[1. EVROPSKÉ VARISCIDY 2](#_Toc323473298)

[1.1. Vznik a regionální umístění 2](#_Toc323473299)

[1.2. Český masiv 3](#_Toc323473300)

[1.2.1.Moldanubická oblast (moldanubikum, MO) 3](#_Toc323473301)

[1.2.2.Středočeská oblast (tepelsko-barrandienská, TBO) 3](#_Toc323473302)

[1.2.3.Moravsko-slezská oblast (MOS) 3](#_Toc323473303)

[1.2.4.Západosudetská oblast (Lugikum) 4](#_Toc323473304)

[1.2.5.Saxo-durynská zóna (Saxoturingikum, SDO) 4](#_Toc323473305)

[2.GRANULITY 6](#_Toc323473306)

[2.1 Obecný popis granulitu 6](#_Toc323473307)

[2.1.1. Felsické granulity 6](#_Toc323473308)

[2.1.2. Mafické granulity 6](#_Toc323473309)

[2.2 Výskyt granulitů v Českém Masivu 7](#_Toc323473310)

[3. SASKÝ GRANULITOVÝ MASIV 8](#_Toc323473311)

[3.1.Petrologie oblasti 8](#_Toc323473312)

[3.1.2.Granulity v Saském Granulitovém pohořím(SGM) 8](#_Toc323473313)

[3.1.2.1.Mafický granulit 13](#_Toc323473314)

[3.1.3.Ostatní horniny SGM 17](#_Toc323473315)

[3.2.Datování hornin SGM 17](#_Toc323473316)

[3.2.1. datování monazitů 17](#_Toc323473317)

[3.2.2. datování zirkonů 17](#_Toc323473318)

[3.3. PT podmínky vzniku 19](#_Toc323473319)

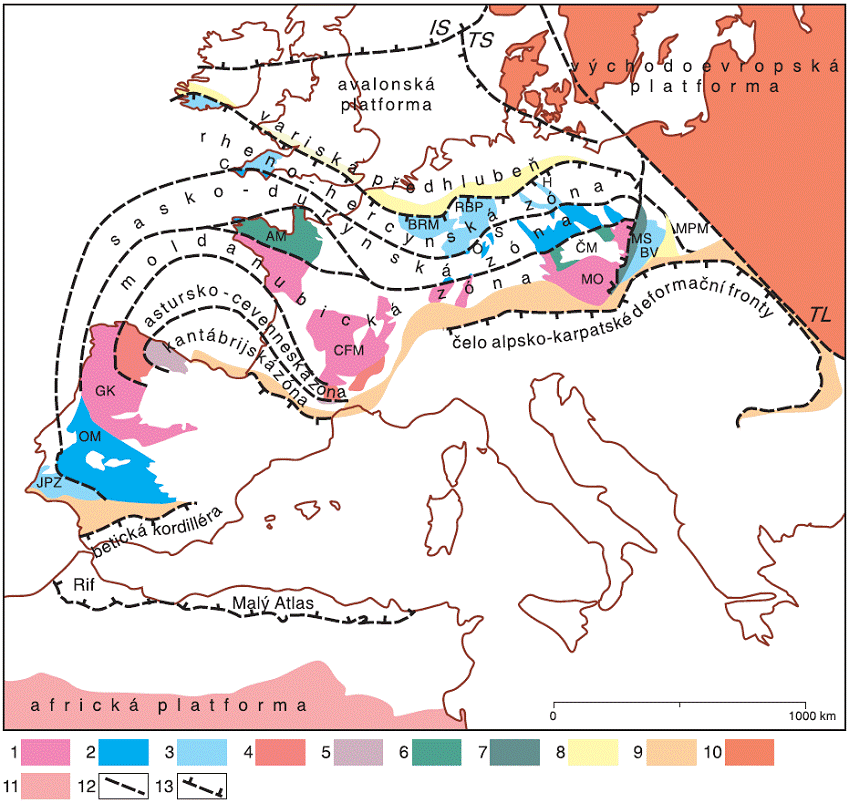
[3.4.Modelace spodní kůry pomocí seismického datování 24](#_Toc323473320)

# 1. EVROPSKÉ VARISCIDY

prameny: Geologická minulost České republiky (Ivo Chlupáč a kol.); Stručná geologie základu Českého masivu a jeho karbonského a permského pokryvu (Jan Cháb et al.); .(<http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/4_kapitola.htm>, apendix (Václav Kachlík 2003)

## 1.1. Vznik a regionální umístění

Evropské variscidy pokrývají téměř celou Evropu od…přes…do…Vznikly během tzv. variského (hercynského) vrásnění v období od středního devonu po spodní perm. Kolizí dvou kontinentů, Gondwany na jihu a Laurussie na severu, se utvořil rozsáhlý, dnes již denudovaný soubor. Toto seskupení lze dělit do několika podélných zón (Kossmat, 1927) s různou intenzitou stáří i deformace…



**Obr.** Postavení Českého masivu v rámci evropských variscid (podle Kachlíka 2003 - <http://www.natur.cuni.cz/ugp/main/staff/kachlik/reggeol.pdf> ):

1 moldanubická zóna (na povrch vystupující masivy označeny zkratkami: MO - moldanubikum a jemu metamorfně odpovídají­cí jednotky v Českém masivu (ČM), CFM - Centrální francouzský masív, GK- galicijsko-kastilská oblast, AM - Armorický masív; 2 sasko-duryňská oblast: O - Odenwald, 5 - Spessart, OM - Ossa Morena); 3 rhenohercynská zóna (H - Harz, RBP - Rýnské břid­ličné pohoří, BRM - Brabantský masív, C - Cornwall, JPZ - jihoportugalská zóna; 4 asturská zóna, 5 kantabrijská zóna; 6 tepelsko­barrandienská oblast a severoarmorická oblast; 7 moravosilesikum, 8 variská předhlubeň; 9 alpinská předhlubeň; 10 východoev­ropská platforma, 11 africká platforma; 12 tektonické hranice jednotlivých zón evropských variscid (nerozlišené) a tektonický okraj východoevropské platformy - TL (Tornquistova linie); 13 tektonické hranice prvního řádu: čela alpinské a variské deformační fron­ty, významné kaledonské sutury: T5 sutura po kaledonském uzavření Tornquistova moře, 15 - sutura po kaledonském uzavření oce­ánu Iapetus; samostatné jednotky připojené k východoevropské platformě během staršího paleozoika, MPM - Malopolský masív, BV - Brunovistulikum.

## 1.2. Český masiv

Podle dnešních znalostí sahá stáří některých hornin v ČM zpět až do spodního proterozoika, do doby před více než 2 miliardami let (Wendt et al., 1993).

Český masiv (ČM) je zbytkem rozsáhlého variského (hercinského) horstva, které vzniklo při variském vrásnění 380-300 milionů let před přítomností. Je největším~100 000km2 a nejvýraznějším povrchovým zbytkem vrásnění v Evropě a jeho okraje přesahují do Rakouska, Německa a Polska. V důsledku porušení zlomy a eroze již dnes vystupují na povrch pouze vzájemně izolované zbytky původních variscidních horstev, překryté mladšími uloženinami a prostupované vulkanity. Podle dnešních znalostí sahá stáří některých hornin v ČM zpět až do spodního proterozoika, do doby před více než 2 miliardami let (Wendt et al., 1993).

Vývoj ČM se dělí na předplatformní a platformní vývoj. Předplatformní období lze rozdělit do několika oblastí, které spolu pravděpodobně před variským vrásněním nesouvisely. Jsou složeny z hornin prekambrického a paleozoického stáří.

### 1.2.1.Moldanubická oblast (moldanubikum, MO)

J a JZ část ČM. Jedná se o silně metamorfované prekambrické a paleozoické horniny (monotónní, pestrá a gföhlská jednotka), prostupované intruzivními tělesy hlubinných granitoidních hornin-především středočeský plutonický komplex, moldanubický pluton a třebíčský pluton. K MO často také řazeno kutnohorsko-svratecké krystalinikum. Je označováno jako orogenní kořen horstva (Kachlík, apendix, 2003)

### 1.2.2.Středočeská oblast (tepelsko-barrandienská, TBO)

Střední část ČM. Obsahuje horniny svrchního proterozoika až mladšího paleozoika, táhnoucí se od západních do východních Čech. Od ostatních oblastí se liší dobře rozpoznatelným kadomským basementem (Kachlík, apendix, 2003) TBO zahrnuje Barrandien, metamorfované ostrovy, domažlické a tepelské krystalinikum, Železné hory a podloží české křídové pánve, pod kterou se na severu TBO noří.

### 1.2.3.Moravsko-slezská oblast (MOS)

Východní část ČM. Dělí se na moravikum, silezikum, brunovistullikum, moravskoslezský devon a moravskoslezský spodní a svrchní karbon. Významnou hranici na východě tvoří moravské zlomové pásmo.

### 1.2.4.Západosudetská oblast (Lugikum)

Severní část ČM. Od TBO je oddělena labskou zlomovou linií. Od MOS oddělena východním tektonickým nasunutím staroměstského pásma. Na území ČR k němu patří krkonošsko-jizerské krystalinikum, lužický pluton, krkonošsko-jizerský pluton, orlicko.sněžnické a zábřežské krystalinikum. Dle některých názorů (Kachlík, apendix, 2003) je Lugikum součástí Saxoturingika, které je pak děleno na oblasti krušnohorskou, labskou a sudetskou.

### 1.2.5.Saxo-durynská zóna (Saxoturingikum, SDO)

Z německa zasahuje pouze svou okrajovou částí. Patří sem krušnohorské krystalinkum, krušnohorský pluton, durynsko-vogtlandské paleozoikum. Jižní omezení tvoří litoměřický zlom, skrytý pod mladšími uloženinami. Oherský rift je z části vyplněn terciérními sedimenty podkrušnohorských pánví.

Na J je od tepelsko-barrandienské zóny je oddělena tepelskou suturou. Na jihozápadě je ostře omezena franckými zlomy, za kterými se ztrácí pod mladopermskými a mezozoickými uloženinami s.Bavorska a Durynska . Na V a SV je ohraničeno labskou linií, která je na S částečně skrytá pod míšeňským složeným plutonem a granitoidními tělesy.(Cháb et al, 2008).

V rámci saskodurynské oblasti lze vymezit širokou strukturní elevaci (antiformu, charakteru strukturní klenby), tzv. krušnohorské, resp. krušnohorsko-smrčinské antiklinorium, na které v Německu navazuje durynské (dříve vogtlandsko-saské - viz Mísař et al., 1983) synklinorium. Na našem státním území je zastoupeno jen krušnohorsko-smrčinské antiklinorium. Jeho podélná osa směru SSV-JJZ se noří k jihozápadu.

Intenzita metamorfózy a deformace v krušnohorské a durynské oblasti saxothuringika klesá k severozápadu tj. z oblasti přiléhající bezprostředně k tepelské sutuře směrem do oblasti durynského paraautochtonu. V bezprostředním sousedství sutury, tj. v Krušných horách a alochtonních jednotkách v Německu, je ovlivněna existencí příkrovové stavby, která způsobuje metamorfní inverzi.(<http://geologie.vsb.cz/reg_geol_cr/4_kapitola.htm>)

Durynský vývoj-severní část

# 2.GRANULITY

První nazvání granulitu granulitem je v literatuře zaznamenáno z SGM (Weiss, 1803). Světlá barva kamene, která je způsobena dominujícím křemenem+živcem mu dala jméno Weiss-Stein (bílý kámen). Granulity jsou rozšířeny všude v Evropských variscidách, ale největší výskyt v Českém Masivu je zaznamenán v Saském Granulitovém pohoří (O´Brien, 2006)

## 2.1 Obecný popis granulitu

(pramenem je encyklopedický slovník geologických věd + http://atlas.horniny.sci.muni.cz/metamorfovane/metamorfity\_system.html)

Granulit je silně metamorfovaná hornina, vznikající za vysokých teplot a středních až vysokých tlaků. Jeho vznik můžeme přiřadit ke granulitové facii, některé typy nebo části však pravděpodobně vznikají ve facii eklogitové nebo amfibolitové. Z petrologického hlediska je nutné jej dělit ještě na felsický a mafický granulit, někdy označovaný též pyroxenický.

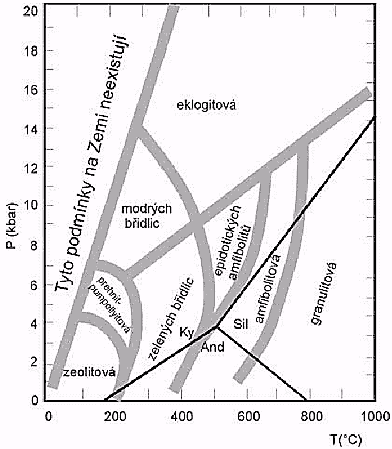
### 2.1.1. Felsické granulity

Protolitem mohly být kyselé vyvřeliny, případně sedimenty arkózového charakteru. Všeobecnou základní minerální asociací je živec (výrazně pertitický draselný živec, dále plagioklas), křemen (často typicky zploštělý ve směru foliace) a biotit (způsobuje zešednutí horniny, pokud je ho více, jedná se spíše o rulu). Vedlejší nebo jako akcesorie jsou granát, kyanit či sillimanit, někdy spinel a rutil.

### 2.1.2. Mafické granulity

Vznikly nejspíše z bazických vyvřelin metamorfózou za teplot 700–900 °C a tlaků 10–12 kbar. Hlavní minerály jsou křemen, plagioklas biotit a pyroxen (nejčastěji hypersten). Jako akcesorie mohou být zastoupeny K-živec, kyanit, sillimanit, granát nebo rutil.

Granulity mají všeobecně masivní nebo páskovanou texturu. Páskování závisí na přítomnosti/absenci biotitu. Struktura je homeoblastická nebo porfyroblastická, porfyroblasty tvoří granát, vzácněji kyanit. Běžně přecházejí svým složením i stavbou do tzv. granulitových rul.



Obr. metamorfní facie vynesené do PT diagramu (teplotně tlakový diagram) zdroj: <http://www.gweb.cz/clanky/clanek-42/>

## 2.2 Výskyt granulitů v Českém Masivu

Vysokotlaké granulity v Českém masivu tvoří četná tělesa o velikosti až 20 x 15 km (Kotková, 2005). Jsou zastoupeny v moldanubiku-tělesa v moldanubických rulách (např.kříšťanovský masiv, prachatický masiv, masiv Blanského lesa, líšovský masiv, náměšťský masiv). Dále jsou horniny granulitového vzhledu v kutnohorském krystaliniku, v Poohří, münchbergské kře, Rychlebských horách a v Sasku. Na rozdíl od moladanubických se v nich může vyskytovat muskovit, čímž se výrazně liší a jsou někdy označovány jako leptynit, či granoblastit (slovník). Unikátní jsou valouny granulitů ve slepencích kulmu Drahanské vrchoviny.

Granulity obdobného typu je možné nalézt i jinde v evropských variscidách – na Iberském poloostrově, v Centrálním a Armorickém masívu ve Francii, ve Vogézách, Černém lese, v Polských Sudetech (Gory Sowie, Snieznik). (Kotková, 2005)

# 3. SASKÝ GRANULITOVÝ MASIV

Saský granulitový masiv se nachází na německé straně saxoturingika severně od města Chemnitz. Tvoří antiklinorium protáhlé ve směru od JZ po SV.

Byl přemístěn okolo 333Ma (Verner and Reich, 1997). Na SV hraničí s paleozoickými horninami Labské zóny (300Ma), na SZ a JZ hraničí s postorogenními red beds + kyselými vulkanity. Vnitřní struktura SGM ukazuje dehydrataci rozsáhlých částí metamorfovaných pásem od Granulitového komplexu po nadložní jednotky. Granulitová antiforma je v nadloží nízkotlakých jednotek, břidlic („Schists Cover“), které mají z tektonického hlediska pravostranný sled a tloušťku 3500m (Rötzler and Romer, 2001).

Během svrchního proterozoika až do svrchního devonu vzniká malé množství vulkanických mezivrstev. Intenzita metamorfózy břidlic stoupá soustřednými izográdami směrem ke kontaktu s granulity (Rötzler, 1992). Granulitový komplex a břidlice jsou rozděleny zlomovou zónou, ve které jsou zachovány zbytky rozmanitých jednotek, kterými jsou:

vysokostupňové metapelity (cordieritové ruly)

oceánské středně-eruptivní horniny (metagabro, serpentinit)

ortoruly

Datovaní úlomků zirkonu a zirkonových vyrostlic určuje dobu vzniku cordieritových rul během Karbonské sedimentace (Vavra and Reinhardt, 1997). Tyto jednotky mají pravotočivé P-T dráhy s MP podmínkami nástávajícími uvolněním tlaku a zahříváním do retrográdní fáze Granulitového komplexu (Rötzler, 1992). Z velké části serpentinizované, několik km2 rozsáhlé ultramafické horniny mají příkrovové stavby paralelní s hlavní foliací granulitů.

## 3.1.Petrologie oblasti

…

### 3.1.2.Granulity v Saském Granulitovém pohořím(SGM)

Granulity ze Saského granulitového pohoří v Německu jsou horniny široce granitického složení, obsahující především granát a kyanit uvnitř všeobecně mylonitizované živcovo křemenné matrix. Výskyt světlých granulitů převládá nad cm-m širokými mezivrstvami tmavých. Toto zvrstvení je typické pro granulitové facie, ale místy je během mylonitizace deformováno isoklinálními mezifoliačními zlomy. Dm tlusté čočky mafických granulitů se objevují jen na několika místech. Z geochemického hlediska je Granulitový komplex složen skoro výhradně jen z metamagmatitů (Werner, 1987; Rötzler, 1992; von Quadt, 1993; Hagen, 1994). Méně významné litologie jako křemenem bohaté, Bor silikátové světlé granulity a grt-cpx granulity zásobené Ca-silikátovými minerály jsou interpretovány jako metasedimetny (Werner, 1987; Grew, 1989), jejichž původ zatím není znám (možno zjišťovat O2 metodou (Hagen, 1994)).

Petrografické záznamy převážně udávají minerální asociaci:

**Felsické granulity SGM:**

ternární živec(perthit)+křemen+granát+kyanit+rutil+akcesorie apatitu a zirkonu

Grt+ky jsou nahrazovány plg; spinel+plg; safirín+plg; bt+plg (tyto přeměny probíhají okolo pole stability sillimanitu); T=967°C, P=22,3 kbar (Rötzler and Romer, 2001).

**Mafické granulity SGM:**

Granát+klinopyroxen

Grt+cpx nahrazovány cpx+amph+plg+magnetit; T=1010°C-1060°C (Rötzler and Romer, 2001).

Asociace nejspíše vznikají parciálním tavením granitického protolitu, pro jehož rovnováhu byly ustanoveny podmínky >1000°C a >1,5GPa.

Pravdivost těchto extrémních podmínek a odvozených minerálních asociací je potvrzována geotermometrem (Zr v rutilu) a experimentálními studiemi celkového konkrétního složení (O´Brien, 2006).

Protože jsou tyto podmínky vyšší než požadované pro stabilitu plagioklasu v křemenných tholeiitech, leží všechny v eklogitové facii. Široce rozšířená modifikace minerální asociace (např. mesopertitizace ternárních živců, deformace způsobená rekrystalizací perthitů na dva živce+křemenné agregáty, biotit nahrazuje granát, ztráta Ca v granátových lemech, sillimanit nahrazuje kyanit nebo sekundární růst granátu) způsobuje, že je velmi těžké spolehlivě interpretovat rovnovážnou asociaci a složení a zároveň vysvětluje všeobecně šířené PT hodnoty a následné zmatky v tektonometamorfních modelech.3.1.2.2.Felsický granulit SGM

Weiss-Stein je typicky světlý kámen široce granitického složení ((Fiala et al., 1987a, b,; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004) in O´Brien, 2006) obsahující především až několikamilimetrová zrna granátu a kyanitu uvnitř křemenno-živcové matrix ((Weiss, 1803; Sheumann, 1961; Scharbert, 1963; Fiala et al., 1987b; Rötzler, 1992; Carswell and O´Brien, 1993, Rötzler et al., 2004) in O´Brien). Charakteristická je mylonitická struktura (e.g. Behr, 1961) s destičkovitými křemeny a někdy také páskování způsobené sekundárním biotitem. Kyanit je často makroskopický viditelný jako modrá prismata, seřazená ve směru foliace. U granátů se v mnoha případech objevuje biotitické halo.

V okolí Wolkenburgu je pro méně deformované granulity typická přítomnost velkých(několik milimetrů) oček perthitického K-živce, obklopeného mosaickou matrix, obsahující jemnozrnný plagioklas, K-živec a křemen (pozůstatek z elongovaného, destičkovitého křemene) (O´Brien, 2006). V silněji deformovaných horninách tato protáhlá oka neexistují a dominují dvou-živcové a křemenné agregáty. Tato skutečnost je důležitá pro odhadnutí, zda se mohou granát, kyanit a rutil (také zirkon a apatit) vyskytovat jako inkluze ve velkých perthitech (O´Brien, 2006). Další důležitou vlastností je přítomnost jehliček odmíšeného rutilu v perthitech; křemen je také obsahuje. V ještě silněji deformovaných příkladech jsou zachovány pouze vzácně, jako inkluze v granátech (O´Brien, 2006).

Granát je nezbytnou součástí světlých granulitů. Často méně než milimetrová růžová až oranžová zrna jsou nápadná ve vzorcích s absencí biotitu. V částečně retrográdních vzorcích je ho dokonce více kvůli přítomnosti korony sekundárního biotitu. Inkluse v granátu tvoří většinou křemen a perthit, v menší míře kyanit, apatit, rutil, a zirkon. Textura vermikulárního živce a křemenných zrn ve větších granátech připomíná ty které vznikají v granátech během dehydratačního tavení biotitu (e.g. Waters and Whales, 1984). Anomálně protáhlé jehličky rutilu, se třemi hlavními orientacemi, jsou hlavním rysem granátu a dokazují odmíšení z Ti-granátu. Z toho důvodu je primární granát důležitější než ten (sekundární), který roste okolo rozpadlých zbytků kyanitu, případně, korundu, spinelu a někdy také sapphirinu ve vápenatých plagioklasech, a který obvykle obsahuje relikty těchto fází jako inkluze (Carswell and O´Brien, 1993; Owen and Dostal, 1996; Petrakakis and Jawecki, 1995; O´Brien, 1999). Dalšími vlastnostmi sekund. granátu je, že nemohou obsahovat inkluze ternárního živce a jsou obehnány plagioklasem (viz O´Brien and Rötzler, 2003).

Složení granátů ve felsických granulitech se zjišťuje složitě. Je to z důvodu malé velikosti zrn u níž je větší sklon ke vzniku difúzních přeměn. Tam, kde se objevují větší primární granáty (sekundární může být větší než primární ve stejné hornině), je typickým složením Almandin-Pyrop-Grossular jen s malým množstvím Mn (Fiala et al., 1987b; Rötzler, 1992; Carswell and O´Brien, 1993; Cooke et al., 2000 in O´Brien, 2006). Obsah vápníku závisí na základním složení. Typické průměrné hodnoty jsou od 76%Alm, 18%Prp, 5%Grs u více granátických hornin po 55%Alm, 33%Prp a 12%Grs u hornin granodioritového složení. V lemech dochází ke ztrátě Ca (až na 4%Grs), což je kompenzováno růstem Fe a Mg. Největší Mg/(Mg+Fe) hodnota je ve středu zrn, zatímco nejmenší u sekundárně rostlých biotitů (O´Brien, 2006). U vzorků s pyroxenem je obsah Ca větší a Fe menší.

V saských felsických granulitech primárně chybí vodné minerály jako slídy nebo orthopyroxen -běžný indikátor v granulitové facii (de Waard, 1965; Mehnert, 1972; Winkler, 1979). Ve všech případech je biotit sekundární minerál, objevující se kvůli rozpadu granátu, což vede ke vzniku charakteristického tmavého páskování (O´Brien, 2006).

Základním aluminosilikátem v saských granulitech, občas se vyskytujícím jako inkluse v perthitech je kyanit. Všeobecné bývá lemován granátem, ale zároveň mohou existovat inkluse granátu v kyanitu. Retrogrese v granulitech vede k formování sillimanitu zvláště ve směru foliační plochy, ale také jako lemů nebo pseudomorfóze po kyanitu (O´Brien, 2006).

Dvěma hlavními minerály indikujícími změny složení ve felsických granulitech jsou živec a granát. Perthitický K-živec zbývá po odmíšení plagioklasu z ternánrního živce. Termobarometrie se aplikuje dříve, než dojde k odmíšení. Měří se vnitřní části zrn (elektronovou mikrosondou), protože v lemech jsou hojnější exsoluční lamely a také proto, že během iontové výměny při posouvání hranic zrn může dojít ke změně složení. V případě hrubozrnného mezoperthitu se využívá mikrosnímků zpětné difůze, z nichž se zjišťují proporce lamel odmíšených do základní fáze. Z těchto vlastností se pak může zároveň s výsledky analýzy základní a odmíšené fáze vyvozovat iniciální složení.

Typický mesoperthit Weiss-Steinu obsahuje 50-70% ortoklasu a více než 10% anortitové komponenty. V mafických a intermediálních partiích je ternární živec jednoznačně bohatší anortitem a hojně se vyskytuje nepertitizovaná fáze (O´Brien, 2006).

**„Retrogresivní felsický granulit“(G97-2)(Rötzler and Romer, 2001).**

Tato forma vzniká z retrográdního světlého granulitu. Obsahuje 38% křemene, 35% alkalického živce, 19% plagioklasu a 8% biotitu. Jemnozrnné horniny mají granoblastickou, nestejně zrnitou texturu s laločnatým kontaktem zrn.

Křemeny-ukazují pokračující zvětšování zrn porfyroblastů paralelně se slabou foliací.

Živce-zřetelná rekrystalizace živce je patrná ze ztráty textury: lamelární odmíšení ve vnějších částech perthitických zrn a lokální přeměny těchto zrn na mikroklin.

Kyanit-některé silněji narušené relikty zrn jsou oplášťovány koronou ze spinelu+plagioklasu nebo jen plagioklasu. Textura vypadá stejně jako granátické lemy okolo kyanitu v méně alterovaných granulitech. Většina kyanitu je pseudomorfováno hustými agregáty prismatického sillimanitu. Obě reakční textury jsou místy jemně prorostlé, což připomíná uzavřenou řadu vztahů mezi kyanitem-sillimanitem a reakci vzniku spinelu.

Granát-je převážně nahrazován červenohnědými nebo zelenkavými biotitovými svazečky, což vytváří skvrnitý vzhled u světlých hornin. Místy se objevují světlé čočice. Biotit zároveň prorůstá i sillimanit a oba jsou společně obklopeny plagioklasem:

Grt+Sill+Kfs+H20=Bt+Pl+Qtz

Pozdní alterace obsahují vyrostlice hematitu a muskovitu v živcích a chloritu v biotitu. Rannější fáze tohoto granulitu jsou méně zachovány, přesto však vykazuje podobnou retrogresivní evoluci jako výše uvedený safirínový granulit.

#### 3.1.2.1.Mafický granulit

**„safirínový granulit“(G97-1)(Rötzler and Romer, 2001).**

Tvoří snadno rozpoznatelnou mezivrstvu ve světlých granulitech a obsahuje větší množství granátu. Je obohacený o Fe, Mg, Al a Ti, ale ochuzený o Si v porovnání s dominantním felsickým. Vzniká v něm nový safirín a od známých vzorků v lokalitách Saského granulitového masivu se liší absencí bor-silikátových fází (Grew, 1986,1989).

Obsahuje 22% granátu, 34% křemene, 27% mesoperthitu a 14% plagioklasu. Protomylonitická textura je jemnozrnná, tvořená křemenno-živcovou matrix s akcesoriemi rutilu, apatitu, pyrhotinu, pyritu, grafitu, zirkonu a monazitu a také velkými závalky granátu, méně běžně kyanitu a mesoperthitu. Neodolná křemenná zrna určují směr foliace, plagioklas je koncentrován okolo granátu a kyanitu, částečně v asociaci s ostatními reakčními produkty těchto minerálů. Minerální inkluze v granátu tvoří biotit, křemen, kyanit, plagioklas, mesopertit, rutil a pyrrhotin (Rötzler and Romer, 2001).

Živce-mikrotextury poukazují na přítomnost ternárního živce, objevujícího se jako šňůrkovitý mesopertit, jemně lamelární textury s přesnými, 2 μm širokými lamelami. Složení: 7-11 mol% anortit, 35-49mol% albit, 41-56mol% K-živce. V matrix je 9-17 mol% anortitu, v koronách grt a ky 18-24 mol% anortitu.

Granát+Kyanit

Kyanit-je silněji rozpuštěný než granát, s nímž tvoří mnohačetné srostlice. Často má také spinel-plagioklasový prstenec, který rovněž obsahuje korund. Tato korona a kyanit jsou obecně odděleny safirín-plagioklasovým prorůstáním. Některé části-relikty uvnitř ostatních textur-byly přeměněny na sillimanit.

Granát-jen místy obsahuje spinel-plagioklasové agregáty, které prorůstají do jádra. Pravděpodobně jde o homogenní pyrop-almandin s trochou grossularu. (52-41 mol% prp, 46-56mol% alm a 0-5 mol% grs). Lemy a stěny puklin, hraničící s biotitem, jsou méně pyropické. Vykazují pokles Xmg[Mg/(Mg+Fe2+)] z 0,49-0,48 při kontaktu se spinelem a safirínem přes 0,43-0,41 při kontaktu s biotitem až k 0,34 při kontaktu s chloritem. Megakrysty granátu jsou intenzivně zonální s dvěma skupinami Ca bohatých jader. 1.má 25mol% grossuláru a relativně malé Xmg~ 0,42. 2.skupina obsahuje okolo 16 mol% grossuláru a Xmg~ 0,49-0,52, což se přibližuje obsahům v homogenních granátech s malým obsahem Ca. Vzhledem k nejspodnějším hodnotám Xmg, se považují jádra s největším obsahem Ca jako části nově vznikajících prográdních biotitů. Grossulár vzniká asi ztrátou Ca z efektivní části fáze a z frakcionace Ca do koexistujícího ternárního živce do tekuté fáze.(Rötzler and Romer, 2001)

Nejvýznamnějším texturním prvkem je pseudomorfóza po kyanitu a rekrystalizované zbytky granátických lemů, vyplněné saf-plg prorůstáním. Přestože mohou být někdy zachovány vzájemné vztahy grt a ky, nejspíše jsou to závěrečné reakce z doby kdy byl kyanit částečně obrůstán granátem. Tyto texturní vztahy jsou však obvykle nacházeny ve felsických granulitech. Srostlice grt a ky jsou částečně representovány prostým plagioklasovým lemem a výše popsanými texturami.Granát a kyanit prošel pravděpodobně těmito reakcemi:

1)GASP reakcí

**2)Grt+Ky=Spl+Plg+/-Crn** (CFMAS reakce, která potřebuje obsah grossuláru v grt > 83 mol%. I když tato hodnota daleko přesahuje i nejvyšší výsledky analýz grs obsahu, může lehce vzniknout, protože reakce nastává během silné vnější difůze Ca v granátu. Zatímco část je konzumována, zbytek je celý homogenizován se značnou ztrátou Ca.

3)Grt+Ky+Spl=Spr+Plg

Druhé dvě reakce jsou pravděpodobně aktivní na poli stability sillimanitu (reakční produkty jsou místy jemně srostlé se sillimanitem (Rötzler and Romer, 2001).

Spinel, korund a safirín-jsou stíněny plagioklasovou matrix a není u nich pozorován kontakt s křemenem. Safirín má při kontaktu s kyanitem menší Xmg než při kontaktu s granátem. Obsah TiO2, Cr2O3 a ZnO je zanedbatelný u safirínu i spinelu.

Muskovit-má větší množství Si, než ten který je obsažen v grt-cpx granulitu.

Biotit-tvoří 2 texturní typy, se stejným obsahem Al2O3, které se liší složením

v granátu-6,6-7,4 wt% TiO2; bohatší Cl a BaO; Xmg je 0,74-0,75

méně TiO2(1,6-4,1 wt%), větší Xmg (=0,79-0,8)

Toto dekompresní minerální složení je místy prorostlé malým množstvím retrográdního biotitu,který se nachází v lemech a frakturách granátu. Prorůstání biotitu a granátu chloritem, částečně v asociaci s jehličkami rutilu nebo titanitu a vyrostlice muskovitu v granátu, sillimanitu nebo živci, poukazuje na pozdní fáze, které mohou vypadat takto:

1)Grt-Ky-Bt-Afs-Plg-Qtz-Rt-Ap-Gr-Po-Zrn-Mnz (prepeak fáze)

2)Grt-Ky-hypersolvní ternární živec-Qtz-Rt-Ap-Gr-Po-Zrn-Mnz (peak fáze)

3)Grt-Sill-Spl-Crn-Spr-Afs-Pl-Rt-Ap-Gr-Po-Py (dekompresní fáze)

4)Grt-Sil-Bt-Kfs-Pl-Qtz (biotitová fáze)

5)Chl-Ms-Pl-Qtz-Rt-Ttn (pozdní fáze)

**„Grt-cpx-granulit(G97-3)(Rötzler and Romer, 2001)**

Tvoří maximálně 15m široké čočky tmavého granulitu, ležící konkordantně s foliací okolního světlého. Jsou zachovány hlavní metamorfní úseky, tvořené převážně granátem a klinopyroxenem. Vrstevní stavba je definována kolísáním poměrů těchto minerálů. Jedná se o mm až cm rozsahy a klinopyroxenické vrstvy převládají nad granátickými. Retrográdní přetisk zvyšuje heterogenitu v modálním složení, při čemž vzniká množství amfibolu a muskovitu. Granoblastická textura těchto jemně až středně-zrnných hornin je tvořena:granátem+klinopyroxenem+titanitem+apatitem.

Granát-má opačné složení, než v safirínovém granulitu (46-38 mol% grs, 27-39 mol% alm, 19-13 mol% prp a do 10 mol% andraditu). Xmg se snižuje z 0,41-0,37 v jádře na 0,36-0,26 v lemech. Nepatrná zonálnost vzniká ze ztráty Ca a Mg a nabohacením Fe2+.

Klinopyroxen(Cpx)-je rozdělen do tří texturních typů. Ranný Cpx(1) a spinel se objevují jako inkluze v granátu, jakoby grt vznikal z oněch minerálů. Granátická a Cpx(2) matrix je částečně nahrazována symplectitem, tvořeným Cpx(3), amf, plg a magnetitem. Cpx(2) je převážně diopsidický, zonálnost se snižuje v blízkosti lemů.

Grt+Cpx(2)+H20=Cpx(3)+Amf+Plg+Mag

Texturní a chemografické vztahy připomínají brzký cpx koexistující se spinelem a plagioklasem. Se zvyšujícím se tlakem mění cpx a plg své složení.

Plagioklas-je přítomen jako jemné lemy klinopyroxenu v matrix nebo jako uzavřeniny uvnitř titanitu. Velká část plagioklasu je prorůstána muskovitem, z čehož plyne, že draslík vstupuje do systému během pozdní fáze infiltrací externích fluid.

Amfibol-objevuje se v symplektitech, je hodně železitý. Obsahuje 5,8-6 p.f.u. Si; 1,7- 2,5 wt% halogenů; 0,2-6 wt% Cl. Xmg =0,59-0,67.

Magnetit-objevuje se v symplektitech. Obsahuje 66-73 mol% magnetitu, 18-23 mol% ulvöspinelu a 6-10 mol% hercynitu.

Titanit+apatit-minoritní fáze, objevující se obě volně v matrix i jako inkluze v granátech. Titanit obsahuje 14-28 mol% fluor-titanitu a 0-4 mol% hydrox-titanitu. Obsah Al2O3 a XF hodnoty (0,81-1) jsou v souladu s HT,HP podmínkami. Fe3+ nahrazuje Ti z 10%.

Muskovit-vyrostlice v plagioklasu, obsah Si je 3,06-3,15 p.f.u., má zanedbatelné množství Na2O.

### 3.1.3.Ostatní horniny SGM

eklogity…

čočky peridotitů…

amfibolity…

## 3.2.Datování hornin SGM

Pro lepší porozumění formování a vzniku UHP felsických hornin se zjišťují stáří rozmanitých poloh zirkonů a monazitů v diamantonosných křemenno-živcových horninách Saské části Krušných hor. Analýzou různých monzogranitových těles uvnitř Granulitového komplexu a zirkonů z okrajových mylonitových zón bylo odhadnuto stáří homogenních intruzí na cca 333Ma (Nasdala et al., 1996; Kröner et al., 1998).

### 3.2.1. datování monazitů

Stáří monazitu, datované Sm-Nd metodou udává, že granulity chladly během jeho finální(closing temperature) teploty, tedy 315Ma. To se však nedá ověřit ani stářím slíd (K-Ar metodou), které indikují chladnutí břidlic dříve než 333Ma (Werner and Reich, 1997) ani objevením granulitových úlomků (z eroze 310Ma) v post orogenních červených píscích.

Protože záznam v Schistech ukazuje malé alterace monazitových úlomků, chladl pravděpodobně SGM před 315Ma ( Vavra et al., 1998). Šest SHRIMP analýz monazitu dává věk 332,4+/-2,1Ma. (Pb, U a Th obsahy v monazitu byly zjištěny EMP-elektronovou mikrosondou). Průměrný věk 324,7+/-8,0 (2sigma) Ma byl získán ze 113 analýz.

### 3.2.2. datování zirkonů

Pro U-Pb datování byly vybírány nejméně retrográdní vzorky a zároveň viditelně hydratované pro Rb-Sr analýzu Biotitu (Rötzler and Romer, 2001). U-Pb metodou byl u zirkonů zjištěn interval 355-320Ma. Důkazem je metamorfní zirkon vzniklý 355Ma nebo dříve, který je doprovázen zirkonovými alteracemi, vzniklými 320Ma nebo později. Analýza zirkonů světlých granulitů dle Kröner et al., (1998) (iontovou sondou, Pb evaporací atd) ukázala:

1. prekambrické pozůstatky

2. 485-470Ma staré jádro, datováno jako protolit

3. zirkon-nárust a vyrostlice okolo 340Ma, což ukazuje na faciální granulitové podmínky.

Tento fakt je??? v souladu s U-Pb datovaným stářím zirkonů (Quadt 1993). Starší metamorfní zirkony nebyly nalezeny a jejich zdánlivé stáří mezi 470 a 340Ma je bráno jako bezvýznamné, případně se považuje (405Ma) za indikátor krystalizace vyvřelin.

Na základě katodoluminescentního snímkování a Th/U poměrů byly ustanoveny tři zirkonové zóny (domény). Každá byla datována několika bodovými analýzami Pb, U a Th isotopů, prováděnými citlivou iontovou mikrosondou s vysokým rozlišením.

Výsledky:

Doména/zóna 1. **jádro**-21 analýz: Th/U</=0,023 a 337,0+/-2,7 Ma (2sigma, kombinováno 206Pb/238U-207Pb/235U stářím)

Doména/zóna 2. **diamantonosná střední zóna**-23 analýz:Th/U>/=0,37 a 336,8+/-2,8 Ma.

Doména/zóna 3. **okrajová zóna**-12 analýz: Th/U=0,015-0,038 (jedna analýza vyšla 0,164) a 330,2+/-5,8. Získané U-Pb hodnoty jsou prakticky stejné.

TAB. STÁŘÍ ZIRK. AJ GRANULITů SAXOTURINGIKA, CHÁB str 36.

UHP horniny bohaté na SiO2 (>62 wt.%) vznikaly během kolize dvou kontinentů. Většina jich byla nalezena hlavně interpretací indikačních minerálů coesitu a diamantu v rozmanitých, často Fanerozoických horstvech, jako Alpínské, Norské kaledonidy a Qinling-Dabie-Sulu hory v Číně (Chopin, 2003). Mezi těmito ultra vysokotlakými regiony jsou jen dva, masiv Kokchetav v severním Kazachstánu a Saské Krušné hory v centrální Evropě, kde se dá určit UHP fáze diamantonosných křemenno.živcových hornin podle hojného výskytu mikrodiamantů (Shatsky et al., 1995; Massonne, 2003).

Tyto mikrodiamanty se objevují rovněž jako inkluze v zirkonech, což umožňuje hledat souvilost mezi stářím vzniku zirkonů s UHP fází. Tento důležitý poznatek byl poprvé zjištěn z diamantonosných hornin Kokchetavského masivu (Claoue-Long et al., 1991), stáří se odhaduje na 530 +- 7 Ma. Zároveň bylo objeveno, že UHP horniny se objevují v hloubce ~200 km (Ota et al., 2000; Massonne, 2003), stáří 527 +- 5 Ma. Mladší zirkonové polohy vznikaly až po významném vyzdvižení a podléhají stáří 528 +- 8 Ma. Z těchto dat byla ustanovena minimální rychlost exhumace a to 1,8cm/ rok (Hermann et al, 2001), větší rychlost je také možná.

Katayama et al. (2000) objevili grafitické inkluze v jádře zrn zirkonů, které uzavírají značné množství mikrodiamantů (doména 2.). Z tohoto pozorování bylo vyvozeno, že prográdní jevy, týkající se pohřbení hornin, mohou být zachovány v ložiskách diamantonosných zirkonů křemenno-živcových hornin Kokchetavského masivu. Herman et al (2001) potvrdili tuto myšlenku objevení inkluzí chloritu a plagioklasu v jádře (doména 1.), datováno 535 +- 9 Ma. Pre UHP metamorfní zirkonové domény byly určeny také v diamantonosných křemenno-živcových horninách (saidenbachitech) Saského pohoří. Massone a Nasdala (2003) našli inkluze granátu a jadeitu zároveň se vznikem parageneze za P~1,8GPa a T~650°C v jádře diamantonosných zirkonů.

Po vzniku výše popsané minerální asociace, byly horniny pohřbeny do hloubky, korespondující s tlaky nejméně 5 Gpa, možná až 8GPa (Massonne, 2003). V těchto hloubkách (>150 km až 240 km), možná spíše při výzdvihu (Massone, 2003), byly malé diamanty uzavřeny střední zirkonovou zónou (2), rostoucí okolo granáto.jadeitového jádra. Tato zóna(2) má jasnější (průhlednější) katodoluminescenci než zirkonové jádro (1). Nejkrajnější zirkonová zóna (3) vznikala během rovnovážné fáze horninové matrix, obsahující draselnou slídu, plagioklas, křemen, granát a případně kyanit. Tato zóna má jasnější katodoluminescenci-zjištěno ze studovaných zirkonů (Massone a Nasdala, 2003). Jádro je charakteristické nízkou katodoluminescencí .

PT podmínky pro formování matrix byly stanoveny 1,5-1,8 Gpa a 700°C-750°C.

Kombinací zjištěného stáří s dříve publikovanými P-T podmínkami se předpokládá rychlost pohřbení a výzdvihu. 340Miliónů let na zpět byly ruly pocházející z tenké kontinentální kůry (~1,8GPa, 650°C) transportovány do hloubky nejméně 130km, možná až 250 km. Zde byly zahřívány (>1050°C) a parciálně taveny a z toho důvodu začaly rychleji stoupat. Pohřbení a následné stoupání zpět do hloubky 50km, kde vznikají zirkonové lemy a monazity, trvalo pouze několik miliónu let a možná ještě podstatně méně (Massone et al., 2007).

## 3.3. PT podmínky vzniku

Pro zjištění se využívá:srovnání různých studií stejného složení; studie minerální rovnováhy hlavních a stopových prvků.

Základním prvkem (u felsických granulitů) je určování pole stability granátu a orthopyroxenu, což bylo zkoumáno při pokusech na adamellitu (křemenný monzonit) (Green & Lambert, 1965 in O´Brien, 2006). V některých případech se granát objevuje při 1kbar, což je vyšší tlak než potřebuje granát při vzniku v křemenných tholeiitech (Green and Ringwood, 1967 in O´Brien, 2006). Ortopyroxen je stabilní ve vyšších tlacích pouze krátce. Křivka stability opx leží skoro stejně jako svrchní limitní křivka plagioklasu v křemenných tholeiitech. Ta je brána jako počátek eklogitové facie. Vzhledem k tomu, že v Saských felsických granulitech chybí plagioklas a orthopyroxen, je jeho vznik přikládán eklogitové facii. Nepřítomnost opx byla objevena již velmi dávno (např. Winkler, 1979 in O´Brien, 2006)a proto se pro zjednodušení definice hornin granulitové facie může nazývat Saský granulit spíše granát-kyanit-křemenný granoblastit než granulit (O´Brien 2006).

Texturní a minerálně chemické údaje z přítomného ternárního živce v safirínovém granulitu(G97-1) obecně vypovídají, že bylo dosáhnuto buď rozpustného bodu na isotermě dvojčatného živce nebo hypersolvních podmínek. Výskyt ternárního živce je závislý na složení dvouživcové fáze při rozpouštění. Výsledný odhad tlaku se dělá za konstantních teplot. Pokud je složení mimo bod rozpouštění, stanovuje se jen minimální T. Na základě modelu rozpouštění živců může být zjištěno složení doprovodných živců, které spadají do protějšího ramena stejné isotermy.

Na příkladu Gföhlské ruly, jejíž protolit je brán jako hodně podobný granulitovému (např. Cook & O´Brien, 2001 in O´Brien, 2006), bylo zjištěno parciální tavení v bezslídné křemen-ternární živec-granát-kyanitové matrix při PT podmínkách 1000 °C a 15-20kbar (Tropper et al., 2005 in O´Brien, 2006). Granát obsahuje zvýšené množství Ti.

Geotermobarometrie-používá se dvou-živcový geotermometr a geobarometr založený na reakci:

An=Gross+Ky+Qtz (GASP).

Pro obě metody je velmi důležité, aby byla přestavba ternárního živce spolehlivě dokončena. Vzácné zeminy byly také využity ke geotermometrii. Základem jsou obsahy Zr v rutilu v křemenno-zirkonových složeních (Zack et al., 2004 in O´Brien, 2006). Jejich srovnání s jinými HT a UHT poli jasně ukazuje, že felsické granulity Saského typu vznikají při teplotách nad 1000°C. Izotopy kyslíku také jednoznačně ukazují tyto teploty (Hagen et al., 1995 in O´Brien, 2006). Hornina vzniká v poli stability kyanitu, tedy při teplotách 1000°C je tlak nad 1,4GPa, což hraničí s eklogitovou facií (O´Brien, 2006).

Rozpad biotitu v safirínovém granulitu způsobuje nárůst Xmg hodnot v granátu. V KFMASH systému dochází k tavení biotitu při P > 9kbar a T ~ 900°C (Carrington & Harley, 1995). Při včlenění fluoru do biotitu dochází k tavení při T > 950°C (Mouri et al., 1996). Biotit může existovat pouze v rozsáhlém intervalu tavení, granát a živec mohou zároveň měnit své složení.(O´Brien, 2006).

Metamorfní parageneze a PT podmínky v **safirínových granulitech** poukazují na bezfluidní granitické složení (Green & Lambert, 1965), ačkoli jako výsledek peraluminické fáze se netvoří Cpx, ale Ky. Experimenty ukázaly, že granát nahrazuje Opx zhruba při P 16kbar (při T 950°C). Při P=23kbar je stabilním složením granát, klinopyroxen, plagioklas, alk. Živec a křemen. Při dalším růstu tlaku plg mizí a cpx rapidně roste a přijímá jadeitové složení. Při T=1100°C je přítomen hypersolvní ternární živec. Opx se rozpadá a roste jadeitický cpx, dochází k posunu P o ~ 2kbary (O´Brien, 2006).

Grt+Ky=Spl+Plg

Grt-Spinel změna Fe2+-Mg.

Z těchto reakcí se vyplývá koronitické složení safirínového granulitu. Koronitický plagioklas může růst ještě před vytvořením spinelu a částečně rekrystalizuje potom nebo může být spinel znovu ustálen s granátem nebo safirínem. Nejshodnější data pocházejí ze spinel-plg agregátů, které pronikají do granátů, ale nejsou v kontaktu se safirínem.

**P-T podmínky pro vznik plg. koron jsou 930-940°C a 9,2-9,4 kbar**.(Rötzler an Romer, 2001).

Při ochlazování se granát a biotit u vzájemného kontaktu znovu ustálí. Fe2+ a Mg se rozpouští při hranicích zrn. Vrcholná teplota těchto změn závisí na míře ochlazování a přítomnosti fluidní fáze na krystalových defektech. Grt-Bt termometr použitý na bt inkluze a vyrostlice v granátech nám říká při jakých teplotách ukončují tyto dva minerály(grt a bt) své přetváření.

Rozsah tlaku pro dráhu chladnutí v Saském granulitu se nejlépe určuje ze strukturně nadložních jednotek, které byly postupně zahřívány během extenzního odkrytí granulitového komplexu (Kroner, 1995). ??T peaku a postpeaková historie??(Rötzler, 1992) se shoduje s fluidními inkluzemi a objevením andaluzitu ve složení granulitů (Grew, 1986); ukazuje na MP až LP podmínky. P=3kbar, základní tlak pro grt a bt inkluze, stanovuje teplotu 740°C. Grt lemy a bt vyrostlice vznikají při T=650°C a P=2kbar. Pozdní fáze fluidní infiltrace do granulitů připouští difúzi uvnitř matrix těchto hornin a stanovuje nízké teploty (Rötzler and Romer, 2001).

U **grt-cpx granulitů** barometrické analýzy dělají hůře, protože chybí plg a Qtz. Termometrie je velmi citlivá, dochází k Fe2+-Mg výměně, termometr je citlivý na jemné niance ve změnách hodnot Xmg. Dle Berman et al. (1995) byla stanoven hodnota T= 1012-1062°C za průměrných tlaků 22kbar. Nepřesnosti způsobené různými záznamy obsahu Fe3+ mají odchylku~20°C. Na rozdíl od teplot získaných ze živcové taveniny, ze které se dají odvodit pouze spodní hodnoty teplotního peaku, ??nám rovnovážné teploty grt-cpx termometru udávají reálné peakové?? podmínky.

Edenit-richteritový termometr (Holand and Blundy, 1994), určuje teploty amfibolů a plagioklasů:T~840+/-14°C p5i P=9kbar. Výpočty při P=4kbar udávají T~794+/-14°C, což je v souladu s dřívějšími P-T předpoklady, odhadujícími chladnutí granulitů během 800°C při P~4kbar (Grew, 1986; Rötzler, 1992).

Všeobecně se bere, že granulity ze Saského granulitového pohoří a jim podobné horniny, vzniklé v Evropských Variscidech, vznikají za extrémně vysokých teplot a vysokých tlaků, což koresponduje s jinými horninami, vzniklými v eklogitové facii (O´Brien and Rötzler, 2003).Z několika studií v posledních letech vyplývá, že vedlejší mafické a intermediální granulity uvnitř felsických komplexů obsahují původně klinopyroxen a ortopyroxen, který vzniká až jako sekundární fáze (Carswell and O´Brien, 1993; O´Brien et al., 1997; Kröner et al., 2000; Cooke et al., 2000; Rötzler and Romer, 2001; Rötzler et al., 2004). Klinopyroxeny jsou v těchto případech omfacity (jako v eklogitech) (např. Puba et al., 1985; Rötzler et al., 2004). Plagioklasy jsou stále přítomny. Aluminičtější bazalty obsahují plagioklas i přes podmínky, za kterých mizí v křemenných tholeiitech.

Podstatnou součástí mafických vrstev ve felsických granulitech, jsou granátové peridotity s uzavřeninami eklogitů a pyroxenitů (Medaris et al., 1990, 1995a, b). Tlaky v granulitech, ekvivalentní se zjištěnými z granátových peridotitů, jsou jednoznačně dokazovány rozsáhlými nálezy diamantů a pseudomorfózami po coesitech v horninách granulitového koplexu (Klemd and Bröcker, 1999; Nasdala and Massone, 2000).

**Minimální teploty pro vznik felsických granulitů jsou 945°C-1015°C za tlaků 22kbar** (Rötzler et al., 1998). **Teploty při kterých vzniká safirínový granulit jsou 935°C-984°C za tlaků 22kbar.**

**Průměrná hodnota T vzniku felsických granulitů v Saském granulitovém masivu je 967°C +/- 12°C**.(Fuhrman & Lindsley, 1988); **mafických granulitů T= 1014°C-1062°C** (Berman et al., 1995).

**Průměrná hodnota P vzniku felsických granulitů v Saském granulitovém masivu je 22,3 kbar +/- 0,4 kbar** (Fuhrman & Lindsley, 1988). Určeno GASP reakcí mezi ternárním živcem a granátem.**U mafických granulitů není P omezen** (Rötzler and Romer, 2001).

???níže spleť informací, kam s nimi??

Celkové složení granulitů saského typu je granitické, ale jak bylo uvedeno v některých geochemických studiích (např. Fiala et al., 1987a, b; Vellmer, 1992; Janoušek et al., 2004), na rozdíl od prvků jako U, Th a Cs, ukazují horniny neúplné spotřebovaní vzácných prvků a jsou tedy částečně natavenými granitickými horninami. Tento fakt kontrastuje s regionálními granulitovými terány, jejichž horniny ztratily mnoho prvků během rozsáhlého tavení při výzdvihu (např. Vielzeuf et al., 1990). Spíše než primárně HP-HT taveny (např. model-Vrána, 1989), vypadají felsické granulity SGM jako ekvivalenty migmatitů, tvořených pravděpodobně též granitickými horninami (ordovického stáří, na základě Rb-Sr datování), což je široce rozšířený horninový typ ve vnějších oblastech Českého Masivu (Janoušek et al., 2004). Protolit granulitu se tvořil ve spodním paleozoiku a do extrémních teplot a tlaků se dostal během pozdější orogeneze (O´Brien, 2006). Stáří metamorfózy granulitů v Českém Masivu a celkově i v Evropských Variscidech je překvapivě mladé, 340Ma (van Breemer et al., 1982), což bylo následně potvrzeno (např. Quadt, 1993; Kotoková et al., 1996; Kröner and Willner, 1998; Kröner et al., 1998, 2000; Romer and Rötzler, 2001). Nízké stáří, výskyt některých komplexů v hloubkách, kde vznikají diamanty a/nebo coesity a výskyt granulitových oblázků v kongolmerátech již ve spodním karbonu (Kotková et al., 2001), poukazují na neobvyklé podmínky vzniku a okázale rapidní exhumaci. Přeměna ze strmých do horizontálních struktur je dokumentována retrográdní paragenezí biotiu, sillimanitu a někdy spinelu (např. Štípská et al., 2004; Tajčmanová et al., 2004), zatímco konečné extenzní odkrytí (Reinhardt and Kleeman, 1994; Kroner, 1995) souvisí s LP-HT metamorfismem v nadloží, umocňujícím vedení tepla během rychlé exhumace (O´Brien, 2006).

## 3.4.Modelace spodní kůry pomocí seismického datování

**DEKORP 3-MVE´90-**model vedoucí podél saského granulitového komplexu (Mueller, 2005)

Seismická data nám dávají představu o vzhledu Zemského nitra lépe, než kterékoliv jiné geofyzikální metody. Pro petrologický a petrofyzický výklad seismických dat je nutné mít přesné znalosti o elastických vlastnostech hornin. ??Důležitost laboratorních měření kompresních a střižných rychlostí a mineralogické, mikrostrukturální a chemické analýzy v korových a plášťových horninách pro pochopení a interpretaci geofyzikálních dat, byla vytyčena mnoha badateli?? (např. Fountain et al., 1990, 1994; Kern, 1991; Seront et al., 1993). Ve spojení s profilem jsou zkoumány HP elastické vlastnosti granitů a vysoce metamorfovaných hornin ze saské oblasti. Předpokládá se, že jsou spodněkorového původu (Mueller, 1995).

Experimenty-Pro tento výzkum bylo kombinováno mnoho vysokotlakých experimentů. Ve všech případech měření elastických vln byly použity rychlosti Vp a Vs.

1)Byly měřeny rychlosti u cca 100 příkladů při tlaku vyšším než 0,5GPa za pokojové teploty. Relativní jednoduchost experimentu umožňuje měření velkého množství příkladů, čímž se minimalizují odchylky.

(Při experimentech v kapalném skupenství je maximální teplota 400°C; v plynném je přípustná teplota i vyšší než 1000°C.)

TABULKA S RYCHLOSTMI VLN(MUELLER,2005

Parciální tavení

Použití plynu jako tlakového transmitoru a speciální nastavení měření umožňuje zkoumat elastické vlastnosti při PT podmínkách parciálního tavení větších než 2GPa a 1000°C.

FIG.5.

Příklad Vp a Vs v horninách v Saském granulitovém pohoří. Zvyšující se vliv teploty (např. 600°C u granulitů) je znát především ve vznikajícím rozpouštění při hranicích zrn. V důsledku parciálního tavení stoupá teplotní závislost na rychlostech dva až tři krát mezi 600°C a 900°C, při tlaku 2GPa a stává se nelineární. Po experimentu při více než 2Gpa a 100°C vznikají v granulitu nové granáty, pocházející z nesklovité matrix.

Vp/Vs poměr(při více než 2GPa a 400°C,fig8)

I přes velkou závislost vlnových rychlostí na tlaku, je Vp/Vs poměr téměř neměnný s P a T. Při teplotách vyšších než 1000°C je rozdíl poměrů Vp/Vs mezi jednotlivými horninami.Vzrůstá poměr u pyroxenických granulitů a snižuje se u granulitů vzniklých při teplotách vyšších než 600°C. Vp/Vs poměry se zdají být více ovlivňovány složením horniny než PT podmínkami a proto je tento parametr spolehlivější pro určení složení ze seismických dat, než rychlosti vln samotné (Mueller, 1995).

Závislost na hloubce

Experimentální data se dají použít pro konstrukci závislosti rychlostí elastických vln Vp a Vs na hloubce, při konstantním materiálu z povrchu až po maximální hloubku. Podstatná je T-h(hloubka) funkce pro Krušné hory (Oelsner, 1978): předpokládá se růst P o 0,3GPa za 10km hloubky.

Fig10-graf znázorňující závislost rychlosti Vp a Vs na hloubce u granulitu, pyroxenického granulitu a pyroxenitu až do hloubky 60km. Byla použita fce od Schwba (1966), jelikož Oelsnerova je vhodná pouze do hloubek 25km. U pyroxinckých granulitů a pyroxenitů byla zjištěny největší rychlost vln v hloubkách 15km. U felsických granulitů je maximální hloubka daleko menší než 15km. Závislost na hloubce je nepatrně jednoznačnější u Vs než u Vp.

Rychlost versus hloubka

Profil DEKORP prochází plutony Kirchberg a Eibenstock, z největší části je tvořen granitem. Vrstvy s největší rychlostí seismických vln v hloubce cca 16 s 28km se dají modelovat jako pyroxenické granulity. Zóna mezi těmito hloubkami se považuje za granulity s pruhy a čočkami pyroxenického granulitu. Takové struktury se dají spatřit v Saském granulitovém pohoří. Nízké rychlosti v hloubce 30km mohou být důsledkem parciálního tavení za teplot 550°C a více v kyselých komponentách granulitů. Je známo, že malé množství vody snižuje drasticky teplotu tavení. Na východě Krušných hor dominují ve svrchní kůře různorodé typy rul s přimíšeninami retrogresivních metabasitů. Interpretace dat s z vysokotlakých experimentů jsou v souladu výsledky terénních prací. Ve spodní kůře je všeobecně stejná situace jako v západních Krušných horách. Vrstvy s největšími rychlostmi, v 10km, 20km a 28km se dají charakterizovat jako vrstvy nebo čočky pyroxenického granulitu v kyselých granulitech a případně rulách. Zúžená vrstva s relativně nízkou rychlosti v 29km může pocházet z parciálního tavení , protože vypadá v celém rozsahu Krušných hor v této hloubce stejně. Relativně malá rychlost seismických vln a extrémní zúžení může indikovat zlomovou zónu. Zkoumání rychlosti anizotropie ovlivněné HP-HT podmínkami ukazuje reziduální anizotropii zhruba 10% pro granulity. Tímto způsobem mohou být interpretovány i změny v rychlostech až 400m s-1. O 800 m s-1 nižší rychlost v západní části je pravděpodobně výsledek parciálního tavení.

Je známo, že v hloubce 29km se podmínky přibližují k parciálnímu tavení kyselých hornin. Pokud byla teplota hodně nízká, mohla zlomová zóna produkovat volatilní prvky, podstatné pro tavení. Rozpínání této zóny v západních Krušných horách může znamenat nepatrně vyšší teplotní gradient nebo vyšší obsah volatilií. V každém případě existuje vztah mezi granitickými plutony a granulity v západních Krušných horách. Nejnižší část kůry má stejné charakteristické vlastnosti jako v západních Krušných horách.

Fig14-modelování kůry

Je to obrázek modelu zemské kůry v Erzgebirge založený na HP-HT výzkumech. Pro základní dělení seismických rychlostí je použit výše zmíněný rychlostní model(Lang and Gebrande, personal comunication, 1992). Zároveň byly zváženy geologické interpretace reflektivních prvků (Bankwitz and Bankwitz, 1994,fig 15) a Vs refrakční seismický model (Lück, personal communication, 1992, fig 12). Výsledná podoba a význam granitického plutonu v západní části profilu (DEKORP) je založena na hustotě reflekčních prvků a není ovlivněna žádnými jinými daty. Dva strukturní prvky B v interpretaci Bankwitz and Bankwitz (1994) se dají ztotožnit s granulity a vrstvami pyroxenických granulitů v hloubkách okolo 10 a 20km. Dle petrologicko-petrofizických interpretací spodnějších vrstev se jedná o směs granulitů s proměnlivým množstvím pyroxenických granulitů a eklogitů, dohromady s parciálním tavením kyselých komponent. Největší rychlosti v západní části znamenají snížení tavení, vzniklé zesílením základních vlastností-nižší zásobou volatilií a nižším teplotním gradientem.

HP-HT experimenty mohou hodnotně ovlivňovat materiální interpretace ze seismických dat. Vzorky hornin ze Saska a Saského granulitového pohoří byly zkoumány zároveň s kontrolou seismického profilu DEKORP 3-MVE´90 podél Krušných hor. Byl vytvořen krustální model na základě modelu seismických rychlostí a geologických interpretací reflekčních prvků. Vrstvy s vysokými rychlostmi ve spodní kůře jsou interpretovány jako granulity s vrstvami a čočkami pyroxernických granulitů a eklogitů. Vrstvy s nízkými rychlostmi seismických vln ve spodní kůře se považují za výsledek parciálního tavení kyselých komponent v asociaci s acidními a bazickými granulity. Refrakční sesimická Vs data udávají nízkorychlostní zónu ve spodní kůře (Mueller, 1995)