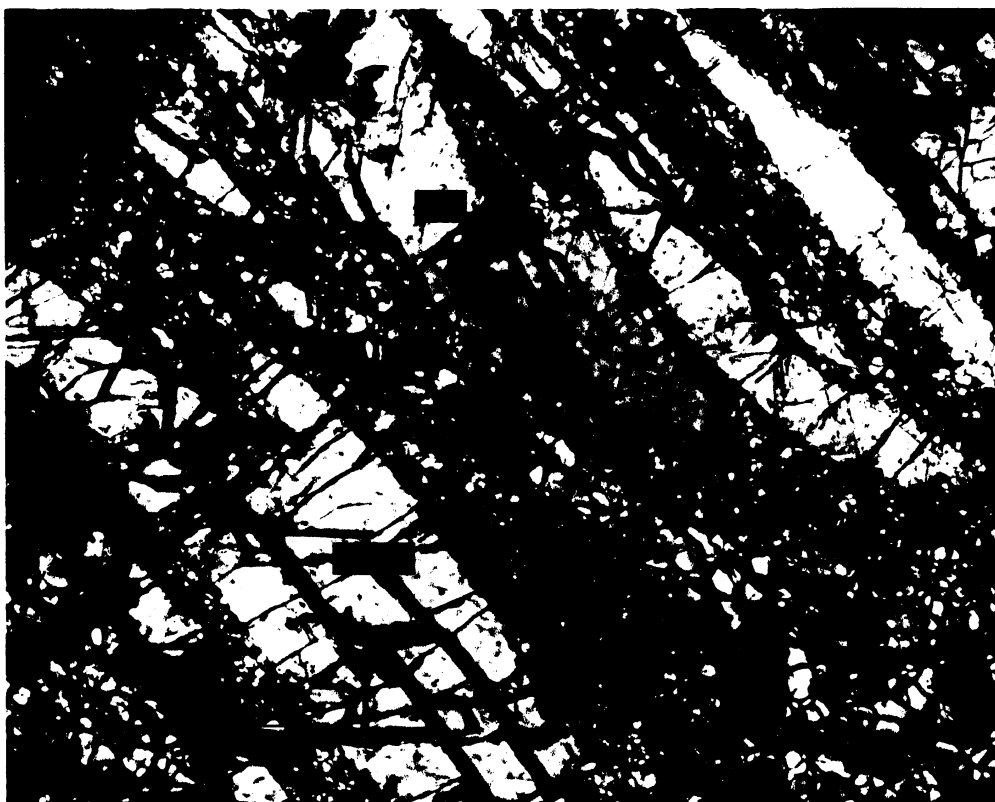


Foto 3.15:
Dynamická re-
krytalizace or-
topyroxenu ve
výbrusu SPB13
– nová zrna se
objevují mimo
jiné i v pásech
zalomení.

Foto 3.16:
Snímek z vý-
brusu SPB10
- porfyroklast
Opx s kliváží a
okolo rekrysta-
lovaný olivín
(jemnozrná
matrix).

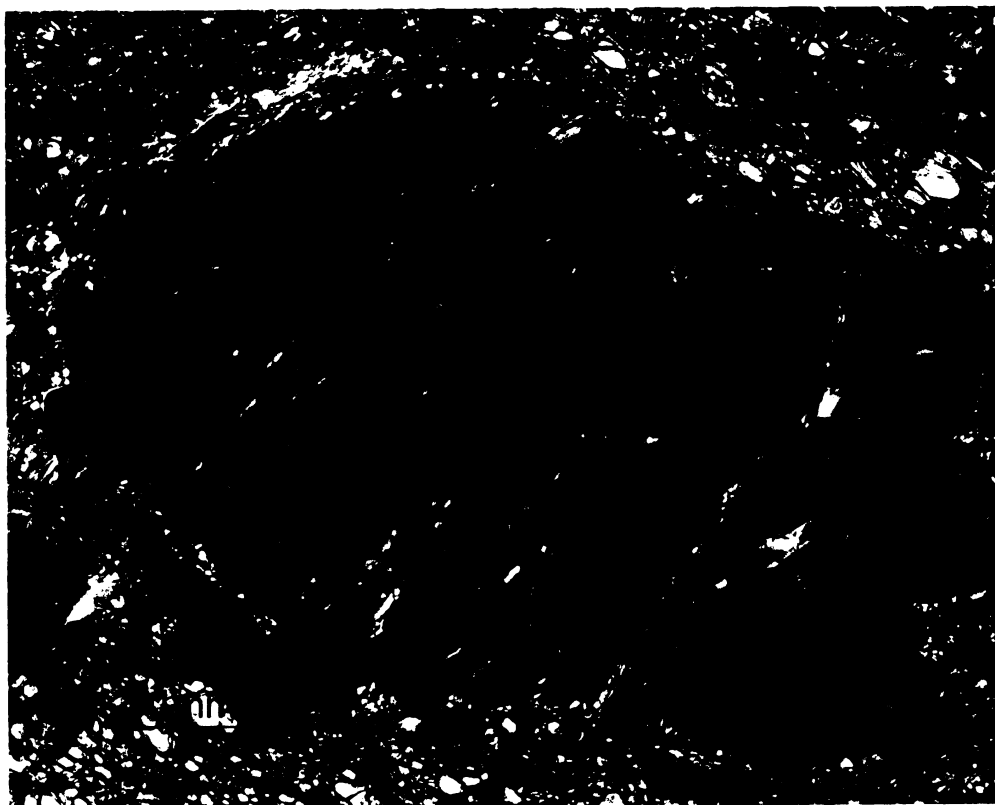
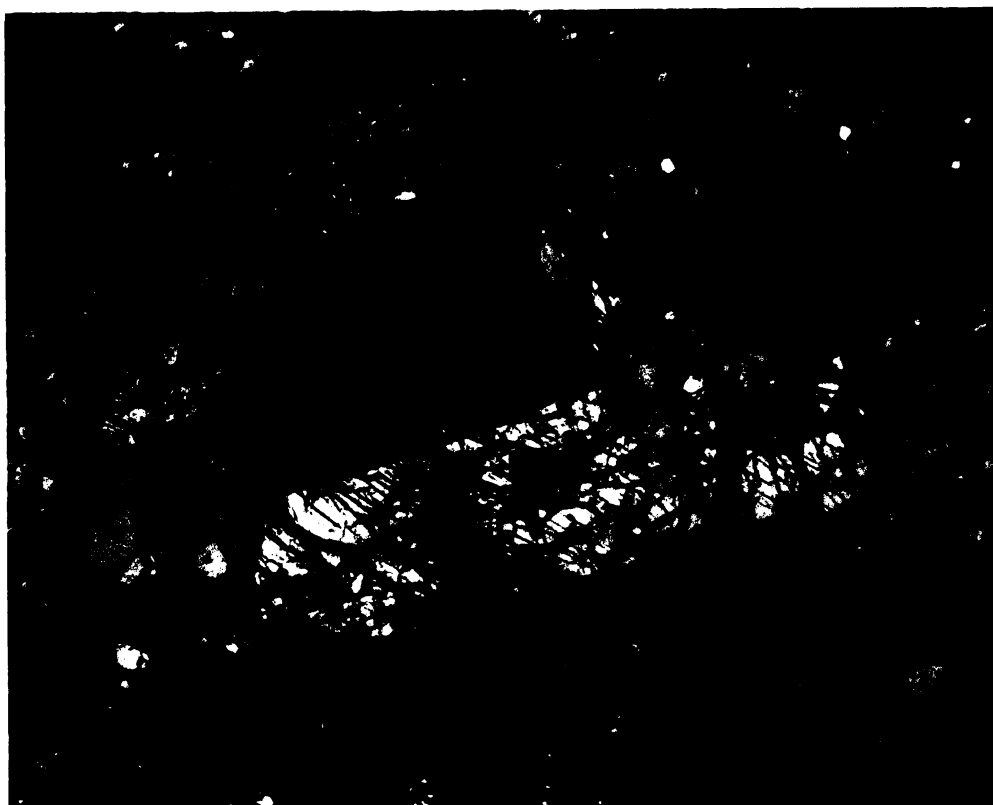


Foto 3.17:
Dynamická re-
krystalizace Ol
a Opx ve vý-
brusu SPB1a.
Zajímavé je
srovnání veli-
kosti zrna re-
krystalovaného
Ol např. s vý-
brusem SPB2a,
který se vyzna-
čuje extrémně
jemnozrnou
matrix.



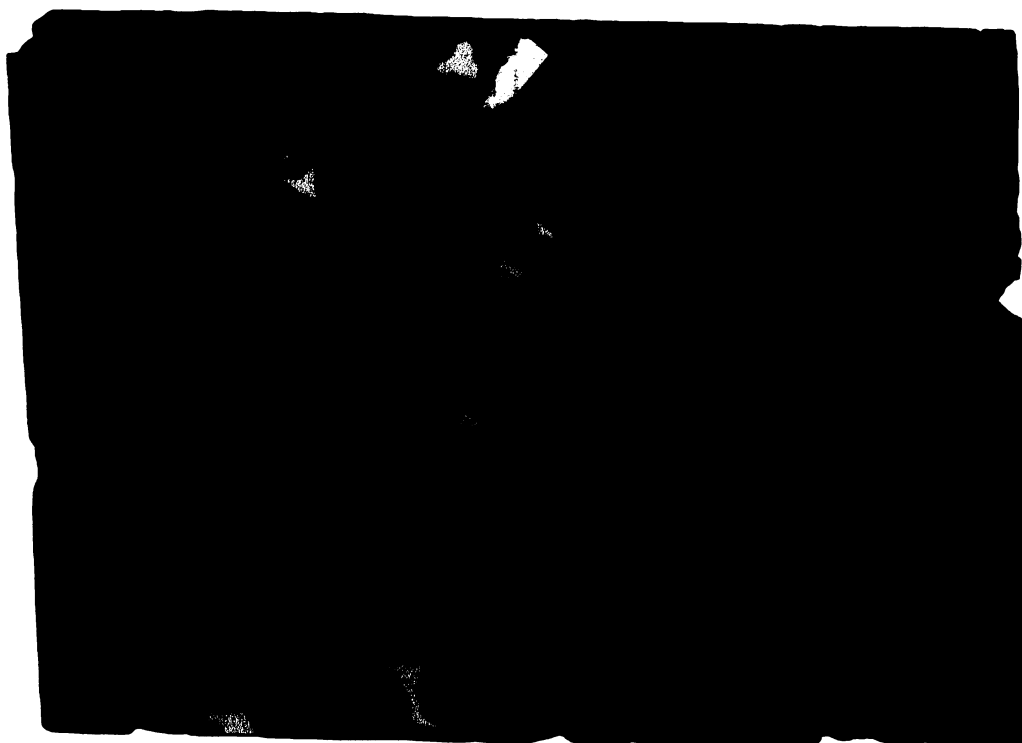
4. KVANTITATIVNÍ ANALÝZA

4.1. Digitalizace mikrostruktur

Pro tento účel jsem nejprve zhotovila fotografie celých výbrusů (viz příloha). Postupovala jsem tak, že jsem výbrus umístila do držáku a po částech ho při zvětšení 2x nafotila, přičemž jsem nechávala dostatečně velké překryvy. Z každého výbrusu jsem takto udělala přibližně 50 fotografií, které jsem následně ve Photoshopu za pomoci funkce automatického sloučení fotografií spojila ve výslednou kompozici.

Samotná digitalizace pak probíhala v programu ArcView na Geofyzikálním ústavu AV ČR v Praze – Spořilově. U výbrusů ze vzorku hrubozrnného granátového lherzolitu jsem obkreslovala vždy všechna zrna. V případě vybraných výbrusů (SPB3a reprezentuje začátek rekrystalizace, SPB8a střední stadium rekrystalizace a SPB7 pokročilou rekrystalizaci) z deformovaných vzorků, které prošly dynamickou rekrystalizací, jsem postupovala doménově – odlišovala jsem porfyroklasty olivínu/ortopyroxenu (Ol/Opx porf.) od domén tvořených dynamicky rekrystalovaným olivínem/ortopyroxenem (Ol/Opx rec.). Takto získané mikrostruktury jsou prezentovány na následujících stranách (výbrusy SPB9a a 9b (hrubozrnná mikrostruktura) – str. 60, SPB3a (LBF) – str. 61, SPB8a (IWL) – str. 62, SPB7 (IWL) – str. 63).

SPB9a - mikrostruktura



4 mm

- Spb9a-analysis.shp
- Cpx
 - Grt
 - neid./dira
 - OI
 - Opx
 - Phlog

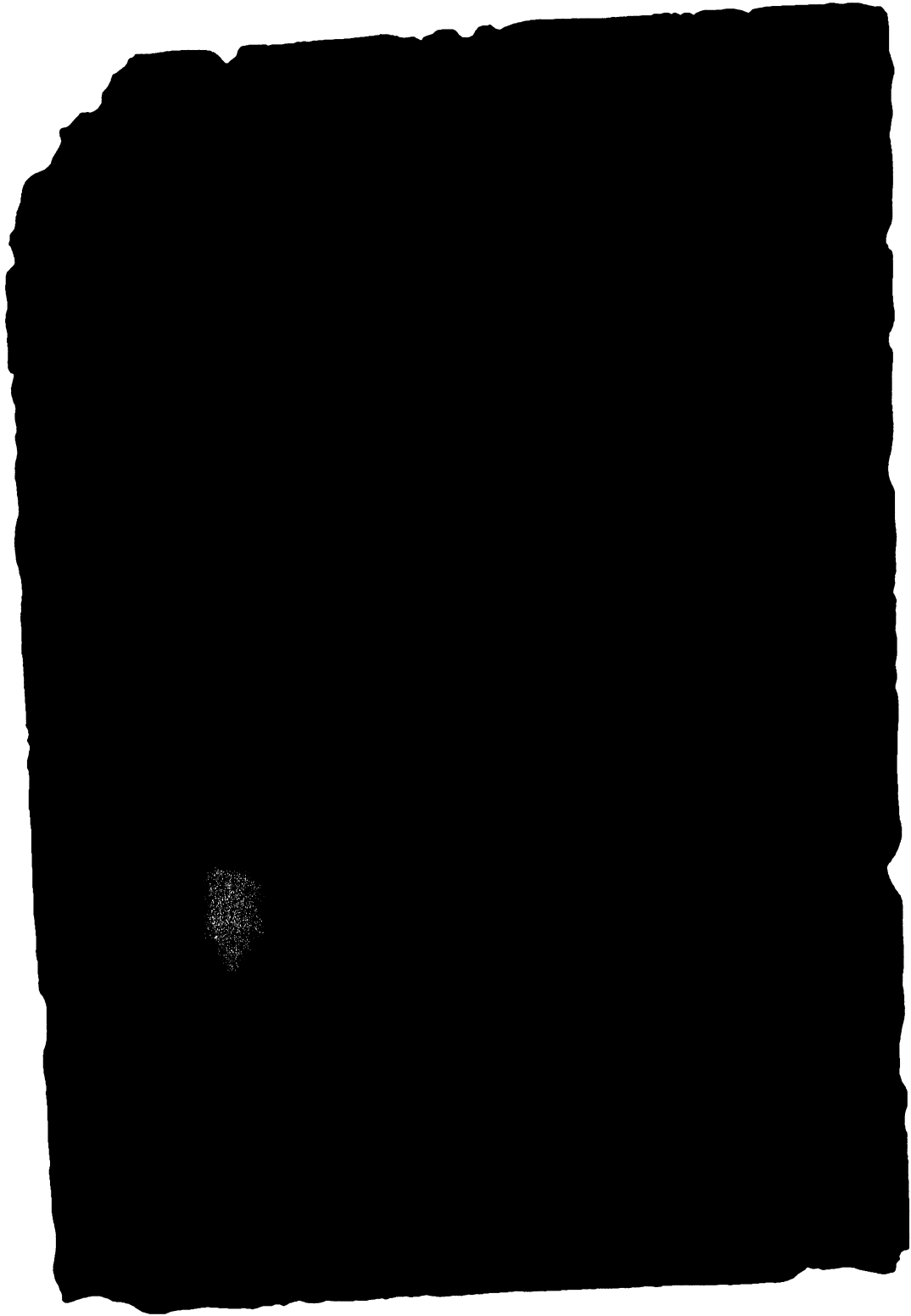
SPB9b - mikrostruktura



4 mm

- Spb9b.shp
- Cpx
 - Grt
 - neid./dira
 - OI
 - Opx
 - Phlog

SPB3a - mikrostruktura

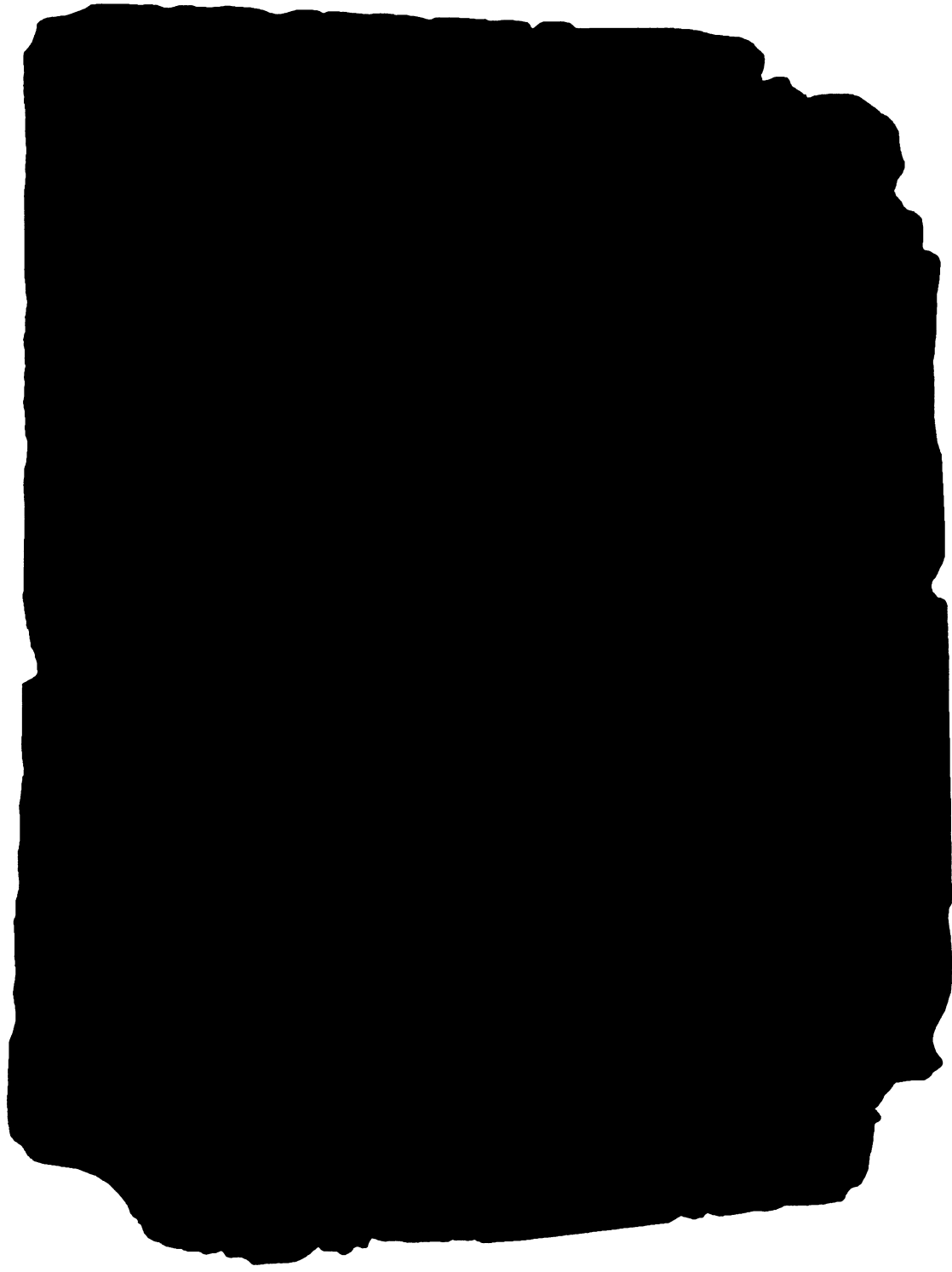


4 mm

Spb3a-analysis.shp

-  difa
-  Grt
-  Ol porf.
-  Ol rec.
-  Opx porf.
-  Opx rec.

SPB8a - mikrostruktura



4 mm

Spb8a.shp

Grt

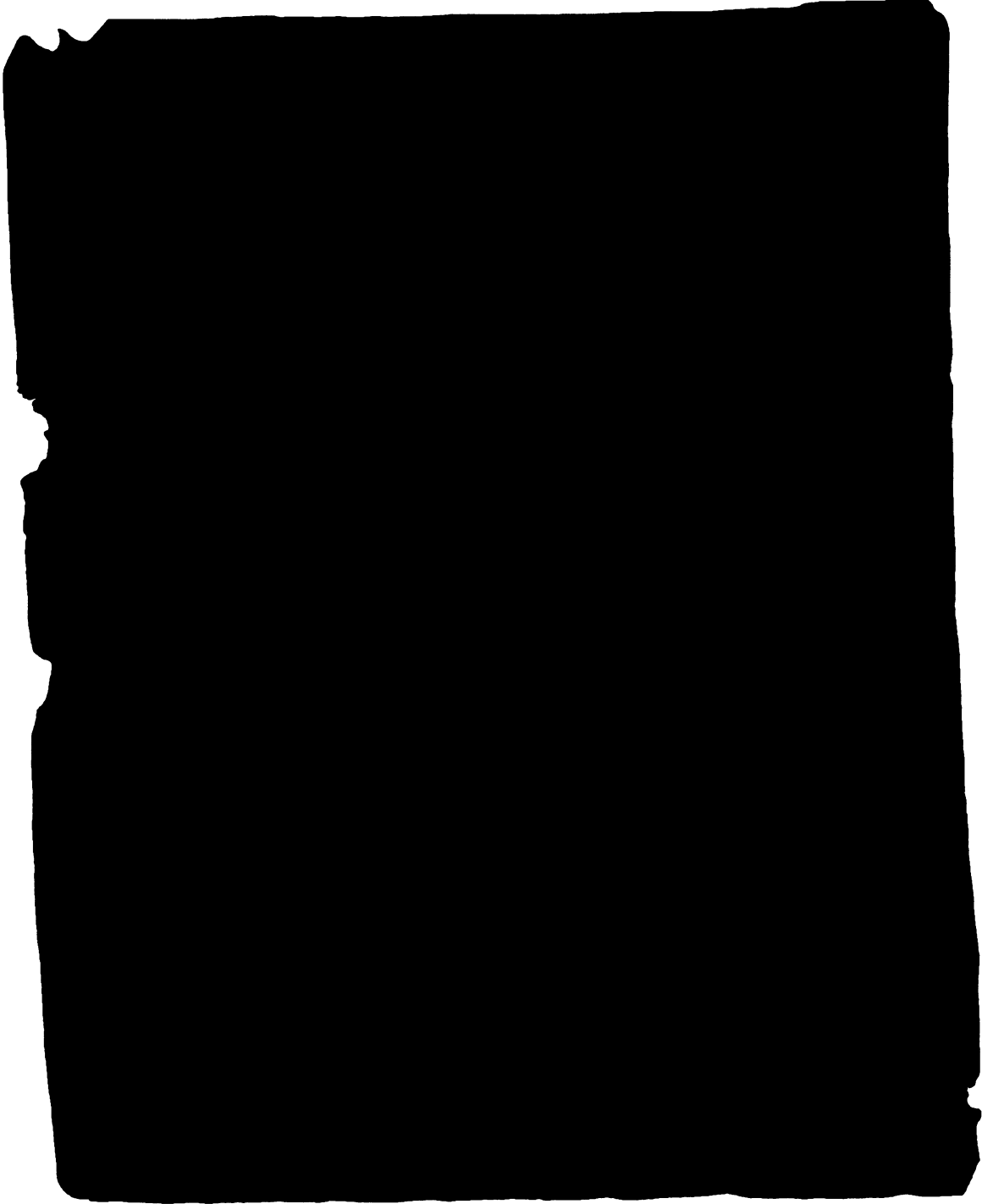
Ol porf.

Ol rec.

Opx porf.

Opx rec.

SPB7 - mikrostruktura



4 mm

Spb7-xz.shp

- Cpx porf.
- Cpx rec.
- Grt
- Ol porf.
- Ol rec.
- Opx porf.
- Opx rec.

4.2. Velikost zrna ve vzorcích hrubozrnného a střížného peridotitu

Velikost zrna ve výbrusech hrubozrnného granátového lherzolitu byla (po naškálování v programu ArcView) určena v MATLABu za použití funkce *describe* (*g=shpread; dsc=describe (g)* a *Select measurement → Ferret*). Výsledky pro SPB9a znázorňuje tabulka 4.1 a pro SPB9b tabulka 4.2 (pozn.: Ferret diameter $F = 2 \cdot \sqrt{(A/\pi)}$, kde A je plocha zrna [údaje jsou v milimetrech]; N udává počet zrn daného minerálu ve výbrusu).

Tabulka 4.1: **SPB9a – velikost zrna [mm]**

'Ferret'	'Cpx'	'Grt'	'Ol'	'Opx'	'Phlog'
'N'	[47]	[8]	[129]	[80]	[2]
'Mean'	[0.9021]	[2.1850]	[1.7659]	[1.4462]	[1.2737]
'Std'	[0.4208]	[1.2114]	[1.1448]	[0.7905]	[0.7068]
'Geomean'	[0.8147]	[1.8630]	[1.4187]	[1.2418]	[1.1716]
'Geostd'	[1.5784]	[1.9066]	[2.0031]	[1.7732]	[1.7973]
'Min'	[0.3258]	[0.5429]	[0.2788]	[0.3598]	[0.7740]
'Qtile1'	[0.5773]	[1.3985]	[0.9002]	[0.7983]	[0.7740]
'Median'	[0.8058]	[1.8984]	[1.4939]	[1.3086]	[1.2737]
'Qtile3'	[1.1532]	[3.1730]	[2.4544]	[1.8116]	[1.7735]
'Max'	[2.1589]	[3.9975]	[5.3962]	[3.7285]	[1.7735]
'Trimean'	[0.8355]	[2.0921]	[1.5856]	[1.3068]	[1.2737]

Tabulka 4.2: **SPB9b – velikost zrna [mm]**

'Ferret'	'Cpx'	'Grt'	'Ol'	'Opx'	'Phlog'
'N'	[53]	[17]	[133]	[83]	[5]
'Mean'	[1.1147]	[1.8719]	[1.6099]	[1.3940]	[0.9219]
'Std'	[0.6275]	[1.0010]	[1.1315]	[0.7659]	[0.8129]
'Geomean'	[0.9563]	[1.6268]	[1.2491]	[1.2107]	[0.6788]
'Geostd'	[1.7622]	[1.7404]	[2.1010]	[1.7131]	[2.4102]
'Min'	[0.3038]	[0.7115]	[0.2509]	[0.3311]	[0.2298]
'Qtile1'	[0.6539]	[1.0119]	[0.7551]	[0.8034]	[0.3834]
'Median'	[0.9865]	[1.4293]	[1.2476]	[1.1947]	[0.5689]
'Qtile3'	[1.3421]	[2.6623]	[2.2042]	[1.8651]	[1.4081]
'Max'	[2.7133]	[3.5981]	[5.0532]	[3.6945]	[2.2483]
'Trimean'	[0.9923]	[1.6332]	[1.3636]	[1.2645]	[0.7323]

Velikost zrna dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu a olivínu u vybraných vzorků (SPB3a, SPB8a a SPB7) deformovaného peridotitu byla určena za pomoci “linear intercept” metody. U ortopyroxenu jsem z důvodu lepšího rozlišení jednotlivých zrn a kvůli jejich malé velikosti použila výhradně snímky ze skenovacího elektronového mikroskopu (viz foto 4.1), u olivínu jsem prováděla výpočet z fotografií pořízených optickým mikroskopem (foto 4.2). Pro každý výbrus jsem měla k dispozici několik snímků domén rekrystalovaného Opx/Ol

z různých míst. Ve fotografii jsem si vyznačila vždy asi 10 profilů rovnoběžně a stejný počet kolmo k foliaci. Délku každé úsečky, zjištěnou podle měřítka snímku, jsem poté vydělila počtem zrn, která daná úsečka protнула, a získanou hodnotu vynásobila empiricky zjištěným faktorem 1.5. Z výsledných údajů (v mikrometrech) jsem vypočítala průměry.

Foto 4.1:
Snímek z domény
rekrytalovaného Opx
ve výbrusu SPB7
(zachycena rovněž na
fotografii 3.8 – ozna-
čena rec. Opx).

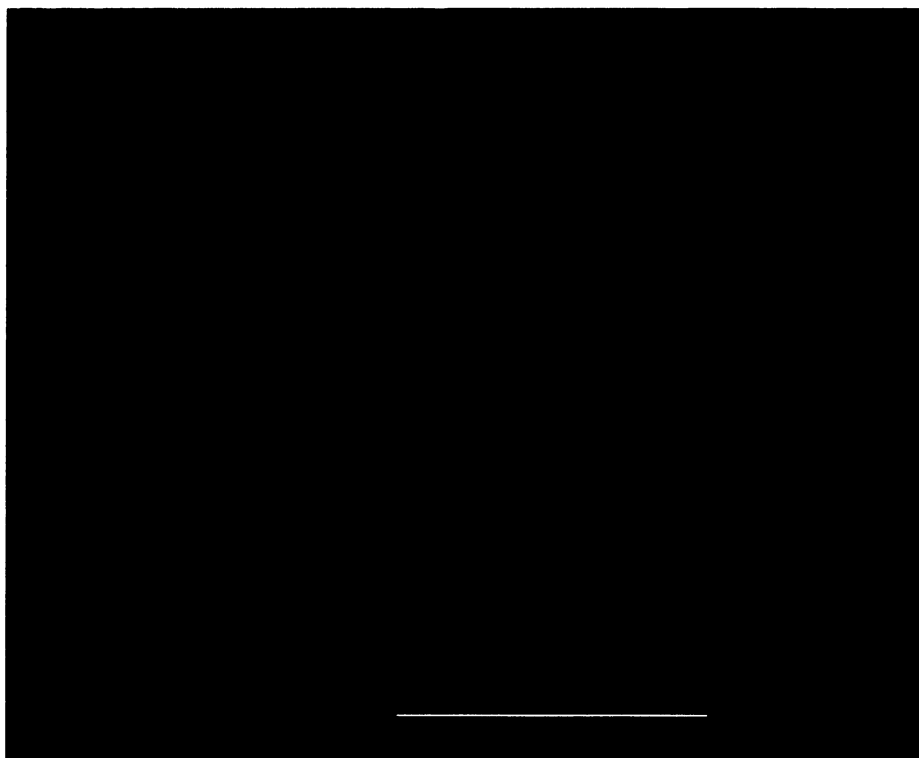
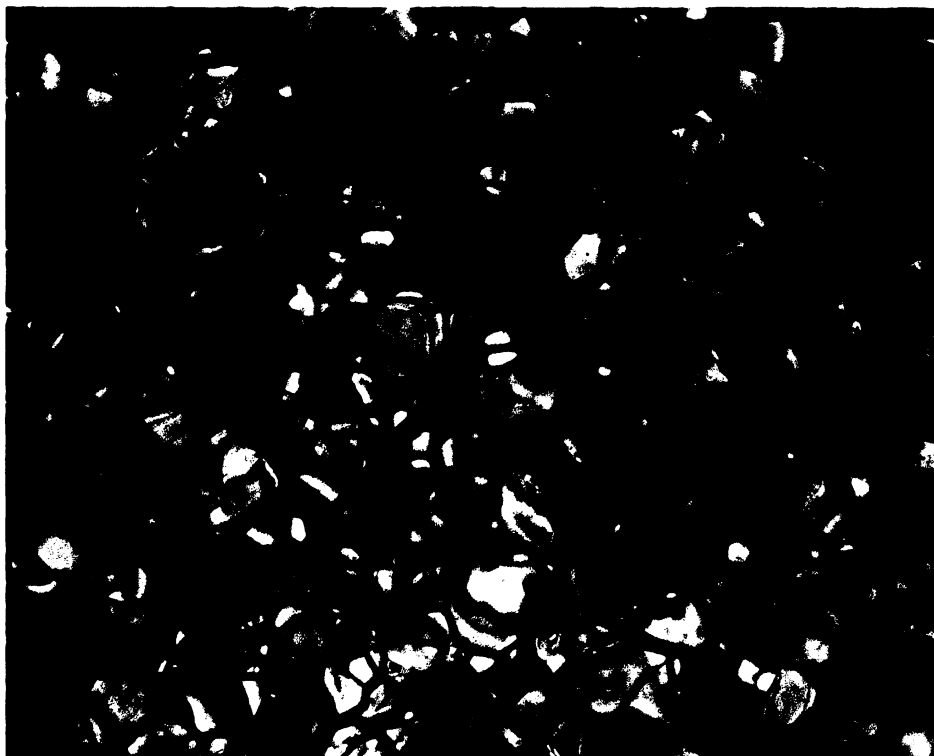


Foto 4.2:
Jemnozrná olivíno-
vá matrix ve výbrusu
SPB7.

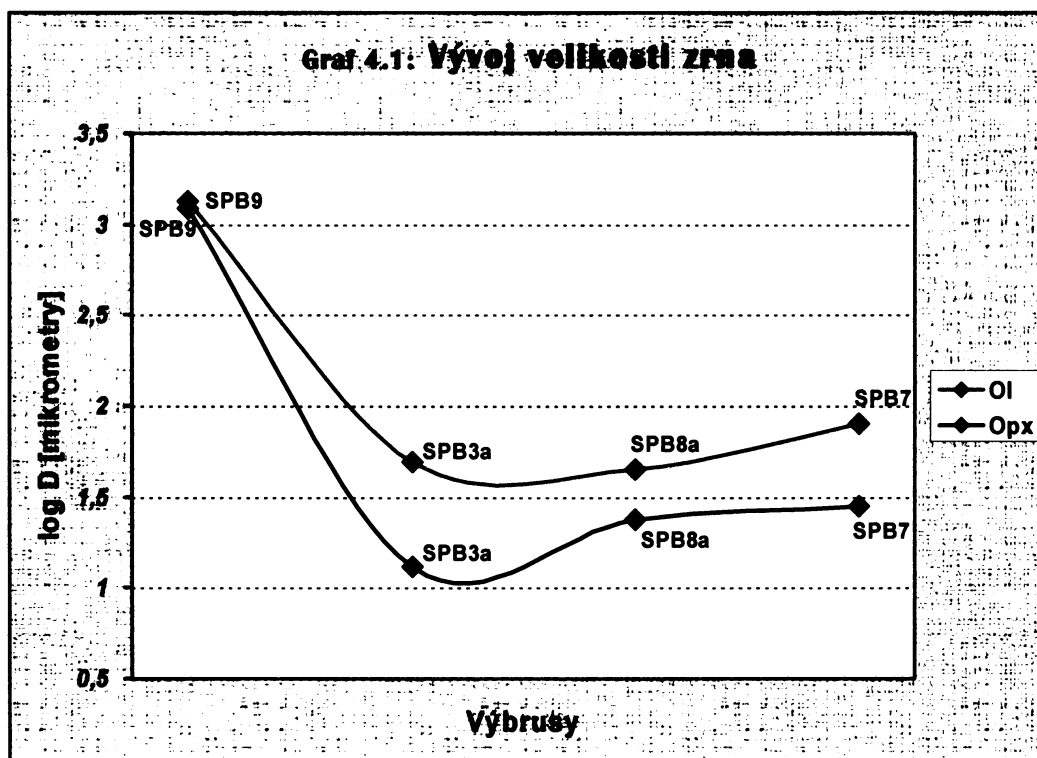


Ve výbrusu **SPB3a** vychází velikost zrna dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu rovnoběžně s foliací průměrně okolo 14 μm a kolmo k foliaci asi 12 μm . U rekrystalovaného olivínu je velikost zrna rovnoběžně s foliací 51 μm a kolmo k foliaci 46.5 μm .

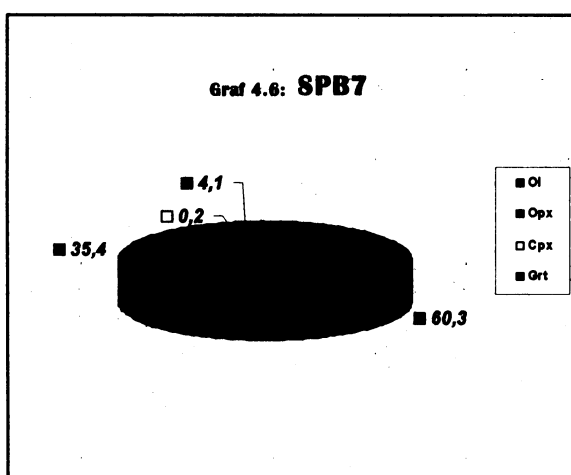
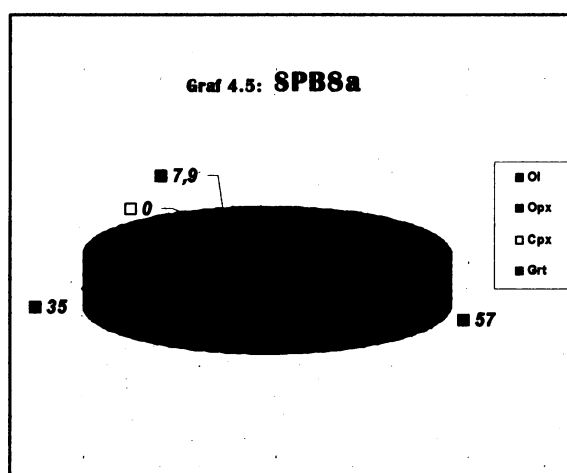
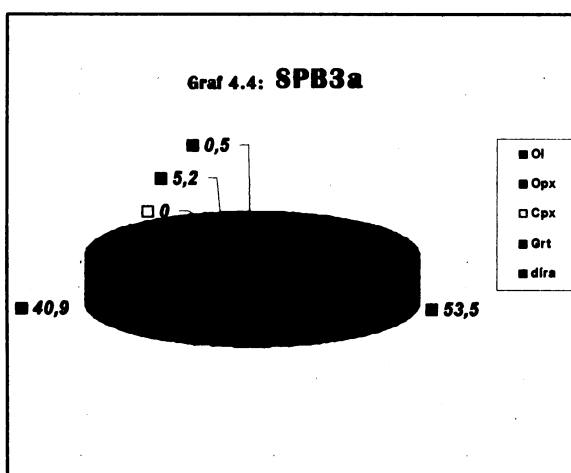
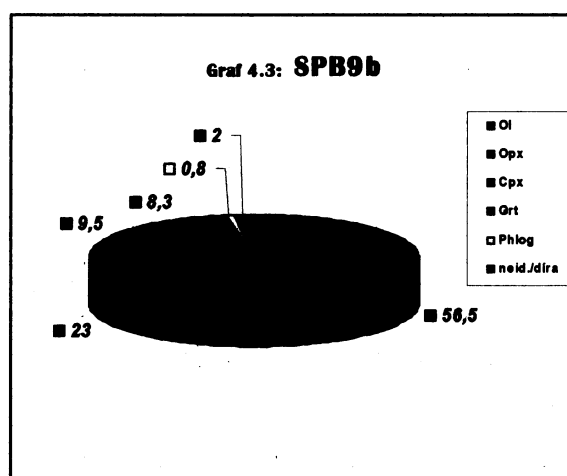
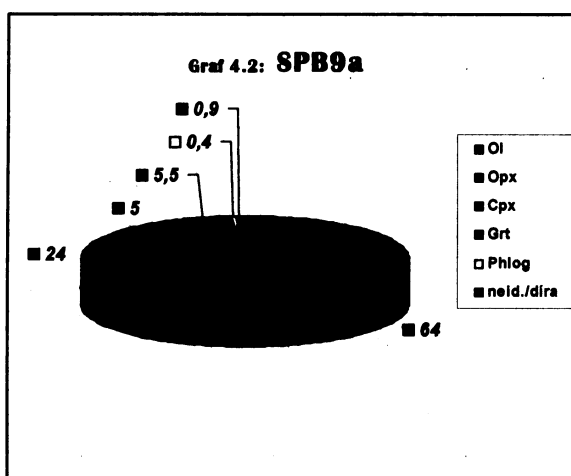
Ve výbrusu **SPB8a** se velikost zrna rekrystalovaného ortopyroxenu rovnoběžně s foliací pohybuje kolem 25 μm a kolmo k foliaci kolem 22.5 μm . Velikost zrna rekrystalovaného olivínu rovnoběžně s foliací byla určena na 45 μm a kolmo k foliaci 44 μm .

Ve výbrusu **SPB7** je velikost zrna rekrystalovaného Opx paralelně s foliací 29 μm a kolmo k foliaci 27 μm . Velikost zrna rekrystalovaného Ol paralelně s foliací vychází průměrně 81 μm a kolmo na foliaci 83 μm .

Vývoj velikosti zrna během progresivní deformace a dynamické rekrystalizace shrnuje graf 4.1 níže. Jak vidíme, hornina prodělala dramatickou redukci velikosti zrna (hrubozrný SPB9 \rightarrow SPB3a reprezentující počáteční stadium rekrystalizace spojené se vznikem LBF mikrostruktury). Výbrus SPB8a (střední stadium rekrystalizace – IWL mikrostruktura) se od SPB3a odlišuje větší velikostí zrna rekrystalovaného ortopyroxenu. Výbrus SPB7 (pokročilá rekrystalizace) se ve srovnání s výbrusem SPB8a vyznačuje nárůstem velikosti zrna hlavně u rekrystalovaného olivínu.



4.3. Plošné zastoupení fází

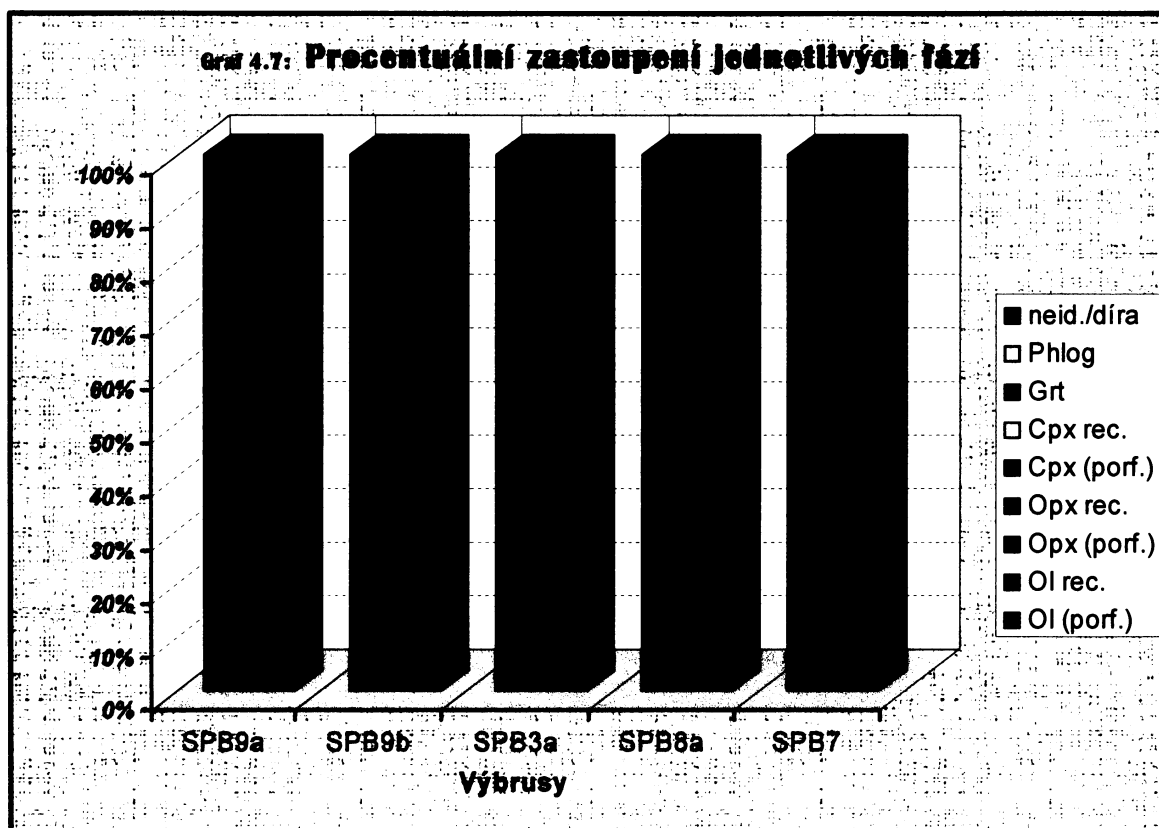


Grafy 4.2 až 4.6 znázorňují plošné zastoupení minerálů v jednotlivých výbrusech (údaje u výsečí jsou v procentech z celkové plochy výbrusu). Hodnoty pro olivín, ortopyroxen a klinopyroxen (u SPB7) ve výbrusech deformovaného peridotitu (tj. SPB3a, SPB8a a SPB7) zahrnují vždy jak porfyroklasty, tak rekrystalovaná zrna.

Procentuální zastoupení jednotlivých fází ve výbrusech SPB9a, 9b, SPB3a, SPB8a a SPB7 bylo stanoveno v MATLABu (použila jsem příkaz GAREA – tedy $g=shpread$; $gc=garea(g)$). Výsledky ukazuje tabulka 4.3 a grafy 4.2 – 4.7. Pozorujeme, že výbrusy deformovaného

peridotitu obsahují narozdíl od vzorku hrubozrnného granátového lherzolitu větší podíl ortopyroxenu na úkor primárního Cpx, který se v nich většinou neobjevuje (nebo je přítomen jen v malém množství). Od SPB3a k SPB8a a SPB7 výrazně narůstá podíl rekrystalovaného olivínu. Výbrus SPB7 vyniká značným množstvím rekrystalovaného Opx, jehož procentuální zastoupení nepatrně převyšuje zastoupení porfyroklastů Opx (viz tabulka 4.3 a graf 4.7 zohledňující podíl rekrystalovaných zrn a porfyroklastů na celkovém plošném zastoupení olivínu, ortopyroxenu a klinopyroxenu (u SPB7)).

Tabulka 4.3: Zastoupení fází [%]								
	OI	Opx	Cpx	Grt	Phlog	neid./díra		
SPB9a	63,816	24,2581	5,1941	5,4263	0,4192	0,8864		
SPB9b	56,4556	23,0123	9,4868	8,3082	0,7575	1,9796		
	OI porf.	OI rec.	Opx porf.	Opx rec.	Cpx porf.	Cpx rec.	Grt	díra
SPB3a	26,1468	27,3058	36,8197	4,038	0	0	5,1662	0,5235
SPB8a	10,5538	46,5305	30,3299	4,7348	0	0	7,851	0
SPB7	3,8998	56,3813	17,4313	17,9552	0,1188	0,1078	4,1057	0

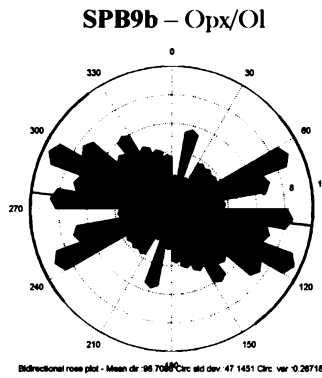
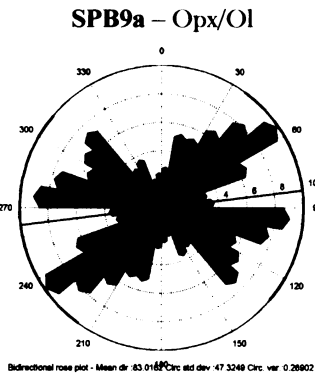


4.4. Orientace hranic zrn a doménových hranic

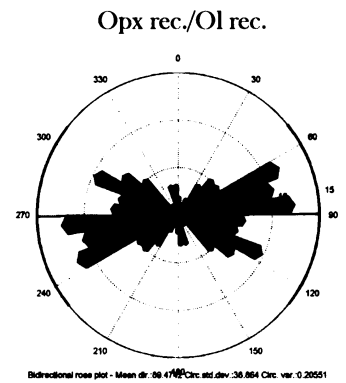
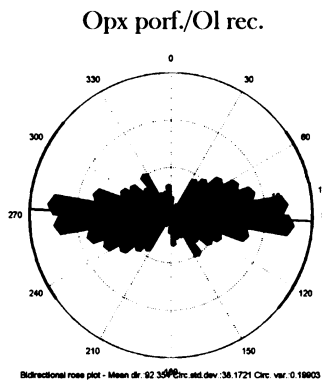
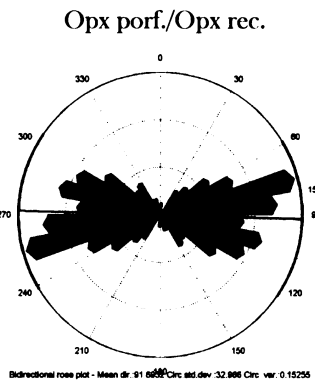
Nejprve jsem v ArcView vytvořila shape files hranic zrn pro výbrusy hrubozrnného granátového lherzolitu SPB9a a SPB9b a shape files doménových hranic pro střížné peridotity SPB3a, SPB8a a SPB7. Ty jsem načetla v MATLABu (b=shpread) a za pomoci příkazu **prose(b('phase1-phase2'))** – fáze zadáváme v abecedním pořadí, např. 'Ol rec-Opx porf' – jsem vynášela růžicové diagramy. Výsledky znázorňuje obr. 4.1 na následující straně, který zahrnuje růžicové diagramy orientací hranic zrn olivínu a ortopyroxenu ve výbrusech SPB9a a SPB9b a orientací doménových hranic (Opx porfyroklasty/Opx rekrystalovaný, Opx porfyroklasty/Ol rekrystalovaný, Opx rekrystalovaný/Ol rekrystalovaný) ve výbrusech SPB3a, SPB8a a SPB7. Zatímco u SPB9 pozorujeme dosti velký rozptyl orientací hranic zrn s maximy ve dvou směrech, u SPB3a se již stavby stávají ploššími a začíná být patrné protažení ve směru sledujícím foliační plochu. Tento trend ve smyslu protažení a zploštění dále zesiluje u SPB8a. Znatelný vývoj oproti SPB3a byl zaznamenán i ve výbrusu SPB7, kde se protažení projevuje zvláště v případě hranic Opx rec./Ol rec.

Obr. 4.1: **Růžicové diagramy orientací hranic zrn a doménových hranic**

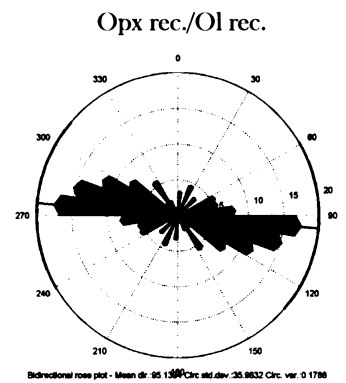
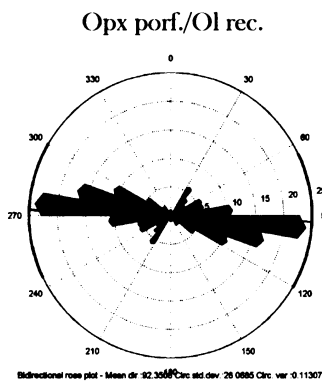
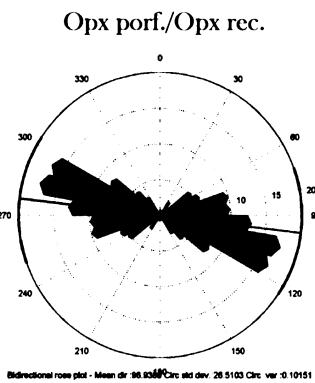
SPB9



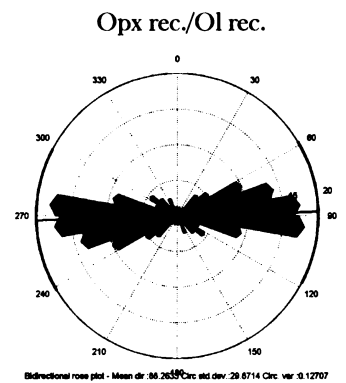
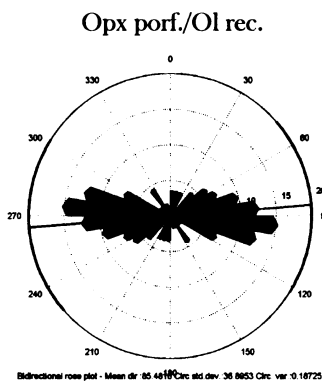
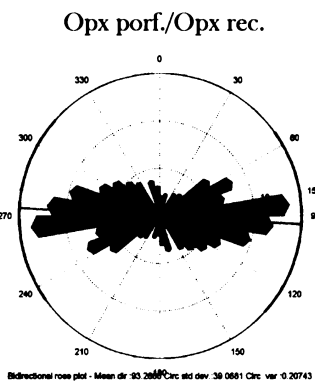
SPB3a



SPB8a



SPB7



5. TEPLOTNÍ A TLAKOVÉ PODMÍNKY DEFORMACE

5.1. Termobarometrie plášťových hornin

5.1.1. Termometrie peridotitů

Řada termometrů je založena na výměně Fe^{2+} a Mg^{2+} mezi koexistujícími minerály, např. mezi granátem a olivínem, ortopyroxenem nebo klinopyroxenem. Výměna se ukazuje jako téměř ideální, opomineme-li závislost na obsahu grosuláru v granátech [Ellis & Green, 1979; O'Neill & Wood, 1979]. Kromě výměny mezi olivínem a ortopyroxenem, která je prakticky nezávislá na teplotě a na tlaku závisí jen velmi mírně, vykazuje výměna Fe a Mg přiměřenou teplotní závislost pro všechny ostatní kombinace minerálů, jež by sloužily jako dobrý základ pro termometrii. Největší závislost na teplotě lze pozorovat u dvojice grt/cpx, následuje ji ol/cpx, grt/opx, opx/cpx a grt/ol [Brey & Köhler, 1990].

Na základě experimentů [Brey, 1989] byla testována schopnost většiny publikovaných termobarometrů týkajících se čtyřfázových peridotitů reprodukovat experimentální podmínky. Fe-Mg výměnný termometr (grt/cpx), který vyvinuli Ellis & Green (1979), nadhodnocuje při nízkých teplotách stejně jako aktualizace stejného termometru provedená Powellem (1985). Krogh (1988) použil experimentální data, která k tématu rozdělování Fe^{2+} a Mg mezi granátem a klinopyroxenem publikovali Råheim & Green (1974), Mori & Green (1978) a Ellis & Green (1979), a dále tento termometr upravoval. Vytvořil nový výraz:

$$T [^{\circ}\text{C}] = ((-6173(X_{\text{Ca}})^2 + 6731X_{\text{Ca}} + 1879 + 10P [\text{kbar}] / (\ln Kd + 1.393)) - 273,$$

díky němuž docílil přesných odhadů i při nízkých teplotách, ale s poněkud větším rozptylem (obr. 5.2a). Důvodem lepší shody je zavedení křivkové (přizpůsobené pomocí kvadratického a lineárního výrazu), namísto lineární, korekce pro X_{Ca} v granátu u Kroghova termometru.

Harley (1984a) se zabýval experimentálním studiem distribuce Fe a Mg mezi granátem a ortopyroxenem v systémech FMAS (FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂) a CFMAS (CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂) v teplotně-tlakovém rozmezí 800-1200°C a 5-30 kbar. Výměnná reakce popisující rozdělování Fe-Mg mezi grt a opx může být vyjádřena následovně: $1/3\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (pyrop) + $1/2\text{Fe}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (ferosilit) = $1/3\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}$ (almandin) + $1/2\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ (enstatit). Objemové změny zahrnuté do výměnných reakcí jsou ve srovnání s příslušnými změnami entropie zanedbatelné, z čehož plynou poměrně velké sklony dP/dT . Jestliže jedna fáze silně frakcionuje Fe nebo Mg do koexistující fáze, takže distribuční koeficient $K_{\text{DFe-Mg}}$ dosahuje velkých hodnot a v rámci geologicky přijatelných P-T podmínek se značně mění, zlepšuje se tím použitelnost výměnných reakcí coby kvantitativního

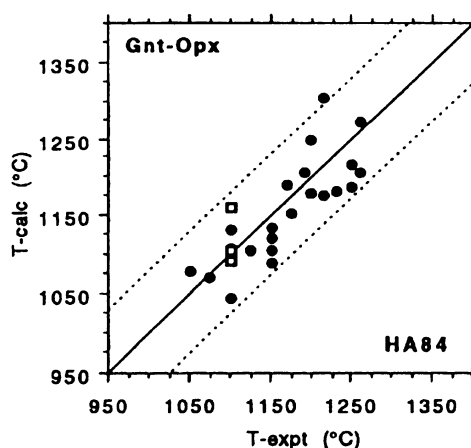
geotermometru. Granát výrazně frakcionuje Fe do většiny koexistujících fází. Vzhledem k opx sice méně než ke klinopyroxenu a olivínu, nicméně distribuce je stále dost silná ($K_D = 1.5$ až 5). Vlivy Ca na rozdělování Fe-Mg mezi grt a opx mohou být přičítány neideálním interakcím Ca a Mg v granátu. Zpracování experimentálních dat společně s daty o molárních objemech fází koncových členů umožnilo kalibraci termometru vhodného pro granátové peridotity a granulity:

$$T [^{\circ}\text{C}] = [(3,740 + 1,400X_{gr}^{ga} + 22.86P [kb]) / (R \ln K_D + 1.96)] - 273,$$

kde $K_D = \{\text{Fe/Mg}\}^{gr} / \{\text{Fe/Mg}\}^{opx}$ a $X_{gr}^{ga} = (\text{Ca} / (\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}))^{gr}$, ga = granát, gr = grosulár.

Podle testů Breye a Köhlera (1990) dává tato kalibrace nepatrně vyšší odhady při nízkých a nižší při vysokých teplotách. Teplota nejlepší shody vyplývající z jejich experimentů je $\sim 1000^{\circ}\text{C}$.

Taylor (1998) shledal při vyhodnocování termobarometrů na základě rozšířené experimentální databáze odhady teplot získané pomocí Harleyovy kalibrace jako uspokojivé, většina vypočtených hodnot spadala do intervalu $T_{\text{expt}} \pm 70^{\circ}\text{C}$ a celková přesnost byla 46°C (1σ) (obr. 5.1). Lee & Ganguly (1988) předložili novou variantu grt-opx termometru vycházející z FMAS experimentů, která však nadhodnocuje o $\sim 175^{\circ}\text{C}$ při 900°C a o 125°C při 1400°C . Mnohem lepších odhadů teplot lze s tímto termometrem dosáhnout, pokud je zanedbán opravný člen pro Ca a Mn v granátu.



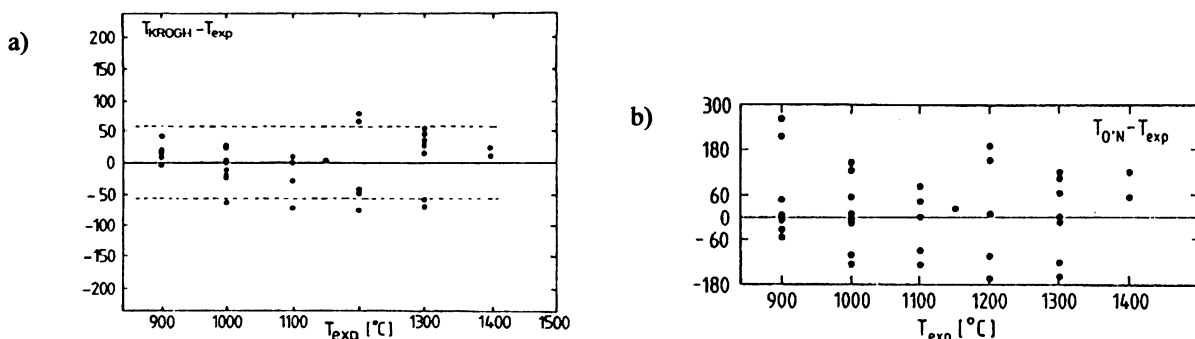
Obr. 5.1: Diagram T_{calc} vs. T_{expt} pro Harleyův (1984) grt - opx termometr. Plná kolečka – soubor exp. dat HPY40, prázdné čtverečky – soubor KLB50. Tečkované čáry značí rozmezí $\pm 75^{\circ}\text{C}$. [podle Taylor, 1998]

Termometr, který formulovali O'Neill & Wood (1979, O'Neillova úprava, 1980), je založený na výměně Fe a Mg mezi olivínem a granátem a reprodukuje experimentální data velmi dobře, třebaže s větším rozptylem než u termometrů uvedených výše (obr. 5.2b). O'Neill & Wood studovali distribuci Fe a Mg mezi granátem a olivínem při tlaku 30 kb a teplotách 900°C - 1400°C . Rozdělování Fe a Mg mezi uvedenými minerály lze popsat výměnnou reakcí (*): $2\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{grt}) + 3\text{Fe}_2\text{SiO}_4 (\text{ol}) \leftrightarrow 2\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12} (\text{grt}) + 3\text{Mg}_2\text{SiO}_4 (\text{ol})$, pro kterou rovnovážná konstanta K_a je dána rovnicí: $K_a = (a_{\text{Mg}_2\text{SiO}_4}^{\text{ol}})^3 \cdot (a_{\text{Fe}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}}^{\text{grt}})^2 / (a_{\text{Fe}_2\text{SiO}_4}^{\text{ol}})^3 \cdot (a_{\text{Mg}_3\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}}^{\text{grt}})^2$. Při formulaci geotermometru je třeba vztáhnout rovnovážnou konstantu, která závisí jen na tlaku a teplotě, k měřenému distribučnímu koeficientu (K_D), který je obecně závislý na tlaku, teplotě a složení. Výsledky prokázaly, že $K_D (=$

$(\text{Fe/Mg})_{\text{grt}}/(\text{Fe/Mg})_{\text{ol}}$ je při 30 kb funkcí teploty, poměru Fe/Mg a obsahu Ca v granátu. K_D roste s rostoucím obsahem Ca v granátu. Vlivy složení na distribuční koeficient odrážejí neideální mísení ve fázích olivínu a granátu. Pozorovaný K_D není citlivý na absolutní velikost interakčních parametrů $W_{\text{FeMg}}^{\text{ol}}$ a $W_{\text{FeMg}}^{\text{grt}}$, ale zato silně závisí na rozdílu mezi nimi. ΔS^0 výměnné reakce (*) se blíží nule (-4.3 cal/deg), protože reaktanty a produkty mají stejné struktury a podobné objemy. Interakční parametry pro granát a olivín mohou být v mezích přesnosti dat považovány za nezávislé na teplotě. O'Neill & Wood získali pro výpočet teploty (v Kelvinech) následující rovnici:

$$T = [902 + DV + (X_{\text{Mg}}^{\text{ol}} - X_{\text{Fe}}^{\text{ol}})(498 + 1.51(P - 30)) - 98(X_{\text{Mg}}^{\text{grt}} - X_{\text{Fe}}^{\text{grt}}) + 1347X_{\text{Ca}}^{\text{grt}}]/[\ln K_D + 0.357].$$

Člen DV zohledňuje tepelnou rozpínavost a stlačitelnost všech čtyř fází (almandinu, forsteritu, pyropu a fayalitu). Mezi 1000 a 1300°C se $\ln K_D$ mění jen velmi málo, pokud $X_{\text{Mg}}^{\text{ol}}$ je nízký (0.25 nebo méně) a toto rozmezí, kde $\ln K_D$ je blízký 0 (K_D blízký 1), tedy představuje oblast necitlivosti uvedeného termometru k teplotě. Podobně i při vysokých teplotách (>1300-1400°C), kde K_D dosahuje jedné pro velké rozpětí složení, se termometr stává relativně necitlivým. Granát-olivínový termometr je proto vhodné použít u velmi hořečnatých celkových složení, jako např. u peridotitů, které ekvilibrovaly za teplot menších než 1300-1400°C.



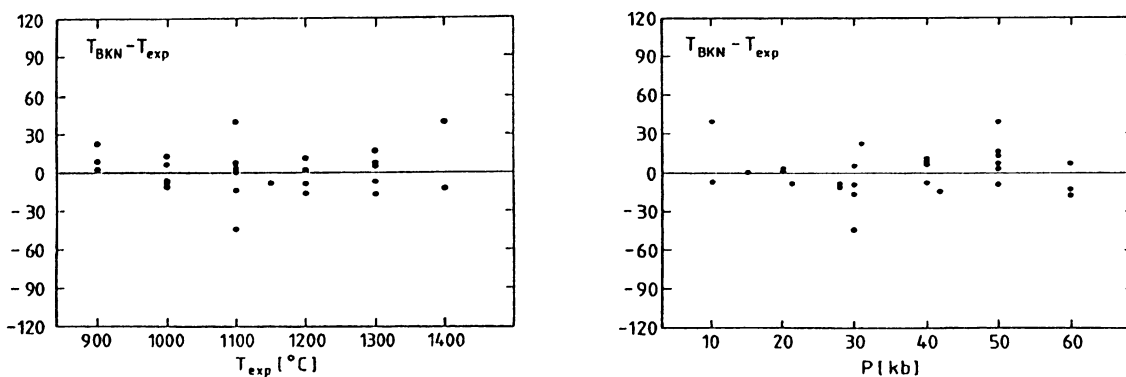
Obr. 5.2: Testy schopnosti Fe-Mg výměnných termometrů reprodukovat experimentální teploty. Výsledky jsou zobrazeny v diagramech $\Delta T = T_{\text{calc}} - T_{\text{exp}}$ vs. T_{exp} . Pro výpočet teplot byly použity experimentální tlaky. a) Kroghův termometr (grt/cpx; Krogh, 1988) celkově dobře reprodukuje experimentální teploty. S tímto termometrem by mělo být možné spočítat reálné teploty pro přírodní peridotity. b) Termometr O'Neilla & Wooda (1979, $T_{\text{O'Neil}}$) pro výměnu Fe a Mg mezi granátem a olivínem dává také dobré odhady při všech experimentálních teplotách, ačkoliv s o něco větším rozptylem. [podle Brey & Köhler, 1990]

Dvoupyroxenové termometry jsou založeny na oblasti nemísitelnosti mezi ortopyroxenem a klinopyroxenem, která se vyznačuje citlivostí k teplotě. Tyto termometry mohou být vyjádřeny buď ve vztahu k výměnné reakci mezi enstatitovými nebo diopsidovými složkami, nebo jako empirická aproximace oblasti nemísitelnosti. Testy termometrů [Brey & Köhler, 1990] varují před použitím všech verzí do té doby publikovaných termometrů opírajících se o

složení koexistujících orto- a klinopyroxenů. Brey & Köhler (1990) proto formulovali novou variantu dvoupyroxenového termometru. Jako základ pro dvoupyroxenovou termometrii slouží obrácené experimenty v jednoduchém CMS (CaO-MgO-SiO₂) systému matematicky zpracované pomocí termodynamických modelů roztoků pro vlastnosti mísení koexistujících pyroxenů. Empirické modely (např. Bertrand & Mercier, 1985; Finnerty & Boyd, 1987) dobře reprodukuje experimentální teploty v CMS a ukazují se jako výhodný podklad pro termometrii, protože jsou v důsledku menšího počtu parametrů méně citlivé na analytické chyby. Ehrenberg (1979) zjistil, že průběh $\ln K_D$ reakce $\text{En (opx)} = \text{En (cpx)}$ v závislosti na reciproční hodnotě teploty je pro CMS experimenty křivočarý, zatímco $(\ln K_D)^2$ vykazuje lineární závislost. Použití $(\ln K_D)^2$, namísto $\ln K_D$, umožňuje pokládat systém CMS za zcela ideální. Výše uvedený vztah platí i pro systémy CMAS a CMASCr (CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂-Cr₂O₃) a experimenty v přírodním systému [Brey & Köhler, 1990]. Dosazováním výsledků experimentů do rovnice $T = (a + bP)/(c + (\ln K_D)^2)$, kde $K_D = (1 - \text{Ca}^{\text{M2}})^{\text{cpx}}/(1 - \text{Ca}^{\text{M2}})^{\text{opx}}$, P je v kilobarech a T v Kelvinech, bylo dosaženo následujících výsledků: CMS: $T = (23\,664 + 24,9P)/(13,38 + (\ln K_D)^2)$ (2-60 kb), CMAS: $T = (26\,322 + 61,1P)/(15,88 + (\ln K_D)^2)$ (10-100 kb), CMASCr: $T = \text{CMS}$ (25-35 kb), přírodní systém: $T = (23\,058 + 38,4P)/(14,12 + (\ln K_D^*)^2)$ (10-60 kb). Tvar K_D vychází z předpokladu, že Ca je omezen na pozici M2 v pyroxenech a že $(\text{Mg}^{\text{M1}})_{\text{cpx}}/(\text{Mg}^{\text{M1}})_{\text{opx}} \approx 1$. Parametry pro experimenty v přírodním systému se mnohem více blíží těm pro CMS než pro CMAS. Byly odvozeny s teoretickou korekcí Ca^{M2} pomocí Na^{M2} , jak navrhli Bertrand & Mercier (1985). Ti definovali $\text{Ca}^* = \text{Ca}^{\text{M2}}/(1 - \text{Na}^{\text{M2}})$, což mění K_D na $K_D^* = (1 - \text{Ca}^*)^{\text{cpx}}/(1 - \text{Ca}^*)^{\text{opx}}$. Jelikož se nezdá, že by Al v kombinaci s Cr ovlivňoval přenos enstatitu mezi opx a koexistujícím cpx, a Na je zahrnut ve výše uvedené rovnici, může být důvodem odlišnosti rovnic pro CMS a přírodní systém jediné přítomnost Fe. Experimenty v CFMS systému (Davidson & Lindsley, 1985) ukázaly, že v cpx Ca v přítomnosti Fe výrazně klesá a v koexistujícím opx poněkud stoupá. Empirickou korekci Fe založili Brey & Köhler (1990) jen na svých experimentech v přírodním systému a zjistili, že nejlépe reprodukuje experimentální podmínky následující rovnice:

$$T_{BKN} = (23\,664 + (24,9 + aX_{\text{Fe}}^{\text{cpx}})P)/(13,38 + (\ln K_D^*)^2 + bX_{\text{Fe}}^{\text{opx}}),$$

kde T je v Kelvinech, P v kilobarech, $a = 126,3$, $b = 11,59$ a $X_{\text{Fe}}^{\text{opx}} = \text{Fe}/(\text{Fe} + \text{Mg})$. Nepřesnost odhadů teplot za pomoci tohoto termometru se pohybovala v rozmezí do $\pm 15^\circ\text{C}$ (1σ) a nebyla prokázána žádná systematická závislost na teplotě, tlaku (obr. 5.3) nebo parametrech složení. Může být aplikován na celková složení s mg-hodnotami od 100 (bez Fe) do nejméně 89, pravděpodobně i 80-85, s minimální chybou.



Obr. 5.3: Odhady experimentálních teplot pomocí termometru T_{BKN} . Tento termometr reprodukuje experimenty do $\pm 15^\circ\text{C}$ (1σ) bez systematické závislosti na teplotě nebo tlaku, jak je patrné z diagramů ΔT vs. T_{exp} a ΔT vs. P . [podle Brey & Köhler, 1990]

Nicméně Taylor (1998) na základě obsáhlejší série experimentů (soubory dat HPY40 a KLB50) prokázal, že dvoupyroxenový termometr Breye & Köhlera (1990) má sklon nadhodnocovat při nízkých a podhodnocovat při vysokých teplotách. Z testovaných opx-cpx termometrů reprodukoval jen ten, který formuloval Wells (1977), experimentální teploty s přijatelným stupněm přesnosti (tj. do $\pm 50^\circ\text{C}$ pro všechna data, s celkovou přesností 24°C (1σ)). Wellsův termometr má tvar:

$$T [K] = 7341/[3.355 + 2.44(Fe^{2+}/(Fe^{2+} + Mg^{2+}))^{opx} - \ln(a_{en}^{cpx}/a_{en}^{opx})].$$

Pro experimentální soubor dat Breye et al. (1990) však tato formulace podhodnocuje. Taylor (1998) skombinoval za účelem zvýšení univerzálnosti dvoupyroxenové termometrie data ze své studie s daty Breye et al. (1990) a předložil upravenou verzi termometru T_{BKN} . Zavedl nový člen pro aktivitu enstatitu podobný tomu použitému ve Wellsově termometru: $a(En) = (1 - Ca - Na)(1 - Al^{VI} - Cr - Ti)(1 - Al^{IV}/2)^2$, kde $Al^{VI} = (Al/2 - Cr/2 - Ti + Na/2)$ a $Al^{IV} = (Al/2 + Cr/2 + Ti - Na/2)$. Přidal člen pro korekci vlivu tschermakitových komponent na šířku pyroxenové oblasti nemísitelnosti: $X_{ts} = (Al + Cr - Na)^{cpx}$ a též členy pro opravu vlivu složek Fe a Ti. Konečná podoba Taylorova termometru (TA98) je:

$$T [K] = (24,787 + 678P[GPa])/[15.67 + 14.37Ti^{cpx} + 3.69Fe^{cpx} - 3.25X_{ts} + (\ln K_d)^2],$$

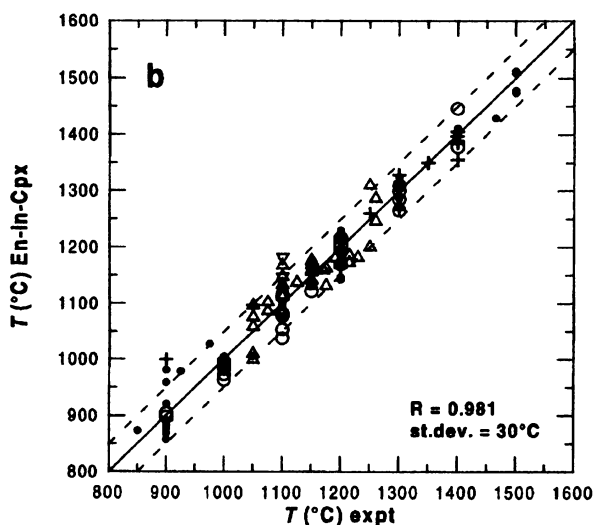
$\ln K_d = \ln\{a(En)\text{-cpx}\} - \ln\{a(En)\text{-opx}\}$; Ti^{cpx} = kationty Ti v klinopyroxenu na základě 6 kyslíků; Fe^{cpx} = kationty Fe^{2+} v cpx na základě 6 kyslíků (bez korekce pro Fe^{3+}). Rovnice reprodukuje experimentální teploty ze souborů dat HPY40, KLB50 a Brey et al. (1990) do $\pm 55^\circ\text{C}$ s celkovou přesností 27°C (na úrovni 1σ).

Nimis a Taylor (2000) uvážili problém jednoppyroxenové termometrie lherzolitů přijetím rozsáhlejší databáze a empirickými korekcemi pro neideální chování klinopyroxenových pevných roztoků. Dvoupyroxenová termometrie je obvykle založena na výměně enstatitové

(en) složky mezi cpx a opx. Teplotní závislost této reakce může být vyjádřena jako $T = (a + bP)/(c + (\ln(a_{en}^{Cpx}/a_{en}^{Opx}))^2)$. V přírodních peridotitech se aktivita enstatitové složky v opx (a_{en}^{Opx}) blíží jedné a je málo citlivá na změny teploty a složení. Rovnici pro teplotní závislost lze tedy zjednodušit a získat tak termometrickou formulaci vycházející jen ze složení cpx: $T = (a + bP)/(c + (\ln a_{en}^{Cpx})^2)$. Nimis & Taylor (2000) mohli díky širokému spektru složení použitých ke kalibraci kvantifikovat vliv menšinových složek na rozpustnost enstatitu-ferosilitu v klinopyroxenu. Aby eliminovali systematické odchylky závislé na složení mezi různými soubory dat, museli zavést korekce pro Fe, Ti, Al a Cr. Experimentální podmínky byly nejlépe reprodukovány pomocí následující rovnice:

$$T(K) = \frac{23166(\pm 447) + 39.28(\pm 4.27) \cdot P(\text{kbar})}{13.25(\pm 0.32) + 15.35(\pm 2.90) \cdot Ti + 4.50(\pm 0.83) \cdot Fe - 1.55(\pm 0.29) \cdot (Al + Cr - Na) + (\ln a_{en}^{Cpx})^2},$$

kde aktivita enstatitové složky v cpx je dána rovnicí: $a_{en} = (1 - Ca - Na) \cdot (1 - \frac{1}{2}(Al + Cr + Na))$. Odhady experimentálních teplot pomocí tohoto termometru vykazovaly nepřesnost $\pm 30^\circ\text{C}$ (1σ). Analýza odchylek $T_{cal} - T_{expt}$ neodhalila žádnou systematickou chybu (obr. 5.4). Použití druhé mocniny členu $\ln a_{en}^{Cpx}$ vedlo k výraznému zpřesnění odhadů, což se zdá být ve shodě s pozorováním Breye a Köhlera (1990), že reciproční hodnota teploty je lineárně závislá na $[\ln(X_{en}^{Cpx}/X_{en}^{Opx})]^2$. Z termometrické rovnice vyplývá, že přítomnost CaAlTs (tj. $\text{CaAl}_2\text{SiO}_6$) nebo CaCrTs komponent pevného roztoku bude způsobovat růst vypočtených teplot, který bude prudší při vyšších teplotách. To souhlasí s experimentálním důkazem o rozšiřování pole nemísivosti v pyroxenech obsahujících Al [Tribaudino & Bruno, 1993]. Zatímco rozpustnost enstatitu v cpx je nižší při vysokých hladinách CaAlTs a CaCrTs, přítomnost Ti-komponenty šířku pole nemísivosti redukuje.



Obr. 5.4: Vypočtené vs. experimentální teploty pro enstatite-in-Cpx termometr. Plné kroužky – systém CMS [Carlson & Lindsley, 1988], ostatní symboly jako v obr. 5.8 (viz dále). Přerušované linie značí nepřesnost $\pm 50^\circ\text{C}$.

[podle Nimis & Taylor, 2000]

5.1.2. Barometrie peridotitů

Carswell & Gibb (1987a, 1987b) zjistili při testování 13 verzí barometru založeného na obsahu Tschermakovy molekuly v opx koexistujícím s grt, že uspokojivé výsledky dává jen kalibrace Nickela & Greena (1985). Brey & Köhler (1990) dosáhli podobných výsledků. Jejich experimenty od 28 do 60 kb nejméněji reprodukovala formulace Nickela & Greena, ale jen v rozmezí tlaků, na kterém byla založena kalibrace tohoto barometru (obr. 5.6a). Nickel & Green (1985) prováděli experimenty v systémech CMAS, CMASCr a v "přírodních" peridotitových složeních v rozmezí tlaků a teplot 20-40 kbar a 1000-1400°C a studovali účinek Cr na geotermometrii a geobarometrii. Výsledkem toho bylo zdokonalení empirické grt-opx barometrie. Cr₂O₃ představuje významnou složku granátů v peridotitech, typické obsahy se pohybují mezi 2 a 8 wt.% Cr₂O₃ nahrazujícího Al₂O₃. Při formulaci barometru vycházeli Nickel & Green z reakce: Mg₂Si₂O₆ (enstatit) + MgAl₂SiO₆ (Mg-Tschermakova molekula) [v pevném roztoku ortopyroxenu] = Mg₃Al₂Si₃O₁₂ (pyrop) [v pevném roztoku granátů]. K_D pro tuto reakci je definován jako: $K_D = [(1 - X_{Ca}^{grt})^3 (X_{Al}^{grt})^2] \times [X_{Mg,Fe}^{M1} (X_{Mg,Fe}^{M2})^2 X_{Al}^{M1}]^{-1}$. Experimentální kalibrací dospěli k barometrické rovnici ve tvaru:

$$P \text{ [kbar]} = \{1/[183.3 + 178.98X_{Al}^{M1} (1 - X_{Al}^{M1})]\} \times \{-RT \ln K_D - 9000(X_{Ca}^{grt})^2 - 3400[2(X_{Cr}^{grt})^2 - X_{Mg}^{M1}X_{Cr}^{M1}] - X_{Ca}^{grt}X_{Cr}^{grt} (90853 - 52.1T[K]) - 7590X_{Fe}^{grt}X_{Ca}^{grt} + 5157X_{Mg}^{M1}X_{Fe}^{M1} + 6047 - 3.23T[K] \}$$

$$\text{Opx: } X_{Al}^{M1} = (Al - Cr - 2Ti + Na)/2$$

$$\text{Grt: } X_{Ca}^{grt} = [Ca/(Ca + Mg + Fe + Mn)]^{grt}$$

$$X_{Mg,Fe}^{M1} = 1 - X_{Al}^{M1} - Cr - Ti$$

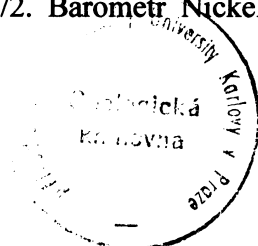
$$X_{Al}^{grt} = [Al/(Al + Cr)]^{grt}$$

$$X_{Mg,Fe}^{M2} = 1 - Ca - Na - Mn$$

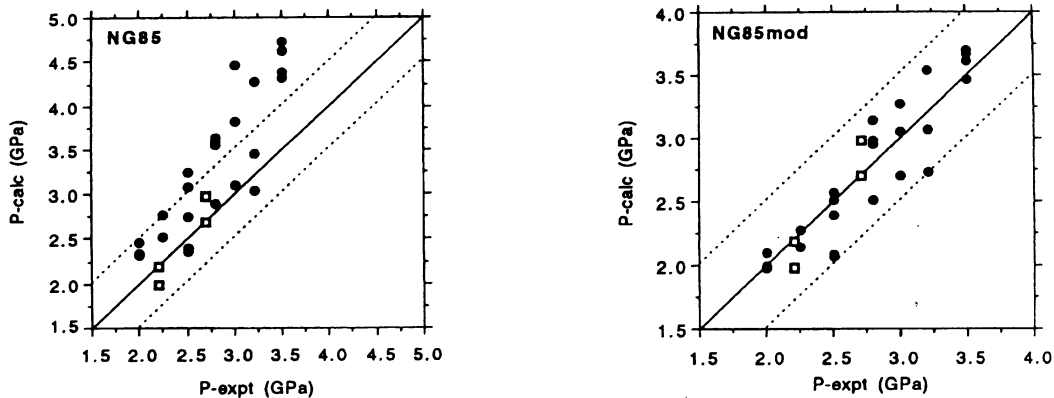
$$X_{Cr}^{grt} = [Cr/(Al + Cr)]^{grt}$$

$$X_{Mg}^{M1} = [Mg/(Mg + Fe)] X_{Mg,Fe}^{M1}$$

Ze série experimentů provedených Taylorem (1998) překvapivě vyplynulo, že tento barometr, podobně jako barometr Breye & Köhlera (1990) (viz dále), navzdory korekcím pro vliv ostatních komponent na aktivitu MgAl₂SiO₆ silně nadhodnocuje hlavně při P ≥ 3 GPa. Příčinou může být výraz pro molární zlomek Mg-Tschermakovy (MgTs) složky v ortopyroxenu, který dává nepatřičné hodnoty pro pyroxeny s vysokým obsahem TiO₂ (zahrnuté v Taylorově experimentálním souboru dat HPY40). Ve většině granátových peridotitů se takové pyroxeny nevyskytují, lze je nalézt zvláště v granátových websteritech [např. Sutherland et al., 1994]. Velikost nadhodnocení tlaku vykazuje nápadnou negativní korelaci s Al/Ti v opx. Taylor (1998) navrhl modifikaci výrazu pro X_{MgTs} ve tvaru: X_{MgTs} = (Al - Cr + Ti + Na)/2. Barometr Nickela & Greena (1985) s tímto upraveným výrazem



[NG85mod] poskytuje odhady s přesností 0.23 GPa (1σ), všechny body padly do rozmezí $P_{\text{expt}} \pm 0.5$ GPa (obr. 5.5) [Taylor, 1998].



Obr. 5.5: Diagramy P_{calc} vs. P_{expt} pro barometr Nickela & Greena (1985) – NG85 a jeho modifikovanou verzi – NG85mod. Plná kolečka – soubor experimentálních dat HPY40, prázdné čtverečky – soubor KLB50. Tečkované čáry vyznačují rozmezí ± 0.5 GPa. [podle Taylor, 1998]

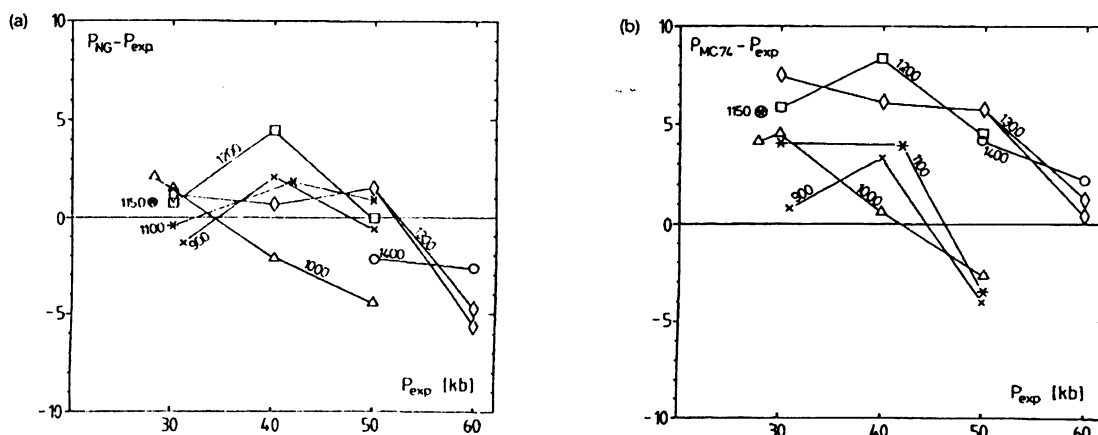
Z barometrů, které Taylor (1998) podrobil experimentálním testům, bylo kromě NG85mod dosaženo nejlepších výsledků aplikací modifikace ‘c’ [Finnerty & Boyd, 1984] Woodova (1974) grt-opx geobarometru. Původní Woodova rovnice (WO74) vyjádřená pro řešení na počítači má tvar:

$$P = \left(\frac{0.1623 - 0.0831448 \ln[X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}(1 - X_{\text{Al}}^{\text{Ml}})/(1 - y_{\text{grt}})^3]}{7.85 + 4.43X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}} \right) T - 293.4 / (7.85 + 4.43X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}) - 10.45X_{\text{Fe}}^{\text{opx}}(1 - 2X_{\text{Al}}^{\text{Ml}}),$$

kde $(1 - y)_{\text{grt}} = X_{\text{Fe}_1}^{\text{grt}} + X_{\text{Mg}_1}^{\text{grt}}$; jestliže je velký počet oktaedrických pozic v granátu obsazen jinými ionty než Al^{3+} , měl by být výraz $(1 - y)_{\text{grt}}$ zapsán takto: $(1 - y)_{\text{grt}} = [(X_{\text{Fe}_1}^{\text{grt}} + X_{\text{Mg}_1}^{\text{grt}})^3 \cdot (X_{\text{Al}_2}^{\text{grt}})^2]^{1/3}$. Upravenou verzi barometru (WO74C) navrhl D.H. Eggler (1979). Využil vztahu aktivity a složení pro Ca-Cr interakci v granátu s tím výsledkem, že výše uvedená barometrická rovnice byla pozměněna přidáním členu $2092X_{\text{Ca}}^c X_{\text{Cr}}^o / (7.85 + 4.43X_{\text{Al}}^{\text{opx}})$ (indexy *c* a *o* odpovídají kubické a oktaedrické pozici v granátu). V testech Taylora (1998) spadala většina dat získaných pomocí WO74C do intervalu $P_{\text{expt}} \pm 0.5$ GPa a přesnost byla < 0.3 GPa na úrovni 1σ .

Ve verzi Al-in-opx barometru, kterou předložil Bertrand et al. (1986), byly vypočtené tlaky nejvýrazněji ovlivněny opravným členem pro Ca v granátu, který však v přírodním systému závisí hlavně na teplotě [Brey, 1989] (na tlaku jen podle experimentálních výsledků v systému CMAS [Bertrand et al., 1986; Brey et al., 1986]). To má za následek chybné výpočty tlaku za pomoci Bertrandova barometru. Finnerty & Boyd (1984, 1987) využili k formulování barometru koncentrace Al v opx stanovené MacGregorem (1974) v systému

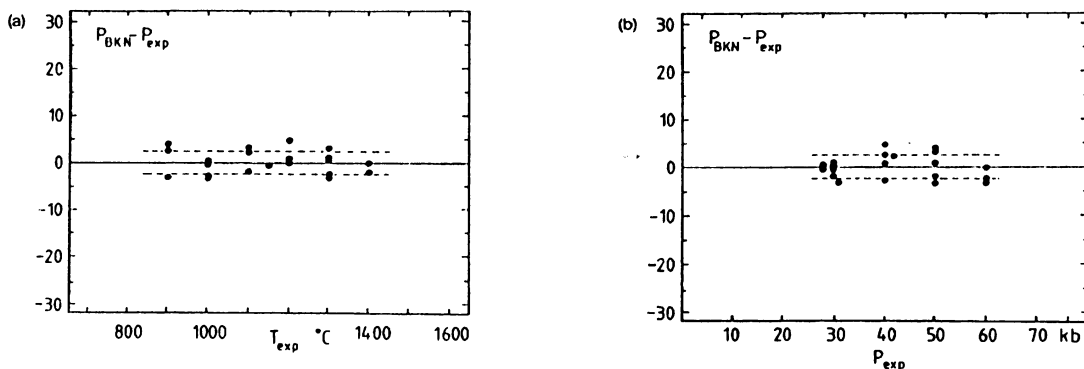
MAS. Použití na experimenty v přírodním systému nicméně nepřináší uspokojivé výsledky (obr. 5.6b) [Brey & Köhler, 1990].



Obr. 5.6: Testy dvou publikovaných barometrů (Al-in-opx) v diagramech $\Delta P = P_{calc} - P_{exp}$ vs. P_{exp} . (a) Barometr Nickela & Greena (1985) reprodukuje při nízkých tlacích experimentální tlaky celkem dobře, ale při vysokých tlacích podhodnocuje. Není patrná závislost na teplotě. (b) ΔP ze srovnání upřednostňované verze barometru, kterou předložili Finnerty & Boyd (1987, MC 74), a P_{exp} ukazuje dvě teplotní seskupení při 900-1100°C a 1200-1400°C a pozitivní i negativní odchylky s negativní korelací ΔP a tlaku. [podle Brey & Köhler, 1990]

Brey a Köhler (1990) vyvinuli novou verzi barometru pro čtyřfázové lherzolity vycházející z termodynamického modelování rozpustnosti Al v ortopyroxenu koexistujícím s granátem. Za základ barometru zvolili kvůli jednoduchému modelu ideálního roztoku pro opx ($W_{MgAl} = 0$) termodynamický výpočet pro systém MAS Gasparika & Newtona (1984). Při modelování složitějších systémů byla použita metoda několikanásobné lineární regrese. V systému CMAS bylo dosaženo nejlepších výsledků, pokud byl granát považován za binární pravý roztok s on-site interakcemi závislými jen na tlaku. Neideální parametry byly získávány pomocí dat z obrácených experimentů Perkinse & Newtona (1980), Nickela et al. (1985) a Breye et al. (1986). Pro systém FMAS využili Brey & Köhler experimentálních dat, která poskytli Kawasaki & Matsui (1983), Harley (1984a) a Lee & Ganguly (1988). Stejně jako Harley (1984b) pokládají opx za pevný roztok s dvěma pozicemi, ale s ideálním mísením na M2, statistickým rozdělením Fe a Mg mezi M1 a M2, bez cross-site interakcí a s M1 jako ternárním pravým roztokem. Mísení Fe a Mg v granátu je bráno jako ideální. Data pro systém CFMAS podal také Harley (1984b). Mohou být reprodukována do ± 0.9 kb (1σ), jestliže skombinujeme CMAS a FMAS a granát považujeme za ternární pravý roztok [Thompson, 1967]. Pro systém CMASCr existovala jen experimentální data Nickela (1989). Brey & Köhler (1990) shledali nejlepším položit $W_{MgCr}^{opx} = W_{CrAl}^{opx} = W_{AlCr}^{grt} = 0$ a rozdíl v rozpustnosti Al v opx mezi CMASCr a CMAS přisuzovat interakcím Ca a Cr v granátu

závislým na tlaku a teplotě [Wood & Nicholls, 1978; Nickel & Green, 1985]. Pro přírodní systém museli Brey & Köhler zavést tlakově a teplotně závislé parametry pro cross-site interakci Fe a Cr v granátu, které do značné míry vyvažují parametry pro Ca-Cr. Rovnice pro výpočet tlaků má tvar uvedený níže (P_{BKN}). Experimenty v přírodním systému byly reprodukovány s přesností ± 2.2 kb (1σ) (obr. 5.7).



Obr. 5.7: Testy schopnosti barometru P_{BKN} (Brey & Köhler, 1990) reprodukovat experimentální tlaky. Nebyla zjištěna žádná systematická závislost na teplotě (a) nebo tlaku (b). Přerušované čáry naznačují chybu 2.2 kb (1σ). [podle Brey & Köhler, 1990]

$$P_{BKN} = [-C_2 - \sqrt{(C_2)^2 + 4C_3C_1/1000}]/2C_3$$

$$C_1 = -RT \ln K_D - 5510 + 88.91T - 19T^{1.2} + 3(X_{Ca}^{grt})^2 \times 82458 + X_{Mg}^{M1} X_{Fe}^{M1} (80942 - 46.7T) - 3X_{Fe}^{grt} X_{Ca}^{grt} 17793 - X_{Ca}^{grt} X_{Cr}^{grt} (1.164 \times 10^6 - 420.4T) - X_{Fe}^{grt} X_{Cr}^{grt} (-1.25 \times 10^6 + 565T)$$

$$C_2 = -0.832 - 8.78 \times 10^{-5}(T - 298) + 3(X_{Ca}^{grt})^2 \times 3.305 - X_{Ca}^{grt} X_{Cr}^{grt} 13.45 + X_{Fe}^{grt} X_{Cr}^{grt} 10.5$$

$$C_3 = 16.6 \times 10^{-4}$$

$$K_D = [(1 - X_{Ca}^{grt})^3 (X_{Al}^{grt})^2] / [X_{MF}^{M1} (X_{MF}^{M2})^2 X_{Al, TS}^{M1}]; R = 8.3143 \text{ J/K mol}$$

Obsazení pozic:

(1) pyroxeny [podle Nickel & Green (1985) a Carswell & Gibb (1987a)]

$$(a) X_{Al}^{M1} = (Al + Na - Cr - Fe^{3+} - 2Ti)/2$$

$$(b) X_{Al, TS}^{M1} = Al^{M1}$$

$$\text{jadeit} = Na - Cr - Fe^{3+} - 2Ti$$

$$(b_1) \text{ jestliže jadeit} < 0, \text{ potom } X_{Al, TS}^{M1} = (Al + \text{jadeit})/2$$

$$(b_2) \text{ jestliže jadeit} > 0, \text{ potom } X_{Al, TS}^{M1} = (Al - \text{jadeit})/2$$

Opravný člen pro Ti zde není dle Carswella (1989) nutný, pokud je NaTi preferován před MgTi.

(c) Mg a Fe na M1 a M2

$$X_{Mg}^{M1} = X_{MF}^{M1} \times X_{MF}$$

$$X_{Mg}^{M2} = X_{MF}^{M2} \times X_{MF}$$

$$X_{\text{Fe}}^{\text{M1}} = X_{\text{MF}}^{\text{M1}} \times (1 - X_{\text{MF}})$$

$$X_{\text{MF}}^{\text{M1}} = (1 - X_{\text{Al}}^{\text{M1}} - \text{Cr} - \text{Fe}^{3+} - \text{Ti})$$

$$X_{\text{MF}}^{\text{M2}} = (1 - \text{Ca} - \text{Na} - \text{Mn})$$

$$X_{\text{MF}} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe})$$

(2) granáty

$$X_{\text{Al}}^{\text{grt}} = \text{Al}/(\text{Al} + \text{Cr}) \quad X_{\text{Ca}}^{\text{grt}} = \text{Ca}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$$

$$X_{\text{Cr}}^{\text{grt}} = \text{Cr}/(\text{Cr} + \text{Al}) \quad X_{\text{Fe}}^{\text{grt}} = \text{Fe}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$$

$$X_{\text{Mg}}^{\text{grt}} = \text{Mg}/(\text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe} + \text{Mn})$$

Alternativu k barometrům založeným na tlakově závislé výměně tschermakitové složky ($\text{MgAl}_2\text{SiO}_6$ nebo MgCrAlSiO_6) mezi granátem a ortopyroxenem [MacGregor, 1974; Wood, 1974; Harley & Green, 1982; Nickel & Green, 1985; Bertrand et al., 1986; Nickel, 1989; Brey & Köhler, 1990; Taylor, 1998] představuje metoda, která využívá distribuci Ca mezi olivínem a klinopyroxenem [Köhler & Brey, 1990]. Rozpustnost Ca v olivínu vykazuje při zhruba 1100°C nelineární změnu, proto byly formulovány dvě rovnice:

$$P_{KB} [kb] = (-T * \ln DCa - 11982 + 3.61 * T)/56.2 \text{ pro } T (1275.25 + 2.827 * P) [K] \&$$

$$P_{KB} [kb] = (-T * \ln DCa - 5792 - 1.25 * T)/42.5 \text{ pro } T (1275.25 + 2.827 * P) [K],$$

kde $DCa = Ca_{ol} / Ca_{cpx}$ (Ca_{ol} a Ca_{cpx} vyjadřují atomové podíly Ca ve strukturních vzorcích olivínu a klinopyroxenu přepočítané na 4 a 6 kyslíků). Tyto rovnice reprodukují experimentální podmínky do ± 1.7 kb. Jedná se o první barometr, který lze úspěšně aplikovat i na spinelové peridotity. Použití u granátových peridotitů z jižní Afriky obvykle přineslo výsledky do značné míry shodné s těmi pro barometr Al-opx/grt. Vyskytly se však i významné odchylky, které jsou nejspíš způsobeny krátkodobými termálními událostmi těsně před proniknutím na povrch. Ty jsou zaznamenány v obsazích Ca v olivínech, ale ne v přidružených klinopyroxenech, jelikož difúzní koeficient pro Ca v olivínu je o 3 až 4 řády vyšší než v klinopyroxenu. Důkladné zkoumání zonálnosti minerálů, zvláště Ca v olivínu, pomůže upřesnit míru ochlazení nebo zahřátí, které horniny prodělaly [Köhler & Brey, 1990]. Aplikaci barometru založeného na rozdělování Ca mezi ol a cpx komplikuje nízký obsah Ca v přírodních olivínech a výrazná teplotní závislost reakce popisující výměnu Ca.

Jako barometr může sloužit i výměna Al mezi klinopyroxenem a granátem, která rovněž vykazuje závislost na tlaku [Herzberg, 1978; Gasparik, 1984; Brey et al., 1986; Mukhopadhyay, 1991]. Kvůli neideálnímu chování pevných roztoků klinopyroxenu a granátu byla nicméně použitelnost geobarometrických kalibrací založených na cpx omezena na systém CMAS, který se však nepřibližuje dostatečně složení přírodních peridotitů. Nickel (1989) prokázal, že rozpustnost Cr v ortopyroxenu koexistujícím s granátem závisí na tlaku, a

kalibroval Cr-geobarometr vycházející z experimentů v systému CMASCr, který ale ztrácí přesnost pro celková složení s nízkým zastoupením Cr (tj. pro obsahy Cr₂O₃ v opx < 0.2 wt%). Pokud jde o klinopyroxen, je obsah Cr v cpx v rovnováze s granátem také citlivý na tlak a ve složitých systémech s lherzolitovým složením je Cr rozpustnější v cpx než v opx [Brey et al., 1990]. Protože se granáty v peridotitech vyznačují relativně nízkým obsahem Na, musí být vyměňovaná Cr-složka v cpx tschermakitová (tj. CaCrAlSiO₆), v níž se přebytečný náboj Cr vyrovnává substitucí Al za Si na tetraedrické pozici. Data, která publikoval Brey et al. (1990), svědčí o menším vlivu teploty na výměnu Cr, než je tomu v případě výměny ostatních tschermakitových komponent.

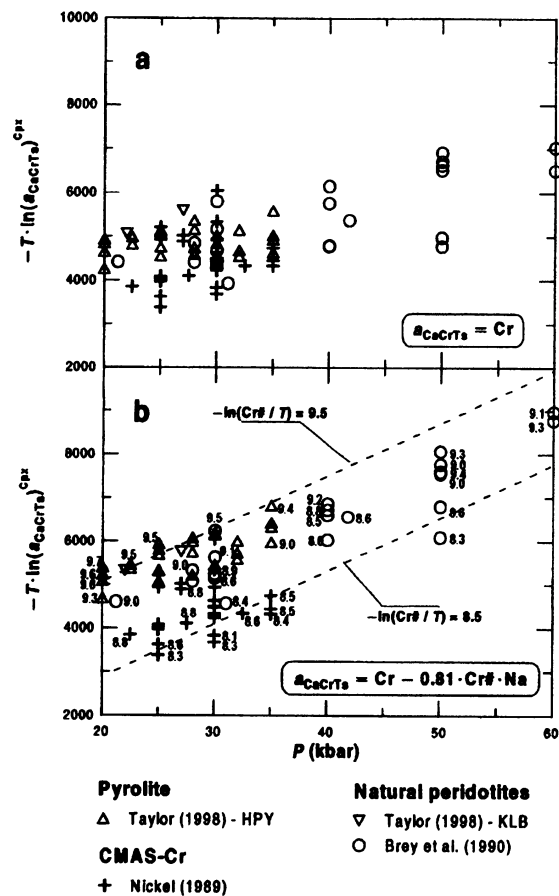
Výměna Cr mezi klinopyroxenem a granátem může být popsána reakcí: CaMgSi₂O₆ (di) + CaCrAlSiO₆ (CaCrTs) ↔ 1/2 (Ca₂Mg)Cr₂Si₃O₁₂ (uv₂kn₁) + 1/2 (Ca₂Mg)Al₂Si₃O₁₂ (gr₂py₁),

kde diopsid a CaCr-Tschermakova (CaCrTs) složka reagují za vzniku uvarovitové, grosulárové, pyropové a knorringitové komponenty v granátu. Aktivita CaCrTs může být přibližně vyjádřena takto: $a_{CaCrTs}^{Cpx} = Cr \cdot (Cr/(Cr + Al))_{M1} \cdot Na$ [Nimis & Taylor, 2000]. Uvedený výraz vyžaduje odhad rozdělení Al mezi pozicemi M1 a T. Podíl oktaedrického Al lze získat pomocí jedné z následujících rovnic: $Al_{M1} = Al - (2 - Si)$; $Al_{M1} = Al - \frac{1}{2}(Al + Cr + Fe^{3+} + 2Ti - Na)$, ale jeho odhad je náchylný k propagaci chyb při určování Si a Fe³⁺. Za účelem zmenšení počtu chemických proměnných nutných pro výpočet a_{CaCrTs}^{Cpx} zavedli Nimis & Taylor parametr $Cr\# = Cr/(Cr + Al)$, čímž dostala rovnice pro aktivitu CaCrTs tvar: $a_{CaCrTs}^{Cpx} = Cr - y \cdot Cr\#$.

Na, kde y představuje empirický faktor s hodnotou mezi 0 a 1, který může být odvozen statistickou regresí experimentálních dat. Použití zjednodušeného výrazu pro

a_{CaCrTs}^{Cpx} pravděpodobně nevede k výrazným chybám v geobarometrii cpx normálního pláště.

Obr. 5.8 znázorňuje vztah mezi a_{CaCrTs}^{Cpx} (s a bez korekce Na) a tlakem na souboru



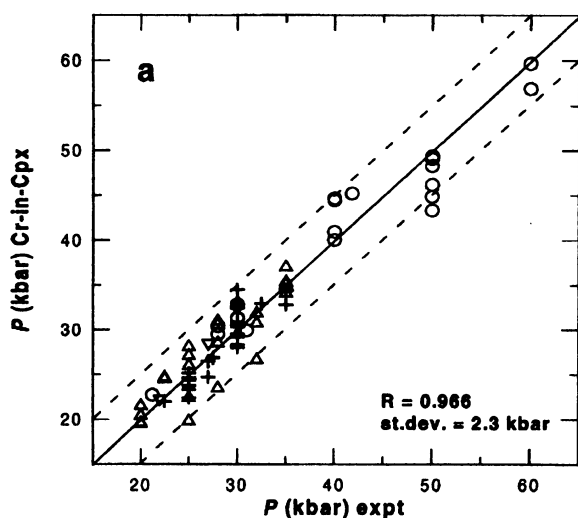
Obr. 5.8: Změny $T \ln[a_{CaCrTs}^{Cpx}]$, a bez a b s korekcí Na, vs. tlak v experimentálních peridotitech. V b jsou vyznačeny hodnoty $-\ln(Cr\#/T)$, některé byly kvůli zjednodušení vynechány. [podle Nimis & Taylor, 2000]

experimentálních cpx syntetizovaných při různých tlacích (20-60 kbar) a teplotách (900-1400°C) v odlišných lherzolitových systémech obsahujících granát. Soubor dat pokrývá široký rámec možných přírodních peridotitových složení, od fertilního pyrolitu k refraktornímu CMAS-Cr lherzolitu bez Na-Fe a s vysokým obsahem Cr. Pro fixní hodnotu $\ln(\text{Cr}\#^{\text{Cpx}}/T)$ je $T \ln[a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}]$ dobře souvztažný s tlakem bez ohledu na složení systému. Parametr $T \ln[a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}]$ může sloužit k modelování vlivu změn složení na obsah Cr v cpx a tudíž k izolování čistého vlivu tlaku. Nimis & Taylor (2000) dospěli k závěru, že experimentální data uspokojivě reprodukuje tento barometrický výraz:

$$P(\text{kbar}) = -\frac{T(\text{K})}{126.9(\pm 7.7)} \cdot \ln[a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}}] + 15.483(\pm 0.809) \cdot \ln\left(\frac{\text{Cr}\#^{\text{Cpx}}}{T(\text{K})}\right) + \frac{T(\text{K})}{71.38(\pm 12.20)} + 107.8(\pm 6.4)$$

kde $a_{\text{CaCrTs}}^{\text{Cpx}} = \text{Cr} - 0.81(\pm 0.05) \cdot \text{Cr}\# \cdot \text{Na}$.

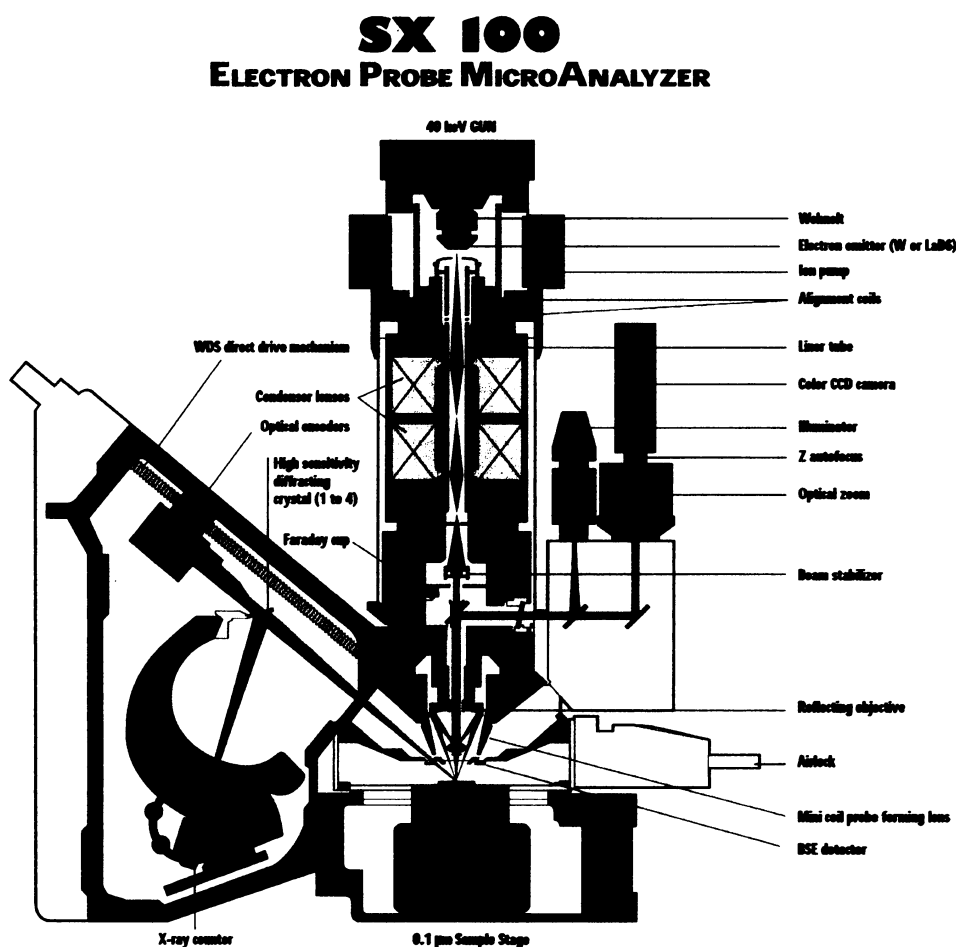
Nepřesnost barometru se pohybuje v rozmezí ± 2.3 kbar (1σ), z analýzy odchylek $P_{\text{cal}} - P_{\text{expt}}$ není patrná žádná systematická chyba (obr. 5.9). Teplotní závislost je přiměřeně nízká (1.2 – 2.4 kbar/50°C, záleží na složení). Barometr lze aplikovat na široké spektrum fertilních a ochuzených plášťových hornin.



Obr. 5.9: Diagram znázorňující vypočtené vs. experimentální tlaky pro Cr-in-Cpx barometr. Symboly jako v obr. 5.8. Přerušované linie vyjadřují nepřesnost ± 5 kbar. [podle Nimis & Taylor, 2000]

5.2. Metodika termobarometrických výpočtů

Pro mikrosondové analýzy chemického složení minerálů byla využita Cameca SX 100 v Laboratoři analytických metod Geologického ústavu Akademie věd ČR v Praze 6 – Lysolajích. Naleštěné výbrusy se před měřením nejprve opatří uhlíkovou vrstvou, abychom redukovali nabíjení elektronovým svazkem. Mikrosonda umožňuje bombardování výbrusu svazkem elektronů jen $\sim 2 \mu\text{m}$ v průměru. Elektrony excitují atomy v nepatrném bodě ve výbruse (o průměru asi $10 \mu\text{m}$) a ty emitují fluorescenční rentgenové záření. Paprsky X jsou dispergovány na základě vlnové délky s použitím orientovaných krystalů a Braggova zákona (WDS – wavelength dispersive spectrometers). WDS dosahuje lepšího rozlišení prvků než EDS (energy dispersive spectrometers). Většina WDS sond má 4 nebo 5 kanálů. Každý z nich je po ukončení načítání pro jeden prvek přeladěn počítačem na jinou vlnovou délku a začíná zjišťovat množství dalšího prvku. V daném bodě vzorku bývá takto analyzováno 8 až 14 hlavních prvků vyskytujících se ve většině minerálů. Schéma přístroje Cameca SX 100 ukazuje obr. 5.10.



Obr. 5.10:
Cameca SX
100 – schéma.

Pro účely termobarometrie byly provedeny bodové analýzy složení zastoupených minerálů, obvykle kolem pěti párů analýz podél hranice sousedících fází. Výstup analýz z mikrosondy udává množství jednotlivých oxidů v minerálech ve váhových procentech (wt%). Získané analýzy poté přepočítáváme na vzorce minerálů. Můžeme využít počítačového programu, nebo sestavíme přepočtový list v Excelu. Analýzy jsem normalizovala na celkový počet kyslíků, u granátů (obecný vzorec $X_3Y_2Z_3O_{12}$) na 24 a u pyroxenů (obecný vzorec $(M_2)(M_1)T_2O_6$) na 6 kyslíků. Přepočet analýzy na krystalochemický vzorec minerálu probíhá následovně: 1) vydělíme váhová procenta oxidů příslušnou molekulovou hmotností, čímž dostaneme molární kvocienty, 2) upravíme molární obsahy podle počtu atomů kyslíku ve vzorcích oxidů, takto získané hodnoty (At Prop O) sečteme a sumou vydělíme standardní počet kyslíků, na který normalizujeme (výsledkem je normalizační faktor (T2)), 3) počet aniontů zjistíme vynásobením obsahů kyslíku normalizačním faktorem, 4) tyto hodnoty vydělíme počtem kyslíků ve vzorci daného oxidu a vynásobíme počtem kationtů – máme zastoupení jednotlivých kationtů v krystalochemickém vzorci minerálu. Příklad přepočtu znázorňuje tabulka níže.

Garnet calculation sheet

analysis 1	Wt%	Mol Prop	At Prop O	No anions	Formula	Molecular weights
Na2O	0	0	0	0	Na	61,98
MgO	20,43	0,506948	0,506948	4,41007	Mg	40,3
SiO2	41,545	0,691495	1,382989	12,03098	Si	60,08
Al2O3	19,443	0,190692	0,572077	4,976647	Al	101,96
K2O	0	0	0	0	K	94,2
CaO	5,393	0,096166	0,096166	0,836574	Ca	56,08
TiO2	0,014	0,000175	0,000351	0,003049	Ti	79,88
FeO	6,08	0,084621	0,084621	0,736137	Fe	71,85
Cr2O3	5,727	0,03768	0,11304	0,983367	Cr	151,99
MnO	0,189	0,002664	0,002664	0,023177	Mn	70,94
Total	98,821		2,758857		TOTAL	15,99631
						No Oxyg 24
						T2 8,699256

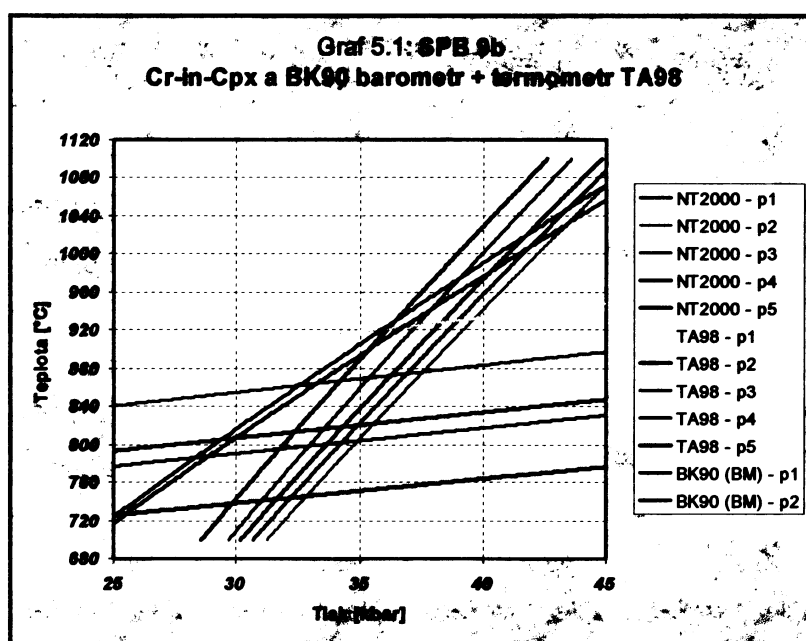
Pyroxene calculation sheet

analysis 8	Wt%	Mol Prop	At Prop O	No anions	Formula	Molecular weights
Na2O	0,116	0,001872	0,001872	0,003826	Na	61,98
MgO	35,824	0,888933	0,888933	1,817024	Mg	40,3
SiO2	58,448	0,972836	1,945672	3,977052	Si	60,08
Al2O3	0,75	0,007356	0,022067	0,045107	Al	101,96
K2O	0,008	8,49E-05	8,49E-05	0,000174	K	94,2
CaO	0,502	0,008951	0,008951	0,018297	Ca	56,08
TiO2	0	0	0	0	Ti	79,88
FeO	4,266	0,059374	0,059374	0,121363	Fe	71,85
Cr2O3	0,371	0,002441	0,007323	0,014968	Cr	151,99
MnO	0,076	0,001071	0,001071	0,00219	Mn	70,94
Total	100,361		2,935349		TOTAL	3,995448
						No Oxyg 6
						T2 2,04405

Chemické parametry (počty různých kationtů ve vzorci) koexistujících minerálů posléze dosazujeme za proměnné v termometrických a barometrických rovnicích. Protože všechny termometry (barometry), které jsem použila, zahrnovaly jako nezávislou proměnnou také tlak (teplotu), zvolila jsem intervaly hodnot tlaků/teplot přiměřené pro granátový peridotit (tlaky 20-45 kbar, teploty 750-1200°C) a pro ně pomocí Excelu počítala odpovídající hodnoty teplot/tlaků a vynášela do grafů termo-/barometrické křivky pro jednotlivé páry koexistujících minerálů. Poté jsem z grafů vypočítala průměrné teplotní a tlakové podmínky pro různé kombinace termometrů a barometrů.

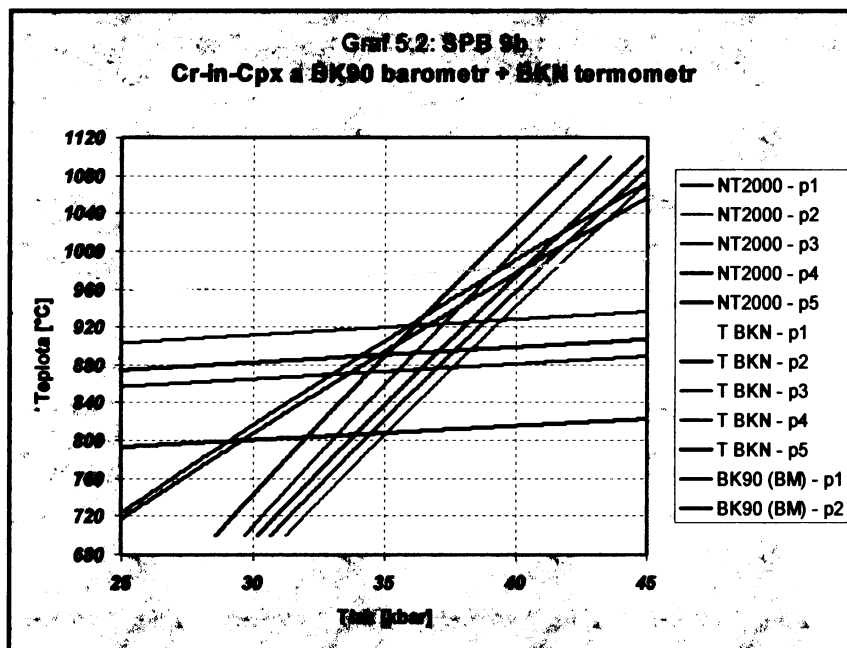
5.3. Termobarometrická data a fotodokumentace

Ve výbruse SPB9b pocházejícím ze vzorku hrubozrnného granátového peridotitu o složení forsterit + enstatit + diopsid + pyropový granát + flogopit byly provedeny analýzy následujících dvojic minerálů: Grt/Cpx, Opx/Cpx a Grt/Opx. Využití granátu a olivínu pro termobarometrické výpočty komplikovala přítomnost různě vyvinutého lemu tvořeného amfibolem a flogopitem prakticky u všech zrn Grt ve výbruse a serpentinizace olivínu. Aplikace Taylorova termometru v kombinaci s barometrem Nimise & Taylora (2000) založeným na obsahu Cr v klinopyroxenu koexistujícím s granátem dává průměrné odhady teplotně-tlakových podmínek ekvibrace 832°C a 35 kbar (graf 5.1). Taylorův termometr

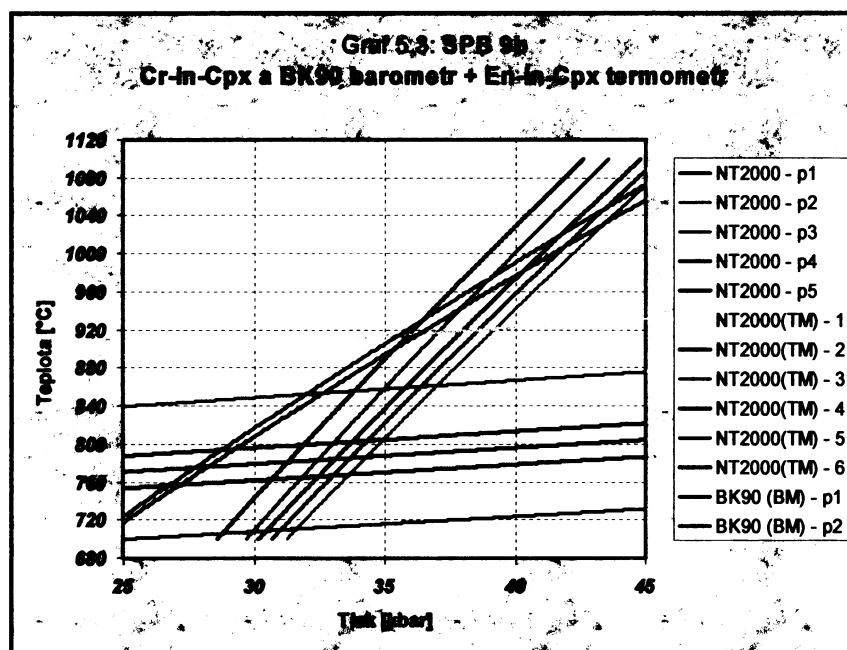


společně s Grt-Opx barometrem Breye a Köhlera (1990) – BK90 poskytl odhady o něco nižší a to 819°C a 31 kbar (graf 5.1).

S dvoupyroxenovým termometrem Breye & Köhlera (1990) a barometrem BK90 jsem získala P-T podmínky 891°C a 35 kbar a s termometrem BK90 a Cr-in-Cpx barometrem Nimise & Taylora průměrně 896°C a 37 kbar (viz vpravo - graf 5.2). Jako další jsem použila



termometr Nimise & Taylora (2000) vycházející z obsahu enstatitové složky v klinopyroxenu. S pomocí tohoto termometru a Cr-in-Cpx barometru Nimise & Taylora (2000) vyšly teploty 806°C a tlaky 34 kbar (viz vpravo dole - graf 5.3), zatímco ten samý termometr v kombinaci s barometrem BK90 dal odhady 797°C a 29 kbar (graf 5.3). U Taylorova, BK90 i En-in-Cpx termometru vykazují výsledné termometrické křivky dosti velký rozptyl. Teplotně-tlakové podmínky dosažené aplikací výše uvedených termometrů a barometrů se pohybují v rozmezí 797-896°C (nejnižší s En-in-Cpx termometrem NT2000, vyšší s Taylorovým a nejvyšší s BK90) a 29-37 kbar (barometr BK90 dává nižší tlaky než NT2000). Narozdíl od těchto výsledků poskytl Grt-Cpx termometr, který formuloval Ai (1994), údaj o teplotě znatelně vyšší, a sice 1068°C (tlak je při použití Cr-in-Cpx barometru kolem 43 kbar) (viz graf 5.4 na následující straně).



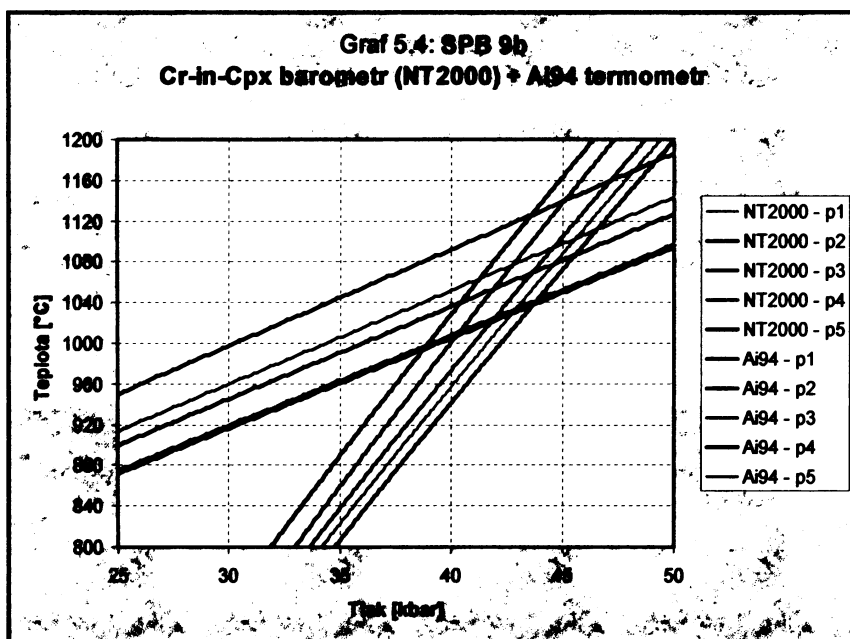


Foto 5.1:
BSE snímek z výbrusu
SPB9b. Kontakt Grt
(nahore) a Cpx (dole)
s označenými místy
bodových analýz.



Ve výbruse SPB3a reprezentujícím stadium začátku rekrystalizace se vyskytují porfyroklasty olivínu obklopené rekrystalovanými zrny Ol, porfyroklasty ortopyroxenu, které rovněž počínají rekrystalovat (“core and mantle” mikrostruktury) a granát. Primární zrna klinopyroxenu ani flogopitu nejsou přítomna. Flogopit, společně se sodným amfibolem bohatým Cr, tvoří pouze lemy granátů. Diopsidický klinopyroxen se objevuje v některých doménách Opx, kde vzniká mezi rekrystalovanými zrny v asociaci s mylonitizací ortopyroxenu. Nezdá se však, že by dynamická rekrystalizace byla spojena s výraznější změnou složení zúčastněných fází, složení rekrystalovaných zrn zůstává velmi blízké složení

zrn mateřských. Pro termometrii bylo využito párů rekryst. Opx/Cpx právě v doméně Opx vyznačující se výskytem diopsidu mezi novými zrny (viz foto 5.2) a pro barometrii párů Grt/rekryst. Opx (viz foto 5.3 a 5.4). Na snímku 5.3 vidíme na okraji granátu světlejší zónu (analýza č. 80), jejíž složení se od zbytku Grt (analýza č. 79) odlišuje poněkud nižšími obsahy Ca, Cr a Mg, na ostatních měřených místech ve výbrusu SPB3a se nicméně granát jevil jako homogenní.



Foto 5.2:
BSE snímek z výbrusu SPB3a znázorňující výskyt diopsidu v asociaci s rekrystalizací Opx.

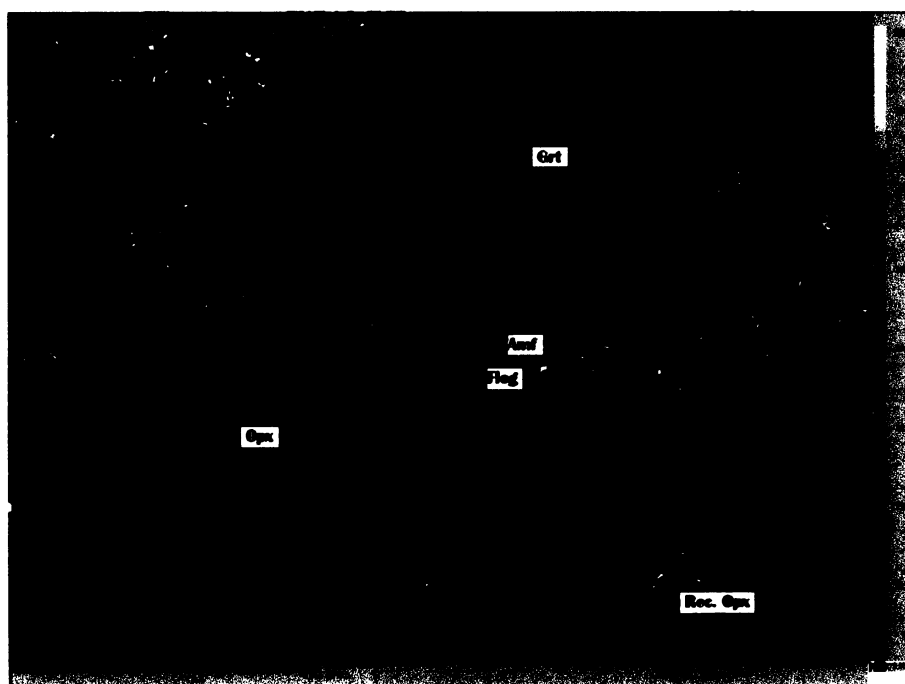
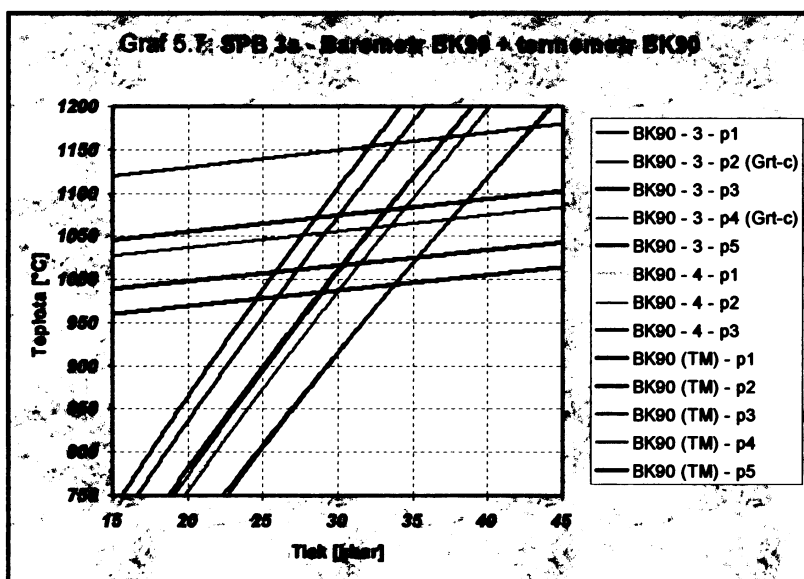
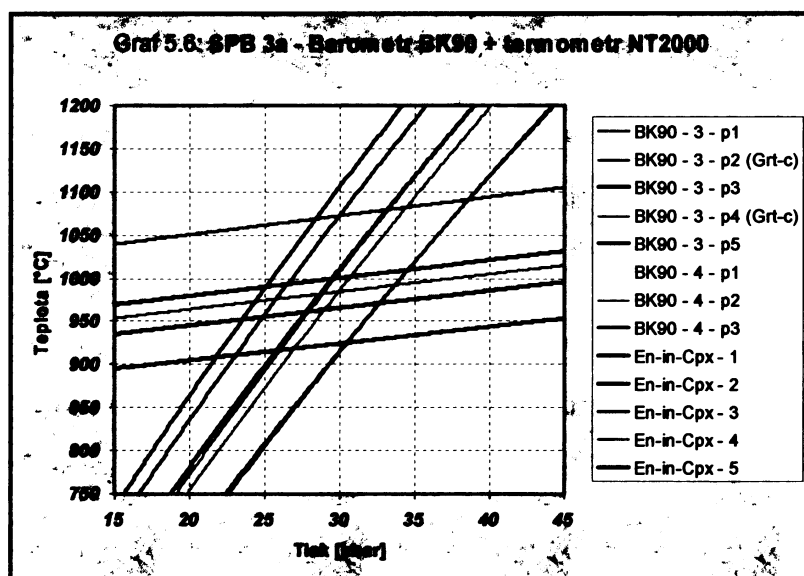
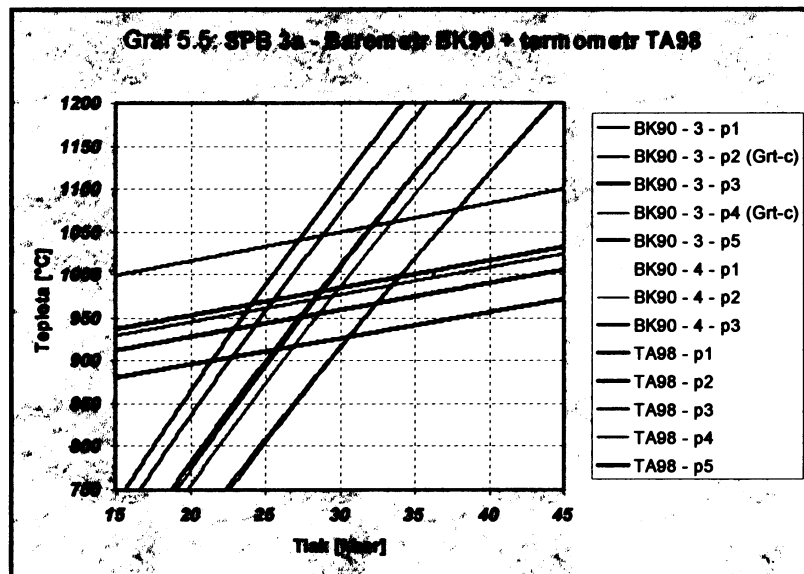


Foto 5.3:
BSE snímek z výbrusu SPB3a – kontakt granátu a rekrystalovaného ortopyroxenu.

Odhady P-T podmínek dynamické rekrystalizace ve výbrusu SPB3a se při aplikaci Grt-Opx barometru Breye & Köhlera (1990) – BK90 a Taylorova termometru – TA98 pohybují okolo 975°C a 29 kbar (graf 5.5: BK90 – 3, 4 odpovídá měření v místech na snímcích 5.3 a 5.4; Grt-c označuje pár rec. Opx/složení blíže ke středu granátu). S termometrem Nimise & Taylora (2000) dává barometr BK90 hodnoty teplot a tlaků 988°C a 29 kbar (viz graf 5.6). Skombinování barometru Breye & Köhlera (1990) BK90 s termometrem BK90 přineslo odhady P-T podmínek rekrystalizace o něco vyšší, a sice 1062°C a 33 kbar (viz graf 5.7). Získané údaje o teplotě a tlaku dynamické rekrystalizace ve výbrusu SPB3a tedy spadají do intervalu 975-1062°C a 29-33 kbar, přičemž nižší hodnoty dává termometr TA98 a NT2000 a vyšší BK90.



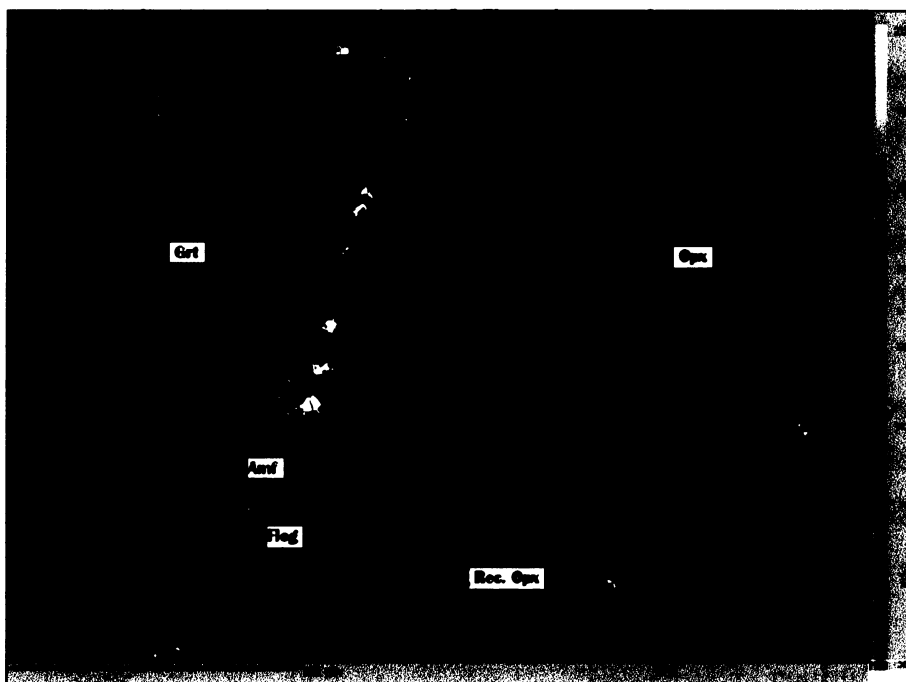
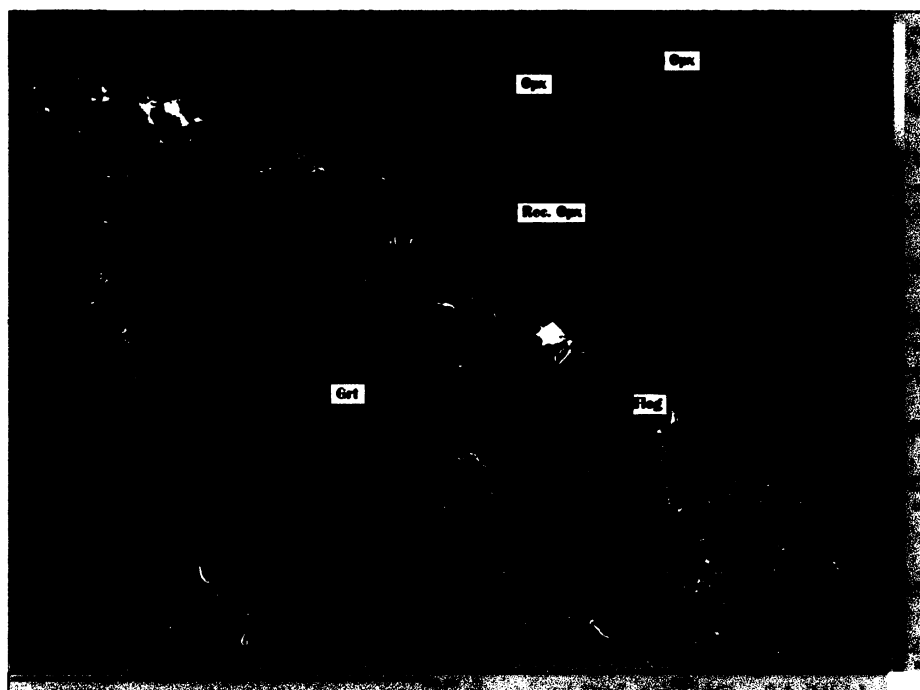


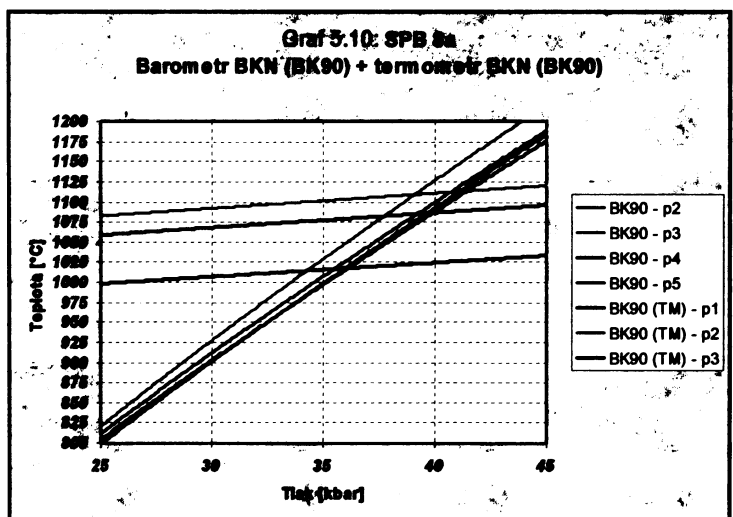
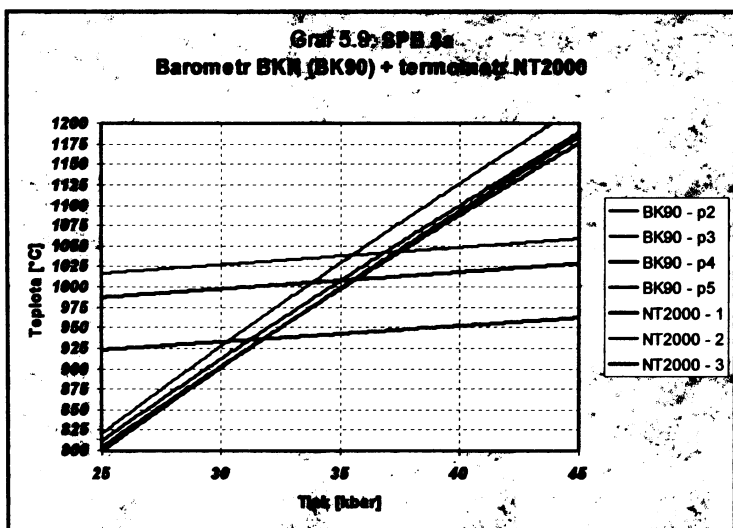
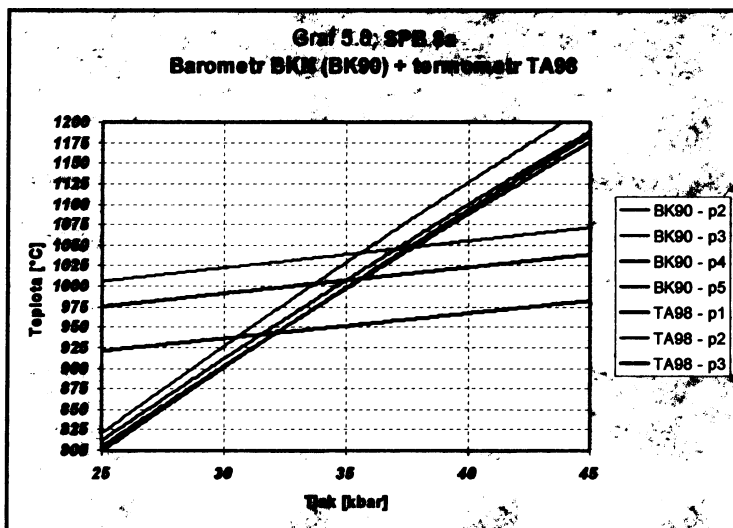
Foto 5.4:
BSE snímek z výbrusu SPB3a – páry Grt/rec. (rekrytalizovaný) Opx byly použity pro barometrické výpočty.

Výbrus SPB8a byl vybrán jako zástupce středního stadia rekrystalizace. Oproti výbrusu SPB3a se vyznačuje vyšším podílem jemnozrné olivínové matrix vzhledem k zachovalým porfyroklastům olivínu a rovněž pokročilejší rekrystalizací ortopyroxenu, zvláště v pásech zalomení, jež jsou většinou zcela nahrazeny novými zrny. V rámci zrn ortopyroxenu byly pozorovány zóny s pozvolna se měnícím složením ve smyslu poklesu Mg a nárůstu obsahů Al a Ca (viz foto 5.5 – analýzy č. 10, 11 a 12). Také v tomto výbrusu se klinopyroxen objevuje výhradně ve spojení s rekrystalizací Opx (foto 5.6). Fázi, která je nositelem Al, představuje

Foto 5.5:
Snímek v odražených elektronech z výbrusu SPB8a zobrazující Grt vs. rekrystalovaný Opx. Patrné jsou zóny odlišného složení na okraji Grt a rovněž v reliktech mateřského porfyroklastu enstatitu.



i zde granát s výrazným zastoupením pyropové složky, kolem něhož se utvořil lem složený z Na-amfibolu a flogopitu. Na profilu granátem nebyly sledovány žádné systematické změny složení, při okrajích se však vyskytují tmavší zóny (viz foto 5.5 – analýza č. 6) vyznačující se především vyššími obsahy Al a nižšími obsahy Cr, což odpovídá dekompresi.



Pro termometrii byly stejně jako ve výbrusu SPB3a využity páry rec. Opx/Cpx v doménách rekrystalovaného ortopyroxenu, v nichž diopsid vzniká v asociaci s mylonitizací Opx (viz foto 5.6), a pro barometrii párů Grt/rec. Opx, jejichž použitelnost však komplikuje lem tvořený amfibolem a/nebo flogopitem přítomný u všech granátů. Průměrné teplotně-tlakové podmínky dynamické rekrystalizace ve výbrusu SPB8a získané aplikací barometru BK90 a termometru TA98 dosahují hodnot 998°C a 34.5 kbar (graf 5.8). Společně s termometrem NT2000 dává barometr BK90 velice podobné teploty a tlaky jako předchozí kombinace – 995°C a 34 kbar. Odhady P-T podmínek rekrystalizace, které poskytl barometr BK90 spolu s termometrem BK90 se pohybují o něco výše, průměrné hodnoty jsou 1072°C a 38 kbar (graf 5.10). Celkově spadají vypočtené T a P do rozmezí 995-1072°C a 34-38 kbar.

Foto 5.6:

Snímek v odražených elektronech zachycující rekrystalovaná zrna Opx v pásu zalomení ve výbrusu SPB8a. Ve spojení s rekrystalizací se objevuje diopsidický Cpx. Patrné jsou zóny odlišného složení (nižší Mg, vyšší Al a Ca) zasahující mateřský Opx i nová zrna Opx v kinkovém pásu.

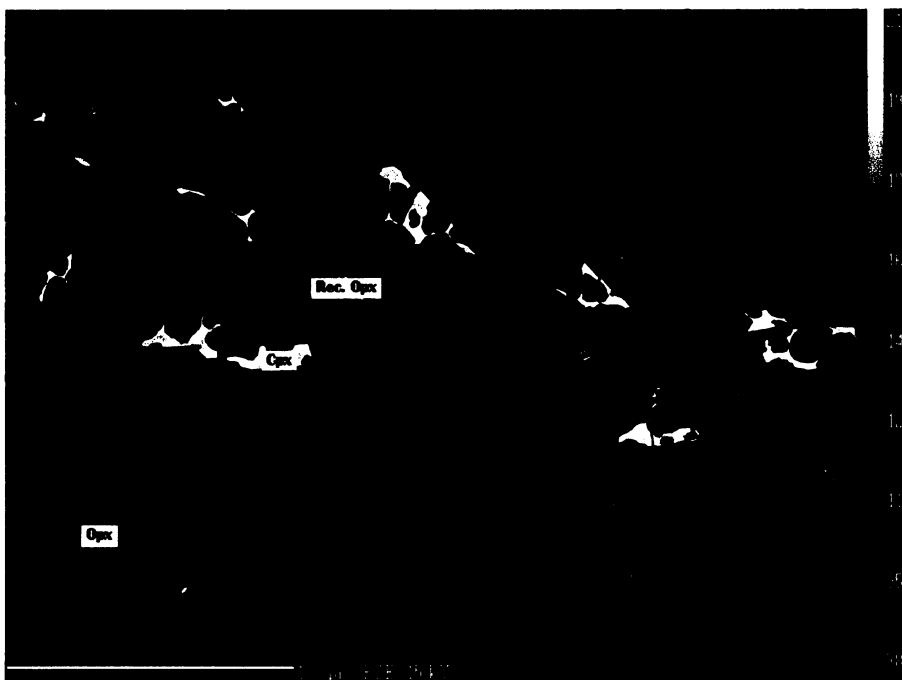
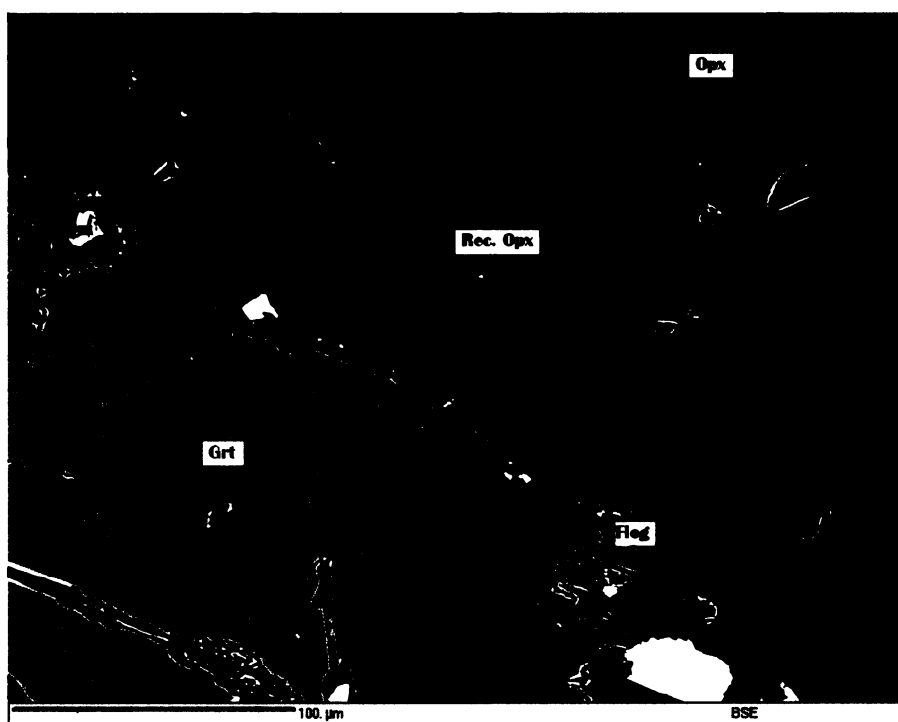


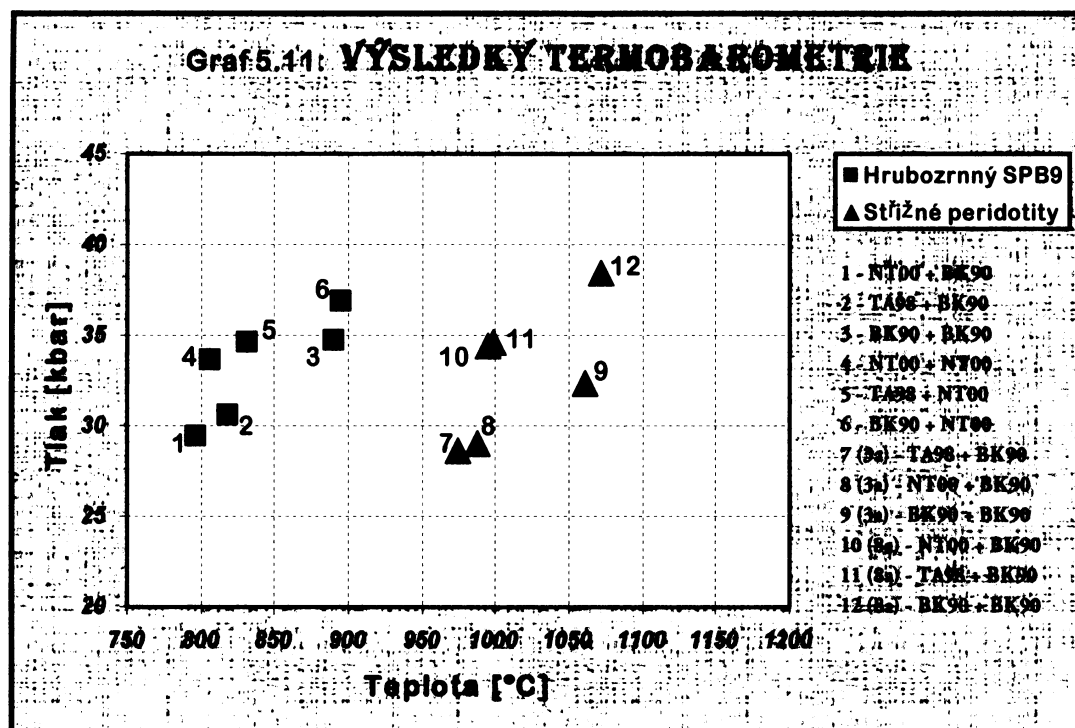
Foto 5.7:

Snímek v odražených elektronech z výbrusu SPB8a. Analýzy párů Grt/rekrystalovaný Opx byly použity pro výpočet tlaků dynamické rekrystalizace.



Grafické porovnání průměrných odhadů P-T podmínek pro hrubozrnný granátový lherzolit a střížné peridotity získaných aplikací Taylorova termometru (1998) – TA98, termobarometru Nimise & Taylora (2000) – NT00 a termobarometru Breye & Köhlera (1990) – BK90 nabízí graf 5.11 (ve vysvětlivkách je vždy na prvním místě uveden použitý termometr a na druhém barometr). U hrubozrnného granátového lherzolitů se stanovené P-T podmínky ekvilibrace pohybují v rozmezí 797-896°C (nejnižší hodnoty dává NT00, vyšší TA98 a nejvyšší BK90) a

29-37 kbar (nižší údaje odpovídají BK90). Teplotní podmínky dynamické rekrystalizace ve vzorcích střížného peridotitu, vypočtené za pomoci stejných termometrů, dosahují naproti tomu vyšších hodnot, a sice 975-1072°C (nižší hodnoty opět odpovídají TA98 a NT00, vyšší BK90). Odhady tlaků pro střížné peridotity spadají do intervalu 29-38 kbar (v SPB3a vychází poněkud níže než v SPB8a, použila jsem barometr BK90 pro Grt/rekrystalovaný Opx).



6. DISKUZE A ZÁVĚRY

Zkoumaný soubor vzorků zahrnoval nodule hrubozrnného granátového lherzolitu a střížného peridotitu deformovaného v plášťové střížné zóně, které byly vyneseny na povrch kimberlitovým magmatem. Výbrusy ze vzorků byly nejprve podrobeny mikrostrukturnímu pozorování a měření LPO metodou EBSD. Olivín v hrubozrnném vzorku SPB9 se vyznačuje stavbou typickou pro dislokační skluz na nejsnadnějším vysokoteplotním skluzném systému (010)[100] – stavba typu A – a LPO ortopyroxenu odpovídá skluzu na (100)[010]. Celkové stavby dynamicky rekrystalovaného olivínu ve výbrusech deformovaného peridotitu nasvědčují dislokačnímu skluzu na následujících skluzných systémech: 1) (010)[100] – stavba typu A – SPB13, SPB10; 2) (001)[100] – stavba typu E – SPB8a, SPB2a; 3) “axial (010) pattern” – SPB11a, SPB1a, SPB7, SPB12. Jak uvádí Tommasi et al. (1999), LPO olivínu pozorované v peridotitech deformovaných v přírodě se obvykle shodují s výsledky modelování pro jednoduchý stříh a lze je až na výjimky interpretovat jako následek dislokačního skluzu buď na (010)[100], nebo na {0kl}[100] – zvláště (010)[100] a (001)[100]. To souhlasí s daty získanými deformačními experimenty, která naznačují, že ačkoliv systém (010)[100] je energeticky nejvýhodnější v širokém rozmezí podmínek svrchněplášťové deformace, relativní energetické náročnosti (010)[100] a (001)[100] jsou často podobné a (001)[100] může být za mokrych podmínek deformace dokonce snáze aktivovatelný. “Axial (010) pattern” se vyskytuje méně často, typicky však právě v peridotitových xenolitech z prostředí kratonů. Tato stavba se podobá těm produkovaným při simulacích axiální komprese [Tommasi et al., 1999]. Pozorované celkové stavby rekrystalovaného ortopyroxenu ve střížných peridotitech odpovídají deformaci dislokačním skluzem na těchto systémech: 1) (100)[001] – SPB8a, SPB2a, SPB13, SPB1a, SPB7; anebo 2) (010)[001] – SPB10, SPB7, SPB12. Z výbrusů střížného peridotitu byly jako zástupci jednotlivých stadií charakterizovaných typem mikrostruktury a rozsahem dynamické rekrystalizace vybrány výbrusy SPB3a, SPB8a a SPB7 a u nich byly výsledky měření LPO popsány detailněji.

Ve stadiu začátku rekrystalizace, jež je reprezentováno výbrusem SPB3a, olivín sice již podléhá dynamické rekrystalizaci a vytváří jemnozrnnou matrix, ale není ještě propojený (LBF mikrostruktura) a značnou část prostor mezi doménami ortopyroxenu vyplňují porfyroklasty olivínu. Při dynamické rekrystalizaci olivínu dochází pouze k rozptýlení původní stavby porfyroklastů. V této fázi deformace při LBF mikrostruktuře se pravděpodobně uplatňuje vliv rozmístění domén tvrdého ortopyroxenu na napětíové pole a tím

i na směr duktilního toku olivínu. Ortopyroxen v závislosti na orientaci mateřského zrna: 1) kinkuje; 2) rekrystaluje a rekrystalovaná zrna rovnou dosahují finální pozice nejsnadnějšího skluzu, tj. skluzu na systému (100)[001] (tzv. lehká rekrystalizace); 3) rekrystaluje, ale nedosahuje konečné pozice. Podle výskytu rekrystalovaného Opx ve formě lemů a v poměrně úzkých prostorách mezi porfyroklasty (“core and mantle” mikrostruktury) usuzují, že převládajícím rekrystalizačním mechanismem u ortopyroxenu byl v tomto stadiu bulging a pravděpodobně se uskutečňovala též subzrnová rotace.

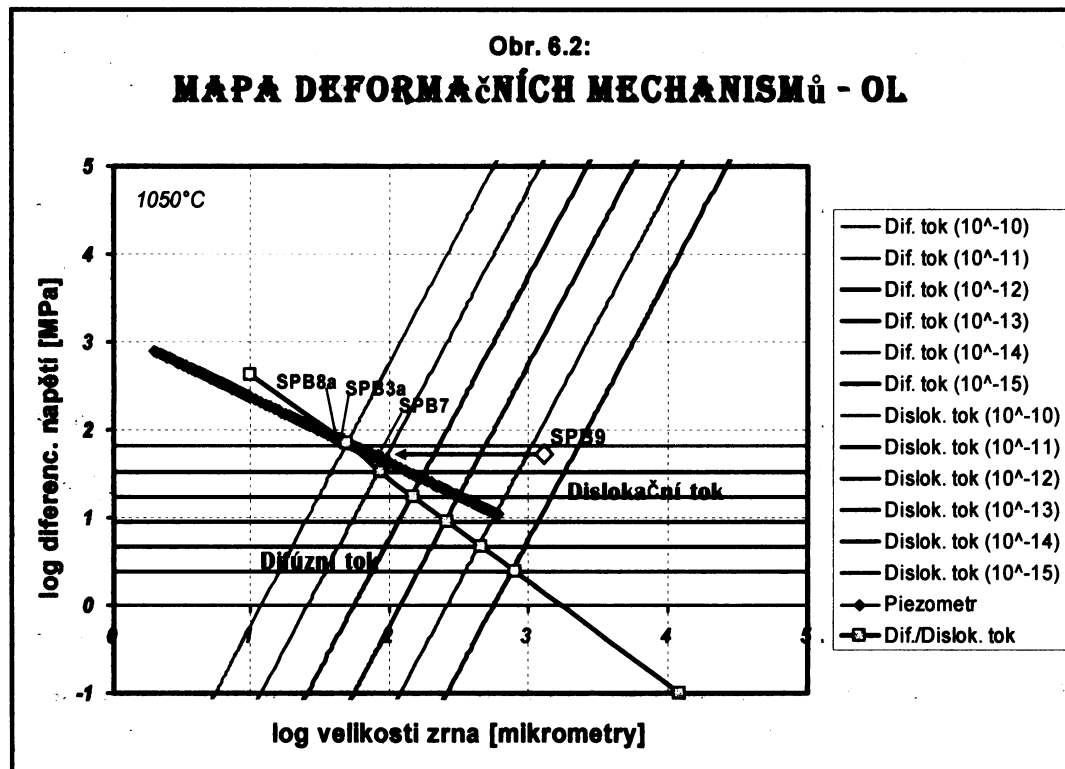
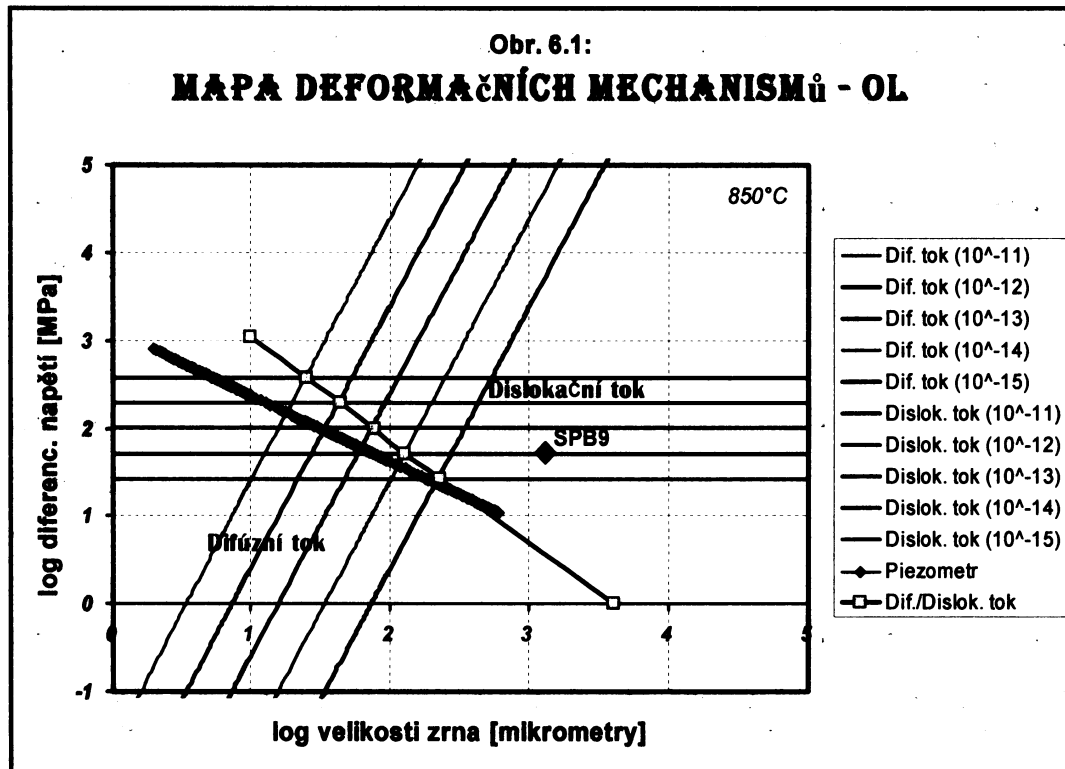
Střední stadium deformace, zastoupené výbrusem SPB8a, se vyznačuje propojením jemnozrné olivínové matrix (IWL mikrostruktura). Osy [100] dynamicky rekrystalovaných zrn olivínu se v porovnání s porfyroklasty nacházejí v poloze bližší lineaci protažení. Celková LPO dynamicky rekrystalovaného olivínu naznačuje, že převládal dislokační skluz na systému (001)[100]. Porfyroklasty ortopyroxenu pasivně rotují v olivínové matrix do pozice snadného skluzu na (100)[001]. Ty části kinkovaných zrn ortopyroxenu (kinkové pásy), které se dostanou do polohy nevýhodné pro snadný skluz, jdou do dynamické rekrystalizace, díky níž dosáhnou finální příznivé orientace – stavba nových zrn v pásech zalomení nasvědčuje dislokačnímu skluzu na (100)[001], projevuje se však výrazná asymetrie skluzných ploch vzhledem k ploše foliace indikující patrně silnou “simple shear” komponentu deformace.

Stadium pokročilé rekrystalizace (výbrus SPB7) je charakterizováno tím, že dynamická rekrystalizace dále postoupila a výrazně se zvýšil podíl rekrystalovaného ortopyroxenu. Ten nyní tvoří protažené domény (dobře oddělené od okolního rekrystalovaného olivínu), jež v sobě uzavírají reliktů porfyroklastů Opx. Olivín je v této fázi taktéž propojený, vyvinula se IWL mikrostruktura. U dynamicky rekrystalovaného olivínu převažuje stavba odpovídající dislokačnímu skluzu na (010)[001] s podpůrnou aktivitou rovněž ve směru [100]. Měření LPO dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu v tomto výbrusu přineslo výsledky typické buď pro dislokační skluz na nejsnadnějším systému (100)[001], nebo na (010)[001]. Stále lze pozorovat jistou vazbu LPO rekrystalovaného Opx na orientaci mateřských porfyroklastů. Jestliže porfyroklasty Opx zaujímají pozici relativně výhodnou pro skluz na některém ze snadných skluzných systémů, dosahují nová rekrystalovaná zrna této nejbližší příznivé orientace. Mikrostrukturní pozorování poukazuje na to, že se dynamická rekrystalizace ortopyroxenu pravděpodobně uskutečňovala hlavně subzrnovou rotací. V případě LPO dynamicky rekrystalovaného klinopyroxenu (v žádném jiném výbrusu se nevyskytoval) se projevuje zdědění stavby mateřského zrna, při rekrystalizaci dochází pouze k jejímu rozptýlení.

Odhady teplotně-tlakových podmínek ekvibrace hrubozrnného granátového lherzolitu se pohybují v rozmezí 797-896°C (nejnižší hodnoty dává En-in-Cpx termometr Nimise & Taylora (2000), vyšší Taylorův (1998) termometr a nejvyšší dvoupyroxenový termometr Breye & Köhlera (1990)) a 29-37 kbar (nižší údaje o tlacích byly získány použitím barometru BK90 a vyšší Cr-in-Cpx barometru Nimise & Taylora (2000)). Teplotně-tlakové podmínky dynamické rekrystalizace ve výbrusu SPB3a a SPB8a vycházejí podobně a spadají do intervalu 975-1072°C (nižší hodnoty odpovídají aplikaci termometru TA98 a NT2000, vyšší BK90) a 29-38 kbar (29-33 kbar u SPB3a a 34-38 kbar u SPB8a, aplikován byl barometr BK90 pro dvojici Grt/rec. Opx – použití komplikovala přítomnost lemu z amfibolu a flogopitu okolo granátů, nejedná se o přímý kontakt). Vypočtené teplotní podmínky dynamické rekrystalizace tedy dosahují vyšších hodnot než P-T podmínky ekvibrace hrubozrnného peridotitu. Je možné, že tato skutečnost souvisí s průnikem kimberlitového magmatu do střížné zóny. Z provedených mikrosondových analýz vyplývá, že složení rekrystalovaných zrn je velmi blízké složení zrn mateřských, nezdá se tudíž, že by dynamická rekrystalizace byla spojena se změnou složení zúčastněných fází. Porovnání plošného zastoupení jednotlivých fází ve výbrusech hrubozrnného granátového lherzolitu a vybraných výbrusech střížného peridotitu ukázalo, že deformovaný peridotit obsahuje větší podíl Opx na úkor primárního Cpx. Pokud se ve vzorcích deformovaného peridotitu objevuje diopsidický klinopyroxen, jedná se téměř výhradně o výskyt mezi zrn dynamicky rekrystalovaného ortopyroxenu v asociaci s jeho mylonitizací. Domnívám se, že by klinopyroxen mohl v této spojitosti vznikat buď krystalizací z taveniny perkolující mezi novými zrn ortopyroxenu během střížné deformace, nebo odmísením z ortopyroxenu podpořeným jeho namáháním vlivem působícího střížného napětí. Jevy sledované v kinkujícím ortopyroxenu ve výbrusu SPB8a (změny složení v rámci zrn Opx ve smyslu nárůstu obsahů Ca a Al) hovoří spíše pro druhou možnost, jinde ovšem nebyly pozorovány.

Za účelem nastínění vývoje peridotitů v plášťové střížné zóně byly zkonstruovány mapy deformačních mechanismů pro olivín (obr. 6.1 a 6.2) – první při konstantní teplotě 850°C (teplota ekvibrace protolitu – peridotitu s hrubozrnnou mikrostrukturou) a druhá při teplotě 1050°C (teplota dynamické rekrystalizace ve vzorcích střížného peridotitu). Použila jsem zákon toku pro “power law creep” ve tvaru: $\epsilon = A \cdot (\sigma^n / d^m) \cdot \exp(\alpha\phi) \cdot \exp(-H/RT)$, kde A je materiálová konstanta, n napětíový exponent, d velikost zrna (m exponent velikosti zrna), α faktor podílu taveniny, ϕ objemový zlomek taveniny, H aktivační entalpie, R univerzální plynová konstanta a T absolutní teplota [Scott & Kohlstedt, 2006; Zimmerman & Kohlstedt, 2004]. Dosazovala jsem následující hodnoty parametrů - difúzní tok: $A = 2.5 \cdot 10^7$, $n = 1$, $m =$

3, $\alpha = 30$, $H = 375$ [KJ/mol]; dislokační tok: $A = 1600$, $n = 3.5$, $m = 0$, $\alpha = 45$, $H = 520$ [KJ/mol] [Hirth & Kohlstedt, 1993]. Jednotlivé linie vyjadřují závislost logaritmu diferenciálního napětí na logaritmu velikosti zrna při deformaci difúzním a dislokačním tokem pro rychlosti deformace $\epsilon = 10^{-11}$ až 10^{-15} s^{-1} (10^{-10} až 10^{-15} v obr. 6.2). V obr. 6.1 při



850°C je vynesena pozice vzorku hrubozrnného granátového lherzolitů s průměrnou velikostí zrn olivínu 1.334 mm a za předpokládané rychlosti deformace kolem 10^{-14} s^{-1} . Vidíme, že se SPB9 nalézá v poli dislokačního toku. Uskutečňuje se tok ve stabilním stavu. Se změnou podmínek dochází k porušení stability hrubozrnné mikrostruktury a v hornině nastává dramatická redukce velikosti zrna. Novou situaci při 1050°C znázorňuje obr. 6.2 (pro názornost je zobrazena i původní pozice SPB9). Šipky ukazují body na piezometrické křivce (kalibrované pro vztah napětí vs. velikost rekrystalovaných zrn – $D_g = 0.015 \cdot \sigma^{(-1.33)} \cdot R$, kde D_g je velikost rekrystalovaných zrn [m] a σ napětí [MPa], R (korelační koeficient) = 0.96 [Van der Wal et al., 1993]) odpovídající vzorkům střížného peridotitu SPB3a, SPB8a a SPB7. Rychlosti deformace těchto vzorků odečtené z mapy deformačních mechanismů (obr. 6.2) dosahují na přírodní podmínky extrémně vysokých hodnot, pohybují se kolem 10^{-10} s^{-1} . O tom, že rychlost deformace musela být relativně vysoká, nicméně svědčí i aktivované mechanismy dynamické rekrystalizace – bulging a/nebo subzrnová rotace. Vzorky SPB3a, SPB8a a SPB7 (s průměrnou velikostí zrn rekrystalovaného olivínu 48.75, 44.5 a 82 μm) se dostaly do těsné blízkosti rozhraní mezi poli difúzního a dislokačního toku. Je možné, že se po takové redukci velikosti zrna začne zapojovat též difúzní tok, což může vést k následnému zvětšování velikosti rekrystalovaných zrn nebo skluzu po hranicích zrn. Narozdíl od Warren & Hirth (2006), kteří ovšem zkoumali deformaci při 700°C, jsem nepozorovala žádné známky toho, že by se uplatňoval skluz po hranicích zrn. LPO je přítomna a dynamicky rekrystalovaná zrna olivínu a ortopyroxenu se navzájem nemixují.

Závěry:

- P-T podmínky ekvibrace hrubozrnného granátového lherzolitů: 797-896°C a 29-37 kbar; P-T podmínky dynamické rekrystalizace ve vzorcích střížného peridotitu: 975-1072°C a 29-38 kbar
- mikrostrukturní vývoj od hrubozrnné mikrostruktury k LBF (load-bearing framework) a IWL (interconnected weak layers) mikrostruktuře; dynamická rekrystalizace bulgingem a/nebo subzrnovou rotací vedoucí k výrazné redukci velikosti zrna
- měření EBSD potvrdilo přítomnost LPO, nedochází k mixaci dynamicky rekrystalovaných zrn olivínu a ortopyroxenu → deformace probíhala dislokačním tokem, aniž by byl aktivován skluz po hranicích zrn

- LPO (shrnutí):
SPB9 (hrubozrnný) → stavba olivínu odpovídá dislokačnímu skluzu na (010)[100] (A-*typ*) a ortopyroxenu na (100)[010]
Stavba rekrytalovaného olivínu ve střížných peridotitech → dislokační skluz na 1) (010)[100] – stavba *typu* A, 2) (001)[100] – stavba *typu* E, anebo 3) “axial (010) pattern”
Stavba rekrytalovaného ortopyroxenu ve střížných peridotitech → dislokační skluz na 1) (100)[001], anebo 2) (010)[001]
- pozorovaná závislost LPO dynamicky rekrytalovaných zrn na orientaci zrn mateřských poukazuje na to, že mikrostruktury nejsou ještě ve svém stabilním stavu a proces stále postupoval

7. SEZNAM POUŽITÉ LITERATURY

- Ai, Y., 1994. A revision of the garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg exchange geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 115, 467-473.
- Bai, Q., Kohlstedt, D.L., 1992. High-temperature creep of olivine single crystals, 2, Dislocation structures. *Tectonophysics*, 206, 1-29.
- Bai, Q., Mackwell, S.J., Kohlstedt, D.L., 1991. High-temperature creep of olivine single crystals, 1, Mechanical results for buffered samples. *J. Geophys. Res.*, 96, 2441-2463.
- Ben Ismail, W., Mainprice, D., 1998. An olivine fabric database: An overview of upper mantle fabrics and seismic anisotropy. *Tectonophysics*, 296, 145-158.
- Bertrand, P., Mercier, J.-C. C., 1985. The mutual solubility of coexisting ortho- and clinopyroxene: toward an absolute geothermometer for the natural system? *Earth Planet. Sci. Lett.*, 76, 109-122.
- Bertrand, P., Sotin, C., Mercier, J.-C. C., Takahashi, E., 1986. From the simplest chemical system to the natural one: garnet peridotite barometry. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 93, 168-178.
- Boullier, A.M., Gueguen, Y., 1975. SP-Mylonites: Origin of some mylonites by superplastic flow. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 50, 93-104.
- Boullier, A.M., Nicolas, A., 1975. Classification of textures and fabrics of peridotite xenoliths from South African kimberlites. In: Boullier, A.M., Gueguen, Y., 1975.
- Brace, W.F., Kohlstedt, D.L., 1980. Limits on lithosphere stress imposed by laboratory experiments. *J. Geophys. Res.*, 85, 6248-6252.
- Brey, G.P., 1989. Geothermobarometry for lherzolites: experiments from 10 to 60 kb, new thermobarometers and application to natural rocks. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Brey, G.P., Köhler, T., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31, 1353-1378.
- Brey, G.P., Köhler, T., Nickel, K.G., 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites I. Experimental results from 10 to 60 kb. *J. Petrol.*, 31, 1313-1352.
- Brey, G.P., Nickel, K.G., Kogarko, L., 1986. Garnet-pyroxene equilibria in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ (CMAS): prospects for simplified ('T-independent') lherzolite barometry and an eclogite-barometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 92, 448-455.
- Buseck, P.R., Nord, G.L., Jr., Veblen, D.V., 1980. Subsolidus phenomena in pyroxenes. In: Skrotzki, W., 1994.
- Carlson, W.D., Lindsley, D.H., 1988. Thermochemistry of pyroxenes on the join $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ - $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$. In: Nimis, P., Taylor, W.R., 2000.
- Carswell, D.A., Gibb, F.G., 1987a. Evaluation of mineral thermometers and barometers applicable to garnet lherzolite assemblages. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 95, 499-511.
- Carswell, D.A., Gibb, F.G., 1987b. Garnet lherzolite xenoliths in the kimberlites of northern Lesotho; revised P-T equilibration conditions and upper mantle palaeogeotherm. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 97, 473-487.
- Carter, N.L., Tsenn, M.C., 1987. Flow properties of continental lithosphere. *Tectonophysics*, 136, 27-63.
- Coe, R.S., Kirby, S.H., 1975. The orthoenstatite to clinoenstatite transformation by shearing and reversion by annealing: Mechanism and potential applications. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 52, 29-55.
- Davidson, P.M., Lindsley, D.H., 1985. Thermodynamic analysis of quadrilateral pyroxenes, Part II. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 91, 390-404.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1982. Rock-Forming Minerals, Volume 1A Orthosilicates, second edition. Longman Group Limited, London, 919 pp.

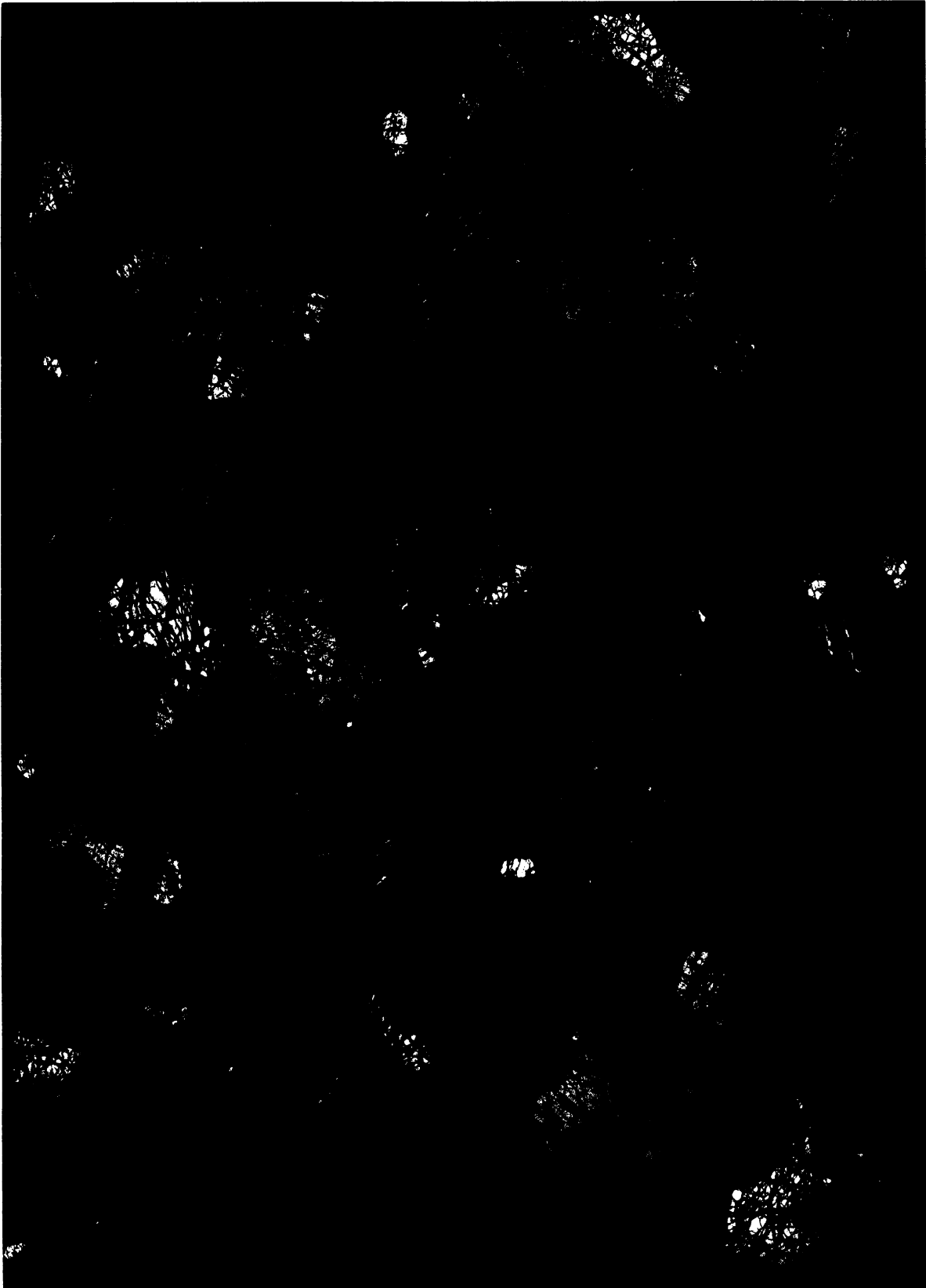
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1978. Rock-Forming Minerals, Volume 2A Single-Chain Silicates, second edition. Longman Group Limited, London, 668 pp.
- De Wit, M.J., 1977. The evolution of the Scotia Arc as a key to the reconstruction of southwestern Gondwanaland. *Tectonophysics*, 37, 53-81.
- Ehrenberg, S.N., 1979. Garnetiferous ultramafic inclusions in minette from the Navajo Volcanic Field. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Ellis, D.J., Green, D.H., 1979. An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 71, 13-22.
- Etheridge, M.A., 1975. Deformation and recrystallisation of orthopyroxene from the Giles Complex, central Australia. *Tectonophysics*, 25, 87-114.
- Eudier, M., 1962. The mechanical properties of sintered low-alloy steels. In: Handy, M.R., 1990.
- Field, M., Scott Smith, B.H., 1998. Contrasting geology and near-surface emplacement of kimberlite pipes in southern Africa and Canada. In: Gurney, J.J. & Richardson, S.R. (eds), Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Red Roof Design, Cape Town, 214-237.
- Finnerty, A.A., Boyd, F.R., 1984. Evaluation of thermobarometers for garnet peridotites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 48, 15-27.
- Finnerty, A.A., Boyd, F.R., 1987. Thermobarometry for garnet peridotites: basis for determination of thermal and compositional structure of the upper mantle. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Frese, K., Trommsdorff, V., Kunze, K., 2003. Olivine [100] normal to foliation: lattice preferred orientation in prograde garnet peridotite formed at high H₂O activity, Cima di Gagnone (Central Alps). *Contrib. Mineral. Petrol.*, 145, 75-86.
- García-San Millán, R.S., 1998. Petrofábrica y anisotropía sísmica: Análisis y significado en una sección representativa de la transición corteza-manto subcontinental (Manto de Los Reales, Cordilleras Béticas). In: Tommasi et al., 1999.
- Gasparik, T., 1984. Two-pyroxene thermobarometry with new experimental data in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 87, 87-97.
- Gasparik, T., Newton, R.C., 1984. The reversed Al-contents of orthopyroxene in equilibrium with spinel and forsterite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Griffith, T.J., Davies, R., Basset, M.B., 1979. Analytical study of effects of pore geometry on tensile strength of porous materials. *Powder Metall.*, 22, 119-123.
- Handy, M.R., 1990. The solid-state flow of polymineralic rocks. *J. Geophys. Res.*, 95 (B6), 8647-8661.
- Handy, M.R., 1994. Flow laws for rocks containing two non-linear viscous phases: a phenomenological approach. *J. Struct. Geol.*, 16, 287-301.
- Harley, S.L., 1984a. An experimental study of the partitioning of Fe and Mg between garnet and orthopyroxene. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 86, 359-373.
- Harley, S.L., 1984b. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet in FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ and CaO-FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. *J. Petrology*, 25, 665-696.
- Harley, S.L., Green, D.H., 1982. Garnet-orthopyroxene barometry for granulites and peridotites. *Nature*, 300, 697-701.
- Herzberg, C.T., 1978. Pyroxene geothermometry and geobarometry: experimental and thermodynamic evaluation of some subsolidus phase relations involving pyroxenes in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂. In: Nimis, P., Taylor, W.R., 2000.
- Hirth, G., Kohlstedt, D., 2003. Rheology of the upper mantle and the mantle wedge: A view from the experimentalists. In: Eiler, J. (editor), Inside the Subduction Factory, vol. II, AGU Press, 311 pp.

- Ingrin, J., Doukhan, N., Doukhan, J.C., 1992. Dislocation glide systems in diopside single crystals deformed at 800-900°C. *European Journal of Mineralogy*, 4, 1291-1302.
- Jordan, P., 1987. The deformational behaviour of biminerale limestone-halite aggregates. *Tectonophysics*, 135, 185-197.
- Jordan, P., 1988. The rheology of polymineralic rocks – An approach. *Geol. Rundsch.*, 77 (1), 285-294.
- Jung, H., Karato, S., 2001. Water-induced fabric transitions in olivine. *Science*, 293, 1460-1463.
- Katayama, I., Jung, H., Karato, S., 2004. A new type of olivine fabric from deformation experiments at modest water content and low stress. *Geology*, 32, 1045-1048.
- Katayama, I., Karato S., 2006. Effect of temperature on the B- to C-type olivine fabric transition and implication for flow pattern in subduction zones. *Phys. Earth Planet. Inter.*, 157, 33-45.
- Katayama, I., Karato, S., Brandon, M., 2005. Evidence of high water content in the deep upper mantle inferred from deformation microstructures. *Geology* 33, 613-616.
- Kawasaki, T., Matsui, Y., 1983. Thermodynamic analyses of equilibria involving olivine, orthopyroxene and garnet. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Kirby, S.H., 1980. Tectonic stresses in the lithosphere: Constraints provided by the experimental deformation of rocks. *J. Geophys. Res.*, 85, 6353-6363.
- Kneller, E.A., van Keken, P.E., Karato, S., Park, J., 2005. B-type olivine fabric in the mantle wedge: Insights from high-resolution non-Newtonian subduction zone models. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 237, 781-797.
- Knipe, R.J., 1989. Deformation mechanisms – recognition from natural tectonites. *J. Struct. Geol.*, 11, 127-146.
- Köhler, T., Brey, G.P., 1990. Calcium exchange between olivine and clinopyroxene calibrated as a geothermobarometer for natural peridotites from 2 to 60 kb with applications. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 54, 2375-2388.
- Krogh, E.J., 1988. The garnet-clinopyroxene Fe-Mg geothermometer – a reinterpretation of existing experimental data. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 99, 44-48.
- Kronenberg, A., Shelton, G., 1980. Deformation microstructures in experimentally deformed Maryland diabase. *J. Struct. Geol.*, 2 (3), 341-353.
- Kumazawa, M., Anderson, O.L., 1969. Elastic moduli, pressure derivatives, and temperature derivatives of single-crystal olivine and single-crystal forsterite. *J. Geophys. Res.*, 74, 5961-5972.
- Lee, H.Y., Ganguly, J., 1988. Equilibrium compositions of coexisting garnet and orthopyroxene: experimental determinations in the system FeO-MgO-Al₂O₃-SiO₂, and applications. *J. Petrology*, 29, 93-113.
- Le Hazif, R., 1978. Deformation plastique du system biphasé Fe-Ag. In: Handy, M.R., 1990.
- MacGregor, I.D., 1974. The system MgO-Al₂O₃-SiO₂: solubility of Al₂O₃ in enstatite for spinel and garnet peridotite compositions. In: Nimis, P., Taylor, W.R., 2000.
- Mackwell, S.J., 1991. High-temperature rheology of enstatite: Implications for creep in the mantle. *Geophys. Res. Lett.*, vol. 18, no. 11, 2027-2030.
- Mainprice, D., Tommasi, A., Couvy, H., Cordier, P., Frost, D.J., 2005. Pressure sensitivity of olivine slip systems and seismic anisotropy of Earth's upper mantle. *Nature*, 433, 731-733.
- McCandless, T.E., 1999. Kimberlites: mantle expressions of deep-seated subduction. In: Gurney, J.J. & Richardson, S.R. (eds), Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference, Red Roof Design, Cape Town, 307-312.
- Mitchell, R.H., 1986. Kimberlites: mineralogy, geochemistry, and petrology. New York: Plenum Press, 442 pp.

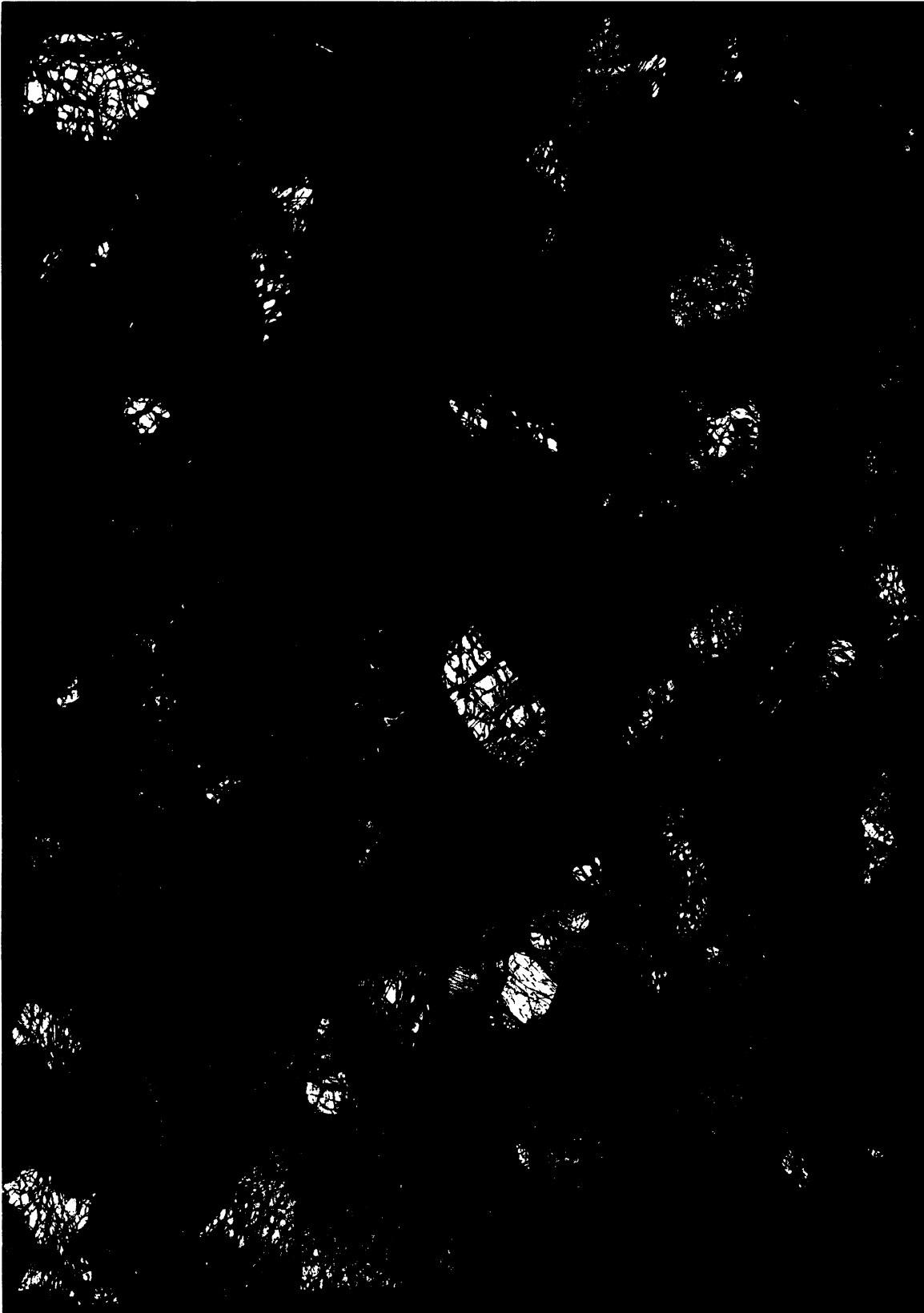
- Mizukami, T., Simon, W., Yamamoto, J., 2004. Natural examples of olivine lattice preferred orientation patterns with a flow-normal *a*-axis maximum. *Nature*, 427, 432-436.
- Mukhopadhyay, B., 1991. Garnet-clinopyroxene geobarometry: The problems, a prospect, and an approximate solution with some applications. *Am. Mineral.*, 76, 512-529.
- Nickel, K.G., 1989. Garnet-pyroxene equilibria in the system SMACCr (SiO₂-MgO-Al₂O₃-CaO-Cr₂O₃): the Cr-geobarometer. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Nickel, K.G., Green, D.H., 1985. Empirical geothermobarometry for garnet peridotites and implications for the nature of the lithosphere, kimberlites and diamonds. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 73, 158-170.
- Nicolas, A., Poirier, J.P., 1976. Crystalline plasticity and solid state flow in metamorphic rocks. John Wiley & Sons, London, 444 pp.
- Nimis, P., Taylor, W.R., 2000. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 139, 541-554.
- Nyblade, A.A., Robinson, S.W., 1994. The African Superswell. *Geophys. Res. Lett.*, 21, 765-768.
- O'Neill, H.St.C., 1980. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer: corrections. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 72, 337.
- O'Neill, H.St.C., Wood, B.J., 1979. An experimental study of Fe-Mg partitioning between garnet and olivine and its calibration as a geothermometer. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 70, 59-70.
- Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 1996. Microtectonics. Springer-Verlag, Berlin, 289 pp.
- Perkins, D., III, Newton, R.C., 1980. The compositions of coexisting pyroxenes and garnet in the system CaO-MgO-Al₂O₃-SiO₂ at 900-1100°C and high pressures. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Powell, R., 1985. Regression diagnostics and robust regression in geothermometer/geobarometer calibration: the garnet-clinopyroxene geothermometer revisited. *J. Metamorphic Geol.*, 3, 231-243.
- Raleigh, C.B., Kirby, S.H., Carter, N.L., Avé Lallemant, H.G., 1971. Slip and the clinoenstatite transformation as competing rate processes in enstatite. *J. Geophys. Res.*, 76, 4011-4022.
- Ross, J.V., Bauer, S.J., Hansen, F.D., 1987. Textural evolution of synthetic anhydrite-halite mylonites. *Tectonophysics*, 140, 307-326.
- Ross, J.V., Nielsen, K.C., 1978. High-temperature flow of wet polycrystalline enstatite. *Tectonophysics*, 44, 233-261.
- Scott, T., Kohlstedt, D.L., 2006. The effect of large melt fraction on the deformation behaviour of peridotite. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 246, 177-187.
- Schärmeli, G.H., 1982. Anisotropy of olivine thermal conductivity at 2.5 GPa and up to 1500K measured on optically non-thick samples. In: Tommasi et al., 1999.
- Skemer, P., Katayama, I., Karato, S., 2006. Deformation fabrics of the Cima di Gagnone peridotite massif, Central Alps, Switzerland: evidence of deformation at low temperatures in the presence of water. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 152, 43-51.
- Skinner, E.M.W., 1989. Contrasting Group I and Group II kimberlite petrology: towards a genetic model for kimberlites. Kimberlites and Related Rocks, Vol. 1, *Geol. Soc. Australia Sp. Pub.*, 14, p. 528.
- Skrotzki, W., 1994. Defect structure and deformation mechanisms in naturally deformed augite and enstatite. *Tectonophysics*, 229, 43-68.

- Skrotzki, W., Wedel, A., Weber, K., Müller, W.F., 1990. Microstructure and texture in lherzolites of the Balmuccia massif and their significance regarding the thermomechanical history. *Tectonophysics*, 179, 227-251.
- Sutherland, F.L., Raynor, L.R., Pogson, R.E., 1994. Spinel to garnet transition in relation to high temperature palaeogeotherms, eastern Australia. In: Taylor, W.R., 1998.
- Taylor, W.R., 1998. An experimental test of some geothermometer and geobarometer formulations for upper mantle peridotites with application to the thermobarometry of fertile lherzolite and garnet websterite. *N. Jahrb. Mineral. Abh.*, 172, 381-408.
- Tharp, T.M., 1983. Analogies between the high-temperature deformation of polyphase rocks and the mechanical behaviour of porous powder metal. *Tectonophysics*, 96, T1-T11.
- Thompson, J.B., 1967. Thermodynamic properties of simple solutions. In: Brey, G.P., Köhler, T., 1990.
- Thompson, J.B., Jr., 1970. Geometrical possibilities for amphibole structures: model biopyriboles. In: Skrotzki, W., 1994.
- Tommasi, A., Mainprice, D., Canova, G., Chastel, Y., 1999. Viscoplastic self-consistent and equilibrium-based modeling of olivine lattice preferred orientations: Implications for the upper mantle seismic anisotropy. *Journal of Geophys. Res. - Solid Earth*, 105 (B4), 7893-7908.
- Tribaudino, M., Bruno, E., 1993. Effect of Al on enstatite solubility in CMAS clinopyroxenes: 1 – Experimental results in the clinopyroxene-orthopyroxene two phase field at P = 18 kbar. *Eur. J. Mineral.*, 5, 123-131.
- Van der Wal, D., Chopra, P., Drury, M., Fitz Gerald, J., 1993. Relationships between dynamically recrystallized grain size and deformation conditions in experimentally deformed olivine rocks. *Geophys. Res. Lett.*, 20 (14), 1479-1482.
- Vinnik, L.P., Green, R.W.E., Nicolaysen, L.O., Kosarev, G.L., Petersen, N.V., 1996. Deep seismic structure of the Kaapvaal craton. *Tectonophysics*, 262, 67-75.
- Von Mises, R., 1928. Mechanik der plastischen Formänderung von Kristallen. In: Skrotzki, W., 1994.
- Wells, P.R.A., 1977. Pyroxene thermometry in simple and complex systems. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 62, 129-139.
- Wheeler, J., 1992. Importance of pressure solution and Coble creep in the deformation of polymineralic rocks. *J. Geophys. Res.*, 97, 4579-4586.
- White, S.H., Burrows, S.E., Carreras, J., Shaw, N.D., Humphreys, F.J., 1980. On mylonites in ductile shear zones. *J. Struct. Geol.*, 1 (2), 175-187.
- Warren, J.M., Hirth, G., 2006. Grain size sensitive deformation mechanisms in naturally deformed peridotites. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 248, 438-450.
- Wood, B.J., 1974. The solubility of alumina in orthopyroxene coexisting with garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 46, 1-15.
- Wood, B.J., Nicholls, J., 1978. The thermodynamic properties of reciprocal solid solutions. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 66, 389-400.
- Zegers, T.E., de Wit, M.J., Dann, J., White, S.H., 1998. Vaalbara, Earth's oldest assembled continent? A combined structural, geochronological, and palaeomagnetic test. *Terra Nova*, 10, 250-259.
- Zhang, S., Karato, S., 1995. Lattice preferred orientation of olivine aggregates deformed in simple shear. *Nature*, 375, 774-777.
- Zimmerman, M.E., Kohlstedt, D.L., 2004. Rheological properties of partially molten lherzolite. *J. Petrol.*, 45, 275-298.

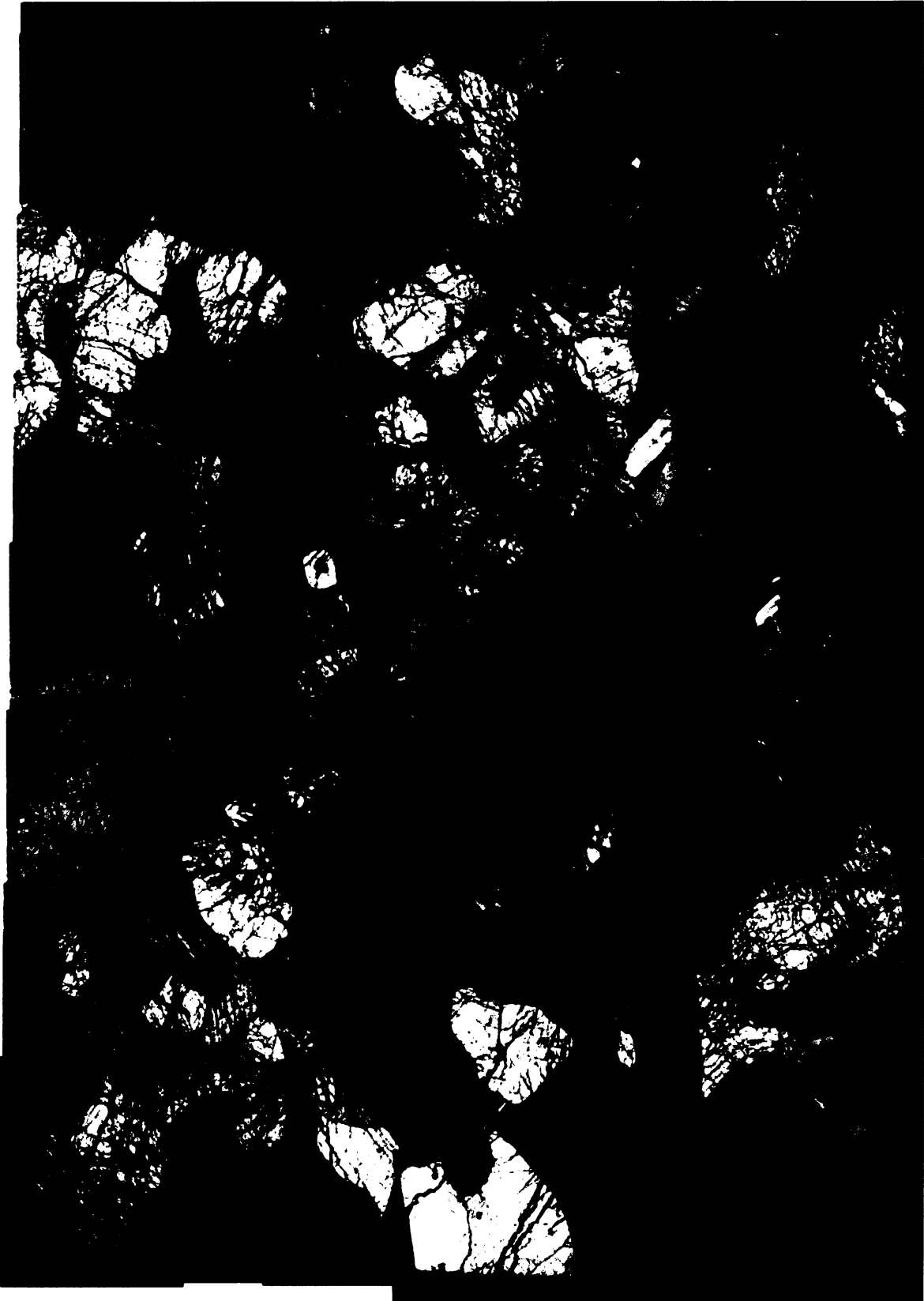
Přílohy



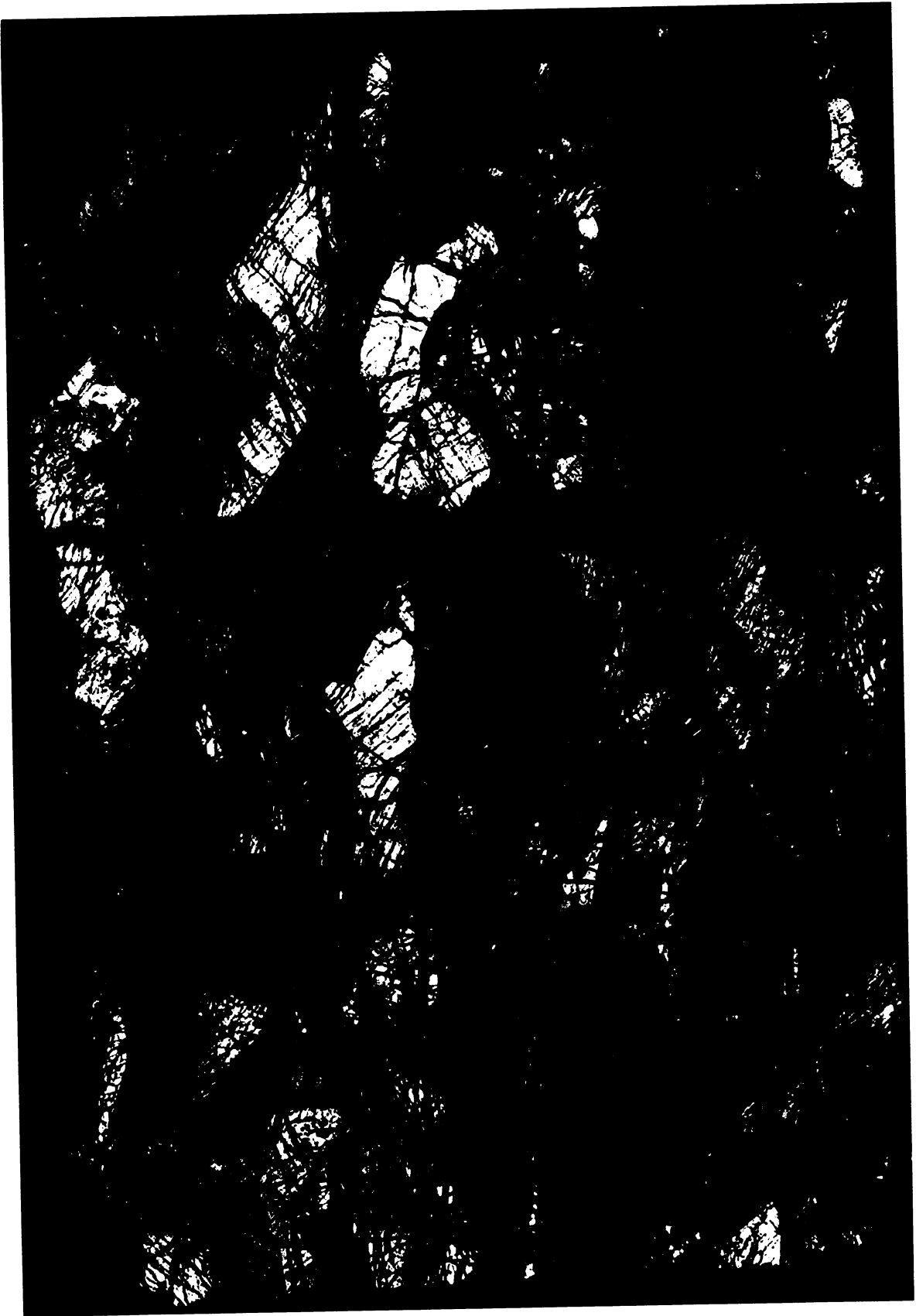
SPB 9a



SPB 9b



SPB 9c



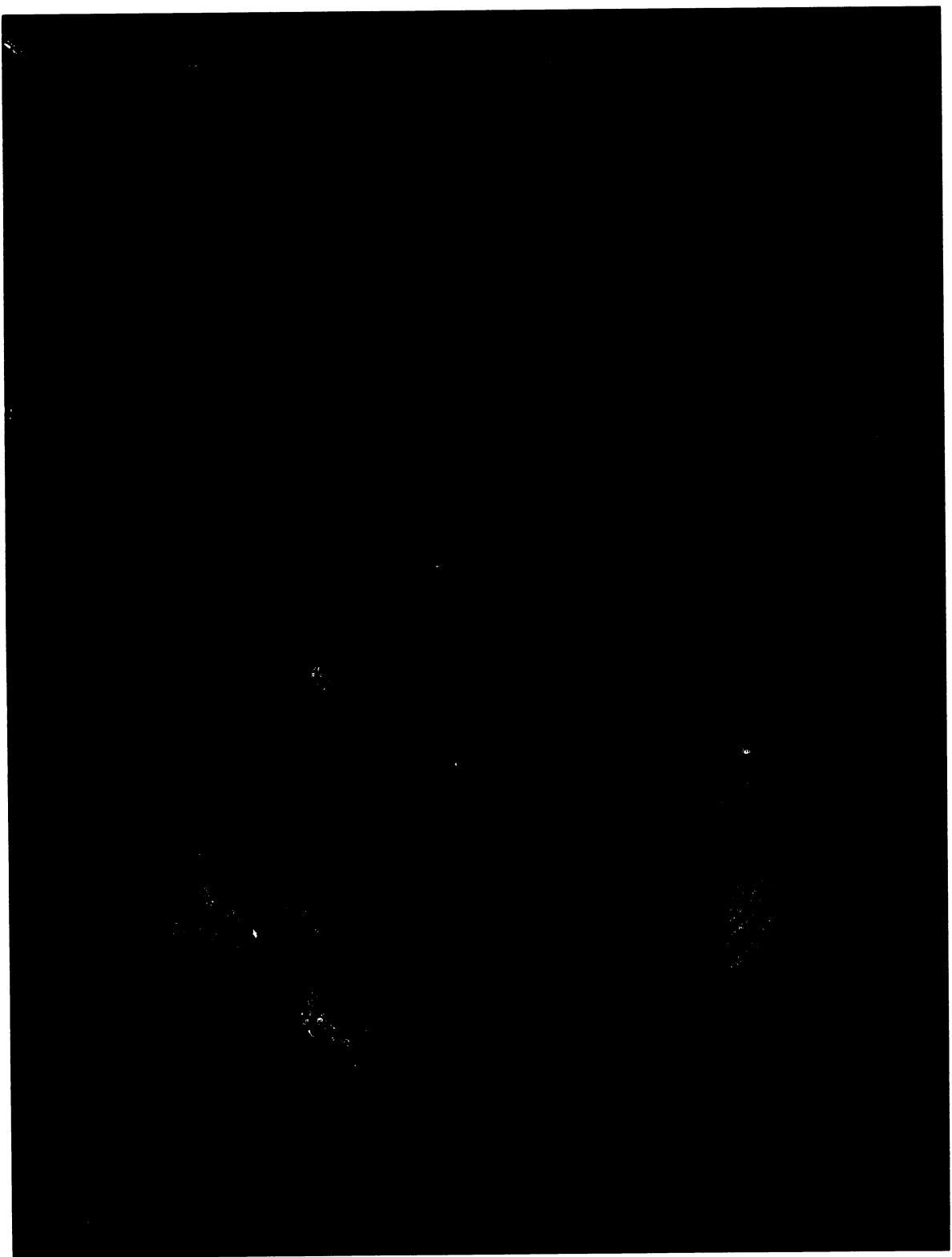
SPB 3a



SPB 11a



SPB 8a



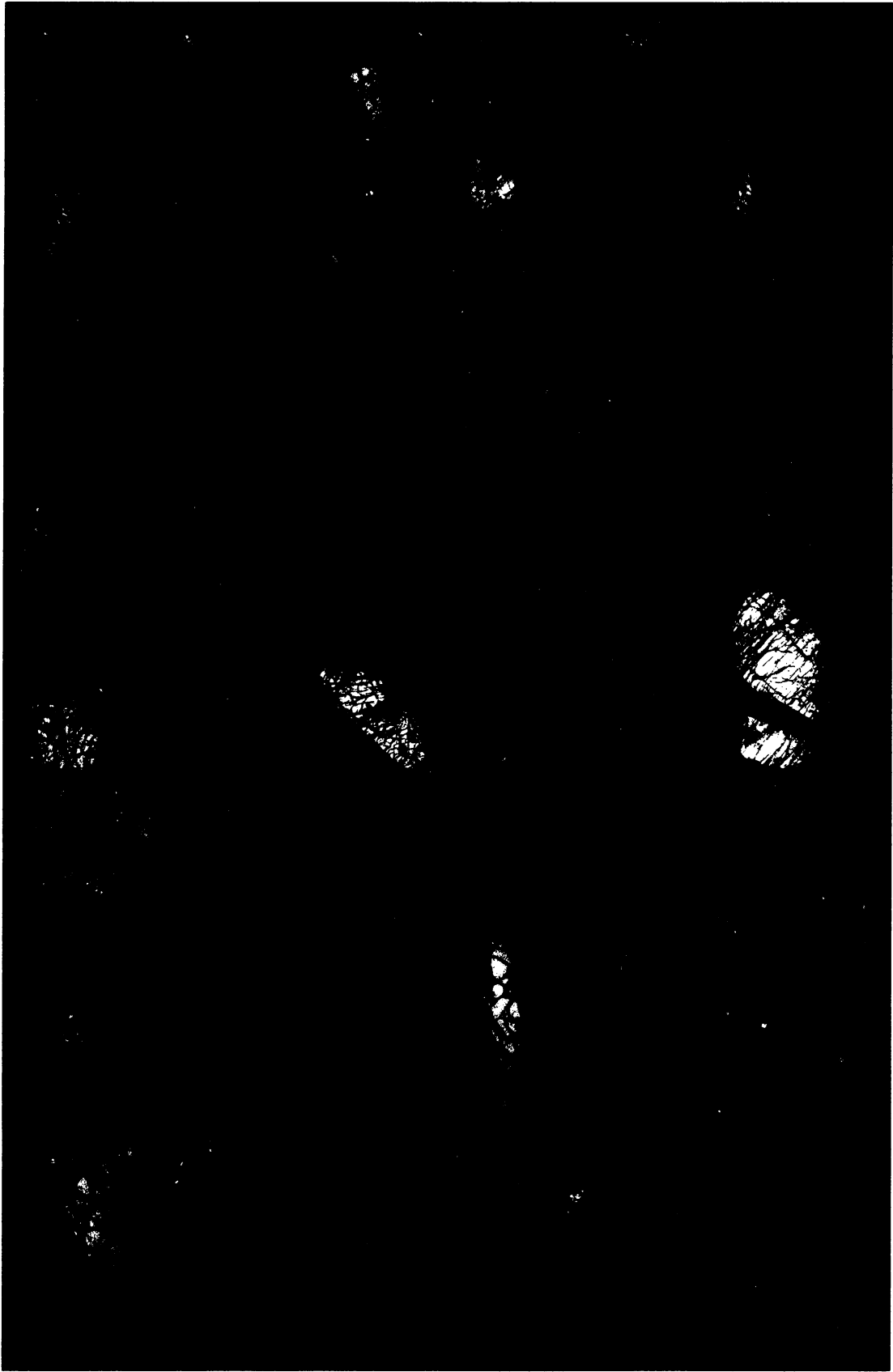
SPB 2a



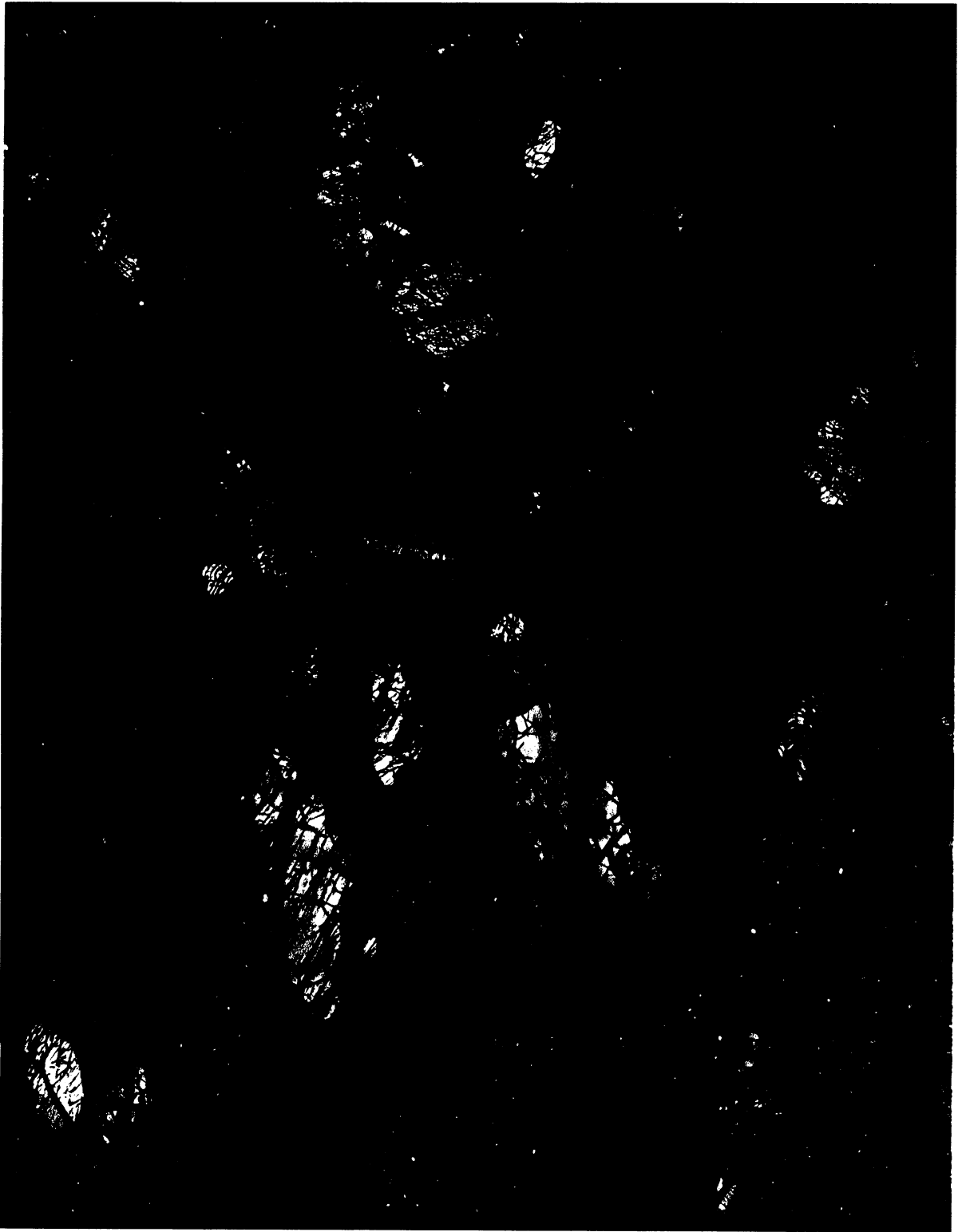
SPB 13



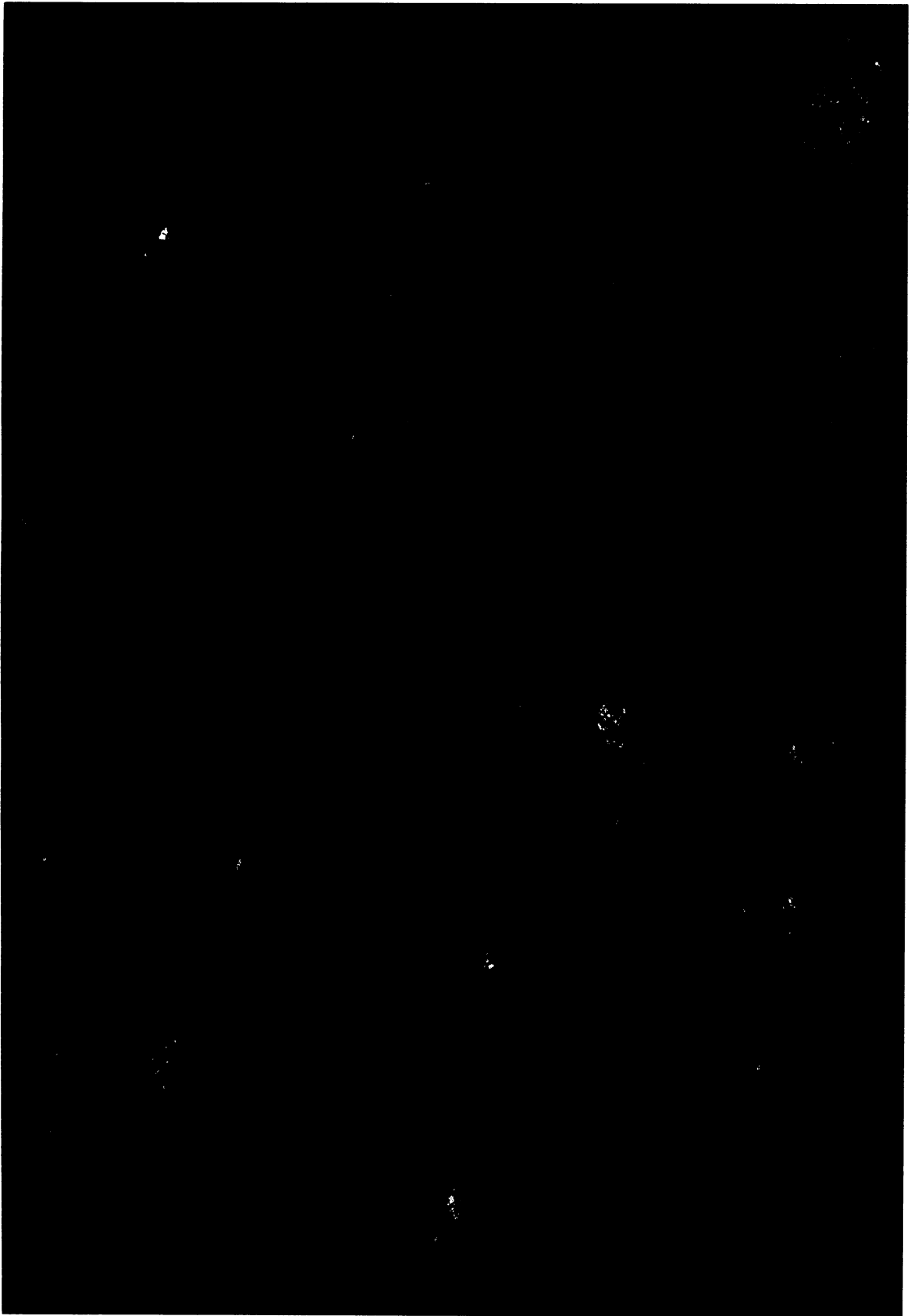
SPB 10



SPB 1a



SPB 7



SPB 12

Mikrosondové analýzy minerálů:														
SPB9b														
Wt% Oxide														
Formula	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	Cr2O3	MnO	H2O	Total	Com.	Geo Specie
38 / 1 .	2,354	15,712	54,631	2,826	0,021	20,489	0,056	2,231	1,664	0,005	0	99,989	9b_1	Cpx (p1)
39 / 1 .	0,014	20,98	42,222	22,457	0	4,596	0,018	7,027	2,21	0,406	0	99,931	9b_1	Grt (p1)
40 / 1 .	2,416	15,199	52,98	2,828	0,017	20,634	0,038	2,563	1,752	0,1	0	98,528	9b_1	Cpx (p2)
41 / 1 .	0,012	20,508	42,646	22,477	0,019	4,557	0,022	7,622	2,197	0,269	0	100,33	9b_1	Grt (p2)
42 / 1 .	2,285	15,567	54,91	2,809	0,008	20,153	0,06	2,371	1,86	0,062	0	100,09	9b_1	Cpx (p3)
43 / 1 .	0,051	20,796	42,721	22,24	0	4,556	0,034	7,408	2,075	0,266	0	100,15	9b_1	Grt (p3)
44 / 1 .	2,269	15,533	54,489	2,797	0,015	20,34	0,048	2,327	1,627	0,081	0	99,525	9b_1	Cpx (p4)
45 / 1 .	0,027	20,667	42,225	22,439	0,011	4,432	0,062	7,716	2,176	0,317	0	100,07	9b_1	Grt (p4)
46 / 1 .	2,213	15,711	54,441	2,896	0,007	20,356	0,073	2,303	1,674	0,114	0	99,787	9b_1	Cpx (p5)
47 / 1 .	0	20,74	42,779	22,553	0,01	4,56	0,029	7,58	2,216	0,297	0	100,76	9b_1	Grt (p5)
49 / 1 .	1,549	16,741	54,937	1,491	0	20,929	0,161	2,443	1,539	0,158	0	99,948	9b_2	Cpx (p1 pro TM)
50 / 1 .	0,064	35,845	57,896	0,745	0	0,292	0,008	4,385	0,221	0,086	0	99,542	9b_2	Opx (p1 pro TM)
51 / 1 .	2,174	15,695	55,515	2,378	0,007	20,52	0,071	2,322	1,629	0,048	0	100,36	9b_2	Cpx (p2 pro TM)
52 / 1 .	0,032	35,844	57,84	0,762	0,002	0,301	0,001	4,5	0,201	0,196	0	99,679	9b_2	Opx (p2 pro TM)
53 / 1 .	1,701	16,565	54,867	1,451	0	20,916	0,116	2,354	1,583	0,11	0	99,664	9b_2	Cpx (p3 pro TM)
54 / 1 .	0,053	35,941	58,165	0,781	0	0,272	0,011	4,758	0,235	0,153	0	100,37	9b_2	Opx (p3 pro TM)
55 / 1 .	2,186	15,57	54,826	2,856	0	20,459	0,067	2,285	1,519	0,057	0	99,824	9b_2	Cpx (p4 pro TM)
56 / 1 .	0,044	36,139	58,032	0,822	0,002	0,261	0	4,744	0,146	0,077	0	100,27	9b_2	Opx (p4 pro TM)
62 / 1 .	2,373	15,517	54,887	2,777	0,007	20,451	0,076	2,162	1,771	0	0	100,02	9b_2	Cpx (p5 pro TM)
63 / 1 .	0,635	35,037	56,939	0,891	0,046	0,402	0,004	4,434	0,21	0,048	0	98,646	9b_2	Opx (p5 pro TM)
58 / 1 .	0,01	20,553	42,773	22,284	0	4,54	0,035	7,463	2,276	0,387	0	100,32	9b_3	Grt (p1 pro BM)
59 / 1 .	0,046	35,89	57,955	0,852	0,02	0,263	0,029	4,374	0,17	0,138	0	99,737	9b_3	Opx (p1 pro BM)
60 / 1 .	0,034	20,403	42,691	22,496	0,003	4,638	0,024	7,655	2,413	0,382	0	100,74	9b_3	Grt (p2 pro BM)
61 / 1 .	0,037	35,8	58,504	0,886	0,005	0,284	0	4,818	0,32	0,134	0	100,79	9b_3	Opx (p2 pro BM)

SPB3a														
Wt% Oxide														
Formula	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	Cr2O3	MnO	H2O	Total	Com.	Geo Specie
79 / 1 .	0,02	20,879	41,653	19,669	0,003	5,248	0	6,005	5,65	0,123	0	99,248	3a_3	Grt-core (3-p2, p4 pro BM)
80 / 1 .	0,01	21,043	42,421	19,82	0	5,097	0,008	6,115	5,514	0,156	0	100,18	3a_3	Grt-rim (3-p1 pro BM)
83 / 1 .	3,572	18,332	40,634	16,953	0,444	6,603	0,036	4,909	4,916	0,241	0	96,64	3a_3	Amf (lem Grt)
81 / 1 .	1,034	23,469	39,789	15,227	8,733	0,012	0,918	2,918	2,134	0	4,21	96,444	3a_3	Flog (lem Grt)
82 / 1 .	0,087	35,505	58,263	1,184	0,022	0,49	0	4,058	0,559	0,048	0	100,22	3a_3	Opx-rec. (3-p1, p2 pro BM)
84 / 1 .	0	21,324	42,124	19,944	0,001	5,041	0,029	6,103	5,689	0,193	0	100,45	3a_3	Grt-rim (3-p3 pro BM)
85 / 1 .	0,156	35,366	57,922	1,603	0,033	0,515	0	4,329	0,762	0,114	0	100,82	3a_3	Opx-rec. (3-p3, p4 pro BM)
86 / 1 .	0	21,213	42,29	19,966	0	5,121	0	6,086	5,614	0,193	0	100,48	3a_3	Grt-rim (3-p5 pro BM)
87 / 1 .	0,154	35,022	54,902	2,314	0,037	0,453	0,126	4,436	0,941	0,057	0	98,443	3a_3	Opx-rec. (3-p5 pro BM)
88 / 1 .	1,187	17,869	54,317	1,634	0,005	21,45	0,447	2,766	0,374	0,057	0	100,1	3a_4	Cpx (p1 pro TM)
89 / 1 .	0,073	35,276	58,001	0,966	0,005	0,477	0	3,748	0,346	0,048	0	98,94	3a_4	Opx (p1 pro TM)
90 / 1 .	1,204	17,535	54,05	1,904	0,012	20,65	0,822	2,607	0,823	0,162	0	99,771	3a_4	Cpx (p2 pro TM)
91 / 1 .	0,077	35,399	58,906	0,594	0,002	0,477	0	3,736	0,262	0,038	0	99,49	3a_4	Opx (p2 pro TM)
92 / 1 .	1,366	18,461	53,953	2,036	0,001	19,63	0,761	2,766	1,049	0,081	0	100,1	3a_4	Cpx (p3 pro TM)
93 / 1 .	0,055	36,097	58,496	0,751	0	0,436	0	4,094	0,356	0,196	0	100,48	3a_4	Opx (p3 pro TM)
95 / 1 .	1,334	17,714	54,137	1,677	0	20,53	0,583	2,702	0,757	0,148	0	99,585	3a_4	Cpx (p4 pro TM)
94 / 1 .	0,039	36,009	58,139	0,805	0	0,538	0	4,118	0,448	0,091	0	100,19	3a_4	Opx (p4 pro TM)
97 / 1 .	1,052	17,967	55,238	1,495	0	21,64	0,473	2,572	0,338	0,057	0	100,83	3a_4	Cpx (p5 pro TM)
96 / 1 .	0,039	36,1	58,391	0,832	0	0,422	0,004	4,126	0,356	0,129	0	100,4	3a_4	Opx (p5 pro TM)
98 / 1 .	0	21,335	42,457	19,873	0,005	5,055	0	6,052	5,696	0,071	0	100,54	3a_5	Grt-rim (4-p1 pro BM)
99 / 1 .	0,046	35,781	57,391	1,647	0,014	0,477	0	4,17	0,751	0,062	0	100,34	3a_5	Opx-rec. (4-p1 pro BM)
100 / 1 .	0	21,285	41,633	19,695	0,001	5,174	0,03	5,961	5,641	0,235	0	99,676	3a_5	Grt-rim (4-p2 pro BM)
101 / 1 .	0,037	35,491	57,556	1,754	0,029	0,617	0,018	4,383	0,807	0,153	0	100,85	3a_5	Opx-rec. (4-p2 pro BM)
102 / 1 .	0,01	21,351	41,934	19,91	0,002	5,203	0,019	6,181	5,433	0,061	0	100,11	3a_5	Grt-rim (4-p3 pro BM)
103 / 1 .	0,128	35,115	57,351	2,053	0,035	0,598	0,016	4,346	0,87	0,133	0	100,65	3a_5	Opx-rec. (4-p3 pro BM)

SPB8a														
Wt% Oxide														
Formula	Na2O	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	CaO	TiO2	FeO	Cr2O3	MnO	H2O	Total	Com.	Geo Specie
2 / 1 .	0	20,555	41,884	19,548	0	5,331	0	6,153	5,59	0,151	0	99,211	8a_1	Grt-core
5 / 1 .	0	20,627	42,145	19,705	0,013	5,4	0,004	6,034	5,578	0,203	0	99,709	8a_1	Grt-rim
6 / 1 .	0,015	20,767	42,324	21,858	0	4,92	0,054	6,473	2,902	0,474	0	99,786	8a_1	Grt-rim
7 / 1 .	0	20,348	42,172	19,538	0,018	5,571	0	6,345	5,241	0,278	0	99,512	8a_1	Grt-rim
10 / 1 .	0,082	36,056	58,734	0,658	0,002	0,446	0,003	4,03	0,345	0,038	0	100,39	8a_1	Opx-zonal
11 / 1 .	0,064	35,774	58,573	0,686	0,001	0,415	0	4,434	0,24	0,019	0	100,2	8a_1	Opx-zonal
12 / 1 .	0,066	35,706	58,065	0,749	0	0,468	0,004	4,175	0,35	0,109	0	99,694	8a_1	Opx-zonal
13 / 1 .	1,247	17,2	53,365	2,415	0	20,912	0,463	2,365	0,706	0,091	0	98,764	8a_2	Cpx (p1 pro TM)
14 / 1 .	0,059	35,744	58,117	0,627	0,003	0,504	0	3,956	0,356	0,062	0	99,428	8a_2	Opx (p1 pro TM)
15 / 1 .	1,235	17,741	54,776	1,627	0	20,372	0,226	2,426	0,69	0,038	0	99,132	8a_2	Cpx (p2 pro TM)
16 / 1 .	0,087	35,731	58,252	0,678	0,009	0,468	0,019	3,771	0,247	0,134	0	99,395	8a_2	Opx (p2 pro TM)
17 / 1 .	1,144	17,326	53,291	2,781	0,011	20,573	0,462	2,377	0,508	0,134	0	98,588	8a_2	Cpx (p3 pro TM)
18 / 1 .	0,059	35,17	58,345	0,591	0,016	0,429	0	3,741	0,237	0,177	0	98,764	8a_2	Opx (p3 pro TM)
19 / 1 .	0,073	35,713	58,012	0,701	0	0,428	0	3,941	0,358	0,053	0	99,278	8a_2	Opx-parent
20 / 1 .	0,013	38,565	43,285	0,526	0,052	0,084	0	4,034	0,074	0,155	12,7	99,528	8a_2	Serp
67 / 1 .	0	20,782	42,203	19,817	0,002	5,268	0	5,986	5,312	0,296	0	99,667	8a_3	Grt-core
27 / 1 .	0	21,202	42,124	19,928	0	4,376	0,073	5,964	4,995	0,232	0	98,894	8a_3	Grt-rim (p2 pro BM)
28 / 1 .	0,137	35,748	58,141	1,051	0	0,542	0	4,127	0,508	0,081	0	100,34	8a_3	Opx-rec. (p2 pro BM)
29 / 1 .	0,005	20,805	41,893	19,647	0,011	5,6	0,014	6,496	5,259	0,147	0	99,876	8a_3	Grt-rim (p3 pro BM)
30 / 1 .	0,133	34,914	58,111	1,22	0,008	0,539	0,003	4,233	0,583	0,21	0	99,951	8a_3	Opx-rec. (p3 pro BM)
31 / 1 .	0,037	21,606	42,08	20,161	0	4,374	0,081	6,475	4,728	0,246	0	99,787	8a_3	Grt-rim (p4 pro BM)
32 / 1 .	0,117	35,162	58,492	1,111	0,005	0,498	0	4,024	0,589	0,153	0	100,15	8a_3	Opx-rec. (p4 pro BM)
33 / 1 .	0,019	21,66	41,992	20,492	0,017	4,35	0,092	6,313	4,572	0,246	0	99,753	8a_3	Grt-rim (p5 pro BM)
34 / 1 .	0,09	35,149	57,792	1,35	0	0,509	0,029	4,433	0,688	0,177	0	100,22	8a_3	Opx-rec. (p5 pro BM)

