

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

Analýza tektonického vývoje jednotky Královského Hvozdu

Tectonic evolution
of the Královský Hvozď Unit

Bakalářská práce

Luboš Vrtiška



Vedoucí diplomové práce:
RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Poděkování:

Děkuji všem, kteří mi svými cennými radami a psychickou podporou dopomohli k dokončení této práce, především pak svému školiteli Kryštofu Vernerovi za jeho čas, pevné nervy, vstřícný přístup, odborný dohled a pěkné dny strávené v krásném terénu šumavských hvozdů.

Abstrakt:

Předkládaná bakalářská práce se ve své první části zabývá stručnou rešerší geologie středoevropských variscid, geodynamickým vývojem tektonického rozhraní jednotek TBO a KHU a popisem litologie a současnými názory na tektonometamorfní vývoj jednotky KHU.

Ve druhé části jsou prezentovány výsledky vlastního výzkumu tektonického vývoje jednotky KHU. Tento výzkum probíhal na základě kombinace vlastních terénních strukturních dat, výsledků výzkumu orientovaného výbrusového preparátu ortoruly z jednotky KHU za použití mikrostrukturní analýzy a analýzy EBSD (difrakce zpětně odražených elektronů).

Juxtapozice odlišných tektonometamorfních jednotek Královského Hvozdu a monotónní skupiny moldanubika lze na základě strukturního výzkumu interpretovat jako výsledek násunu s vergencí převážně k JJV. Deformace jednotky probíhala v podmínkách relativně nižších až středních teplot (~300-400°C) za vyšších deformačních rychlostí.

English abstract:

The first part of this work is concerned with the brief introduction to the geology of Variscides of Central Europe, geodynamic evolution of the tectonic boundary between Teplá-Barrandian unit and Královský Hvozd unit and litology and present opinions on tectonometamorphic evolution of Královský hvozd unit.

In the second part are presented results of research of tectonic evolution of královský hvozd unit. This research was realized on basis of combination of own terrain structural data and results of research section preparation of orthogneiss from Královský Hvozd unit obtained by EBSD analysis (electron backscattered diffraction) and microstructural analysis.

Juxtaposition of different tectonometamorphic units (Královský hvozd unit and Moldanubicum monotonous group) can be interpret as a result of SSE vergent slip movements. Deformation of Královský Hvozd unit was in motion in relatively low or medium (~300-400°C) temperature conditions.

Obsah práce:

I. část

1.1. Úvod a definice problematiky	4
1.2. Úvod do geologie Středoevropských variscid	4
1.2.1. Členění a vývoj dílčích teránů SEV	4
1.2.2. Český masiv	8
1.2.3. Moldanubikum	10
1.2.4. Tepelsko-Barrandienská oblast	12
1.3. Tektonické rozhraní Tepelsko-Barrandienské oblasti a Moldanubika	14
1.4. Jednotka Královského Hvozdu	18
1.4.1. Litologie	18
1.4.2. Přehled názorů na metamorfní a tektonický vývoj jednotky	21

II. část

2.1. Výsledky terénní strukturní analýzy	23
2.1.1. Jednotka Královského Hvozdu	23
2.1.2. Jihozápadní části Moldanubika	26
2.1.3. Jihovýchodní části Tepelsko-Barrandienské oblasti (DK)	26
2.1.4. Prvky křehké tektoniky	26
2.2. Mikrostrukturní analýza ortorul jednotky KHU	26
2.2.1. Deformační mechanismy a základní typy mikrostruktur	27
2.2.2. Deformační mikrostruktury hlavních horninotvorných minerálů	29
2.2.3. Mikrostrukturní charakteristika kvarcitické ortoruly	31
2.2.4. Výsledky analýzy EBSD	33
2.3. Diskuze a závěry	35

I. část

1.1. Úvod a definice problematiky

Předkládaná práce se v první části zabývá rešerší současných znalostí na geodynamický vývoj a vztahy mezi litologicky, strukturně a metamorfně odlišnými krustálními celky evropských Variscid (Moldanubikum a Tepelsko-Barrandienská oblast) se zaměřením na problematiku oblast jednotky Královského Hvozdu. V druhé části bakalářské práce je na základě základní sady nových terénních strukturních dat z oblasti Královského Hvozdu provedena charakteristika identifikovaných metamorfních staveb. Dále, v rámci jednotky Královského Hvozdu, byla za pomoci analýzy EBSD na vybraných tělesech ortorulových hornin provedena mikrostrukturní analýza regionálních staveb a to včetně odhadu teplotních a deformačních podmínek jejich vývoje.

1.2. Úvod do geologie Středoevropských variscid

1.2.1. Členění a vývoj dílčích teránů Středoevropských variscid

V období od středního devonu do spodního permu (~380-290 Ma) proběhly významné orogenní události, které dnes v reliktech vystupující v různých částech západní a střední Evropy. Jejich příčinou byla kolize dvou segmentů kontinentální kůry Gondwany na jihu a Laurussie (Old-Red kontinentu) na severu (přehled in Franke 2000). Tyto procesy vedly k finálnímu formování dílčích segmentů zemské kůry v oblasti Evropy a Severní Afriky jsou označovány jako "variscidy". Jejich nejvýchodnějším reliktem je jednotka Českého masívu (ČM). Oblast středoevropských variscid lze obecně rozdělit podél hranice, tvořené Rheickou suturou, na část externí, patřící Laurussii a část interní, která je tvořena perigondwanskými kontinenty (mikrokontinenty, které byly ve starším paleozoiku situovány u severního okraje kontinentu Gondwany) (Tait et al. 1997).

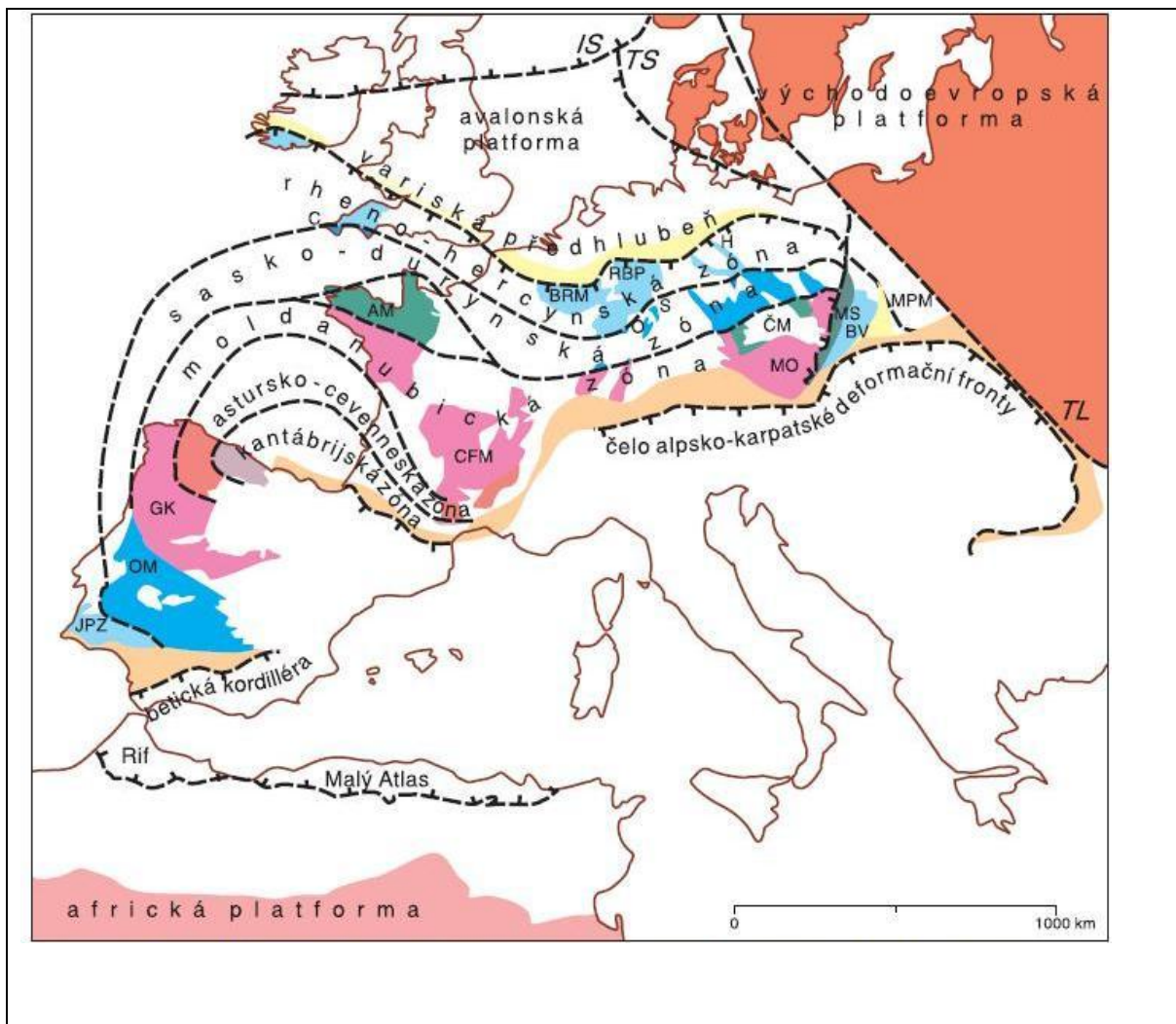
Externí zónu variscid představuje slabě metamorfovaný pás hornin a nemetamorfované uloženiny spodního paleozoika (obr. 1). Mořská sedimentace probíhající během devonu a začátkem karbonu na území externid byla řízena extenzí tektonikou s lokálním podmořským vulkanismem a silnou subsidencí. Tyto sedimenty byly následně překryty během spodního až svrchního karbonu klínem klastických sedimentů, které byli derivovány z erodovaných částí

interních Variscid (Franke 2000). Až do svrchního karbonu zde pokračovala sladkovodní sedimentace, která vedla k uložení rozsáhlých uhelných slojí. Litologické komplexy interní zóny Variscid často zaznamenaly procesy intenzivní variské metamorfózy a polyfázové deformace, doprovázené rozsáhlým granitoidním magmatismem. Autochtonní bloky pre-variské kůry a alochtonní domény interní části variscid se tak dostaly do vzájemné juxtapozice. Horniny pre-variského (kadomského) stáří se slabým variským přetiskem v interní části variscid dnes reprezentuje území Tepelsko-Barrandienské oblasti (Bohemika) v centrální části Českém masivu, Armorický masiv v SZ Francii a Lužický blok autochtonní domény Saxothuringické zóny. Variské internidy dále obsahují vysokotlaké jednotky alochtonních domén. Jedná se například o Armorickou střížnou zónu v oblasti Leon Armorického masivu, v oblasti Vogéz a Schwarzwald, allochtonní domény saxothuringické zóny, oblast Západních Sudet a moldanubika. Protolity zmíněných vysokotlakých jednotek byly formovány v čase kadomských orogenních procesů anebo patří ke kambro-ordovickému magmatickému eventu. Pre-metamorfní formace suprakrustálních vysokotlakých jednotek byly spojené s mořskou sedimentací v období spodního paleozoika (například Mingram 1998).

Kontinentální kůra ovlivněná variskou orogenezí bezesporu představuje kolizi kontinent-kontinent spolu s jednotlivými subdukce oceánské kůry. Počet nezávislých desek či teránů a tudíž ani přesný počet subdukčních zón, není znám. Navíc na stavbu orogenu dodnes neexistuje rozšířená uspokojivá hypotéza. Někteří autoři interpretují geometrii celého orogenu, s ohledem na jeho dnešní uspořádání, výhradně jako konvergenci SZ-JV směru (například Matte 1986, 2001; Franke 1992; Oncken 1997; Schäfer et al 2000). Geochronologická data ukazují, že některé z vysokotlakých jednotek byly do podmínek vyšších částí kontinentální kůry exhumovány již v období svrchního devonu. Variské subdukční procesy však byly aktivní až do období spodního karbonu (do 345 Ma). Tluštění kůry variských internid během raně až středně variské deskové konvergence se považuje za nehomogenní. Syn- a post-kolizní fáze (c. 335-320 Ma) se v interní zóně vyznačuje vysokoteplotní - nízkotlakou metamorfózou, často s migmatitizací a intruzemi mnoha granitoidních těles na rozsáhlé ploše středoevropských internid. Horninové komplexy vzniklé na rozdílných úrovních zemské kůry byly v této fázi postaveny do navzájem srovnatelné pozice.

Regionální SV-JZ orientované deformační zóny jsou pravděpodobně frontální části subdukčních a kolizních zón, zatímco napěťový přesun podél SZ-JV orientovaných domén, jako jsou Sudety a Jižní Armorická střížná zóna, byl akomodován pravostranným stříhem.

Avšak měřeními, v raně- až středně- variských alochtonních jednotkách, byly zjištěny napěťové osy subhorizontální SV-JZ orientace (například Franke et. al. 1995; Kroner & Hahn 2004; Leloix et.al 1999), což naznačujevysoký stupeň subhorizontálního stříhu v tomto směru. Finální geometrie variského orogenu je tak bezesporu ovlivněna pozdně-variským vývojem. Raně- až středně- variské vysokotlaké jednotky internid byly postiženy retrogradní vysokoteplotní/nízkotlakou metamorfózou a prostoupené rozsáhlými komplexy granitoidních hornin a velmi rychle exhumovány do vyšších úrovní zemské kůry. Kvůli složitosti variské deformace je v dnešní době velmi složité určit přesný počet litosférických desek, které byly zapojeny do procesu variské orogeneze. Právě rozpoznání vysokotlakých domén spojených se subdukcí, vedlo k předpokladu vzniku tohoto typu orogenu jako finální kolize kontinentální kůry během probíhající konvergence dílčích litosférických desek. Model zahrnující uzavírání dvou oceánských domén a kolizi tří litosférických desek (Gondwany, Armoriky a Laurussie), spolu s počáteční subdukcí pod armorickou desku (Matte 1986, 2001) dovolil interpretovat variscidy jako symetrický orogen s Armorikou ve své interní části. Paleomagnetická data však změnila náhled na Armorickou desku jako na rigidní a koherentní blok a prokázala složení variských internid z několika mikrokontinentálních bloků (Tait et al. 1997, 2000). Seskupení armorických mikrodesek (ATA) zahrnuje peri-gondwanskou kůru na jihu Rheického oceánu. Kolize mezi Gondwanou, terránů ATA a Laurussii v období středního až svrchního karbonu podle tohoto modelu, vedla ke vzniku složité koláže, kterou dnes zahrnují internidy Variského pohoří (například Franke 2000). Stampfli et al. (2002) navrhl existenci Hun-Superterránu, který zahrnuje terrány ATA stejně jako proto-Alp. V tomto modelu je Rheický oceán situovaný na severu, zatím co Paleotethys na jihu. (Noblet & Lefort 1990; Ribeiro et al. 1990; Martiney Catalan et al. 1997; Matte 2001). Robarted (2002, 2003) porovnáváním paleobiogeografických znaků paleozoických sedimentů pokrývajících slabě metamorfované domény Iberie, francouzských a středoevropských částí variského orogenu odhalil nápadné podobnosti z hlediska fauny a sedimentologických dat. Toto je podporováno geochronologickými, geochemickými a izotop-geochemickými daty z autochtonních domén saxothuringické zóny (například Linnemann et al. 2004). Toto dokazuje, že kontinentální kůra dnešních internid variského rogeny patřila stejné litosférické desce před kolizí s Laurussii. Absence jednotného modelu ukazujícího množství terránů zapojených do variské orogeneze se projevuje i v diskuzích ohledně počtu, orientace a časové souvislosti subdukčních zón. Jeden z modelů vývoje variského orogenu udává konvergenci probíhající v SZ části Iberie během počáteční fáze subdukce oceánské kůry (Rheický oceán je součástí gondwanské spodní desky), následovanou nasouváním alochtonních vrstev na autochtonní jednotku Gondwany



Obr. 1. Schematická mapa rozsahu variského orogenního pásma, včetně hranic hlavních litotektonických jednotek (podle Kachlika, 2003).

(například Martinez Catalan et al. 2002) od spodního devonu do svrchního karbonu. Laurussie z tohoto pohledu během celého procesu zaujímá pozici svrchní kůry. Matte (1986, 2001) navrhl existenci dvou subdukčních zón se spodně variskou subdukcí masivu centrálního oceánu a rheického oceánu na S a J od ATA. Ve svrchním devonu bylo uzavírání těchto oceánských domén následováno obdukcí oceánské kůry podél sutur. Následovala subdukce kontinentální kůry a vznik pozdně variského „fold-and-thrust pásu“ v místě bývalého masivu centrálního oceánu. Armorické mikrokontinenty zaujímaly v tomto případě po celou dobu svrchně korovou pozici. Franke (2002) uvažuje existenci Rheického oceánu až do spodního devonu. Současné názory se přiklánějí k bilaterální subdukcí Saxothuringického a Moldanubického oceánu pod jednotku Bohemika (TBU), doprovázenou subdukcí Rhenohercynského oceánu pod jednotku Saxothuringika. Z toho důvodu může být finální kolize Rhenohercynské zóny (Laurussie) s kontinentálním magmatickým obloukem považována za pozdně-variské procesy. (Oncken, 1997; Oncken et al. 2000).

1.2.2. Český masiv

Český masiv patří mezi největší fragmenty původně rozsáhlého variského horstva. Na jeho geodynamickém vývoji měly zásadní vliv procesy spojené s uzavíráním Rheického oceánu a následnou kolizí dílčích perigondwanských mikrokontinentů a jejich připojování k severněji ležícímu kontinentu Laurusii (např. Franke, 1989; Franke et al., 2000; Matte, 1986; Matte, 2001, Winchester 2002). Tyto geodynamické procesy, nazývané jako variská (nebo též hercynská) orogeneze, probíhaly v období od svrchního devonu (cca 380 Ma) do svrchního karbonu (cca 300 Ma). Český masiv je možno interpretovat jako heterogenní celek členěný na dílčí regionální jednotky mírně odlišného stáří, litologie a geodynamického vývoje (obr. 2)

(i) Saxothuringikum s.s. (sasko-durynská oblast)

Zóna saxothuringika se nachází v západní části Českého masivu a v širším smyslu se člení na jednotky Krušnohorskou a Západních Sudet. Souhrnně se jedná o komplexy metamorfovaných, křemen-živcových hornin (ortorul) pre-variského stáří s metasedimentárním obalem stáří spodního paleozoika a sekvencemi vysokotlakých hornin v příkrovové pozici. Do komplexu těchto hornin byla dále vmístěna poměrně rozsáhlá tělesa granitoidních hornin (Krkonošsko-Jizerský plutonický komplex, Karlovarský pluton apod.) Stupeň zaznamenané regionální metamorfózy v komplexech metamorfovaných hornin dosahuje poměrně vysokých hodnot, ale výrazně klesá směrem k severozápadu. V jednotce saxothuringika tedy můžeme vyčlenit dvě různá strukturní patra: (i) Autochtonní, tvořené kadomským basementem (ortoruly pre-variského stáří) a komplexy metasedimentárních hornin ve formě jejich obalových jednotek. Geneze těchto obalových jednotek byla během karbonu a ordoviku doprovázena rozsáhlou magmatickou aktivitou. (ii) Alochtonní, tvořené příkrovy vysokotlakých hornin (granulitů a eklogitů), které pocházející z kořenové zóny variského orogenu. Alochtonní patro je litologicky i metamorfně (Franke 1989).

(iii) Tepelsko-barrandienská oblast (bohemikum)

Tepelsko-barrandienská jednotka (dále TBO) je složena ze dvou odlišných strukturních pater: (i) kadomsky deformovaný, slabě metamorfovaný fundament a na něj diskordantně nasedající

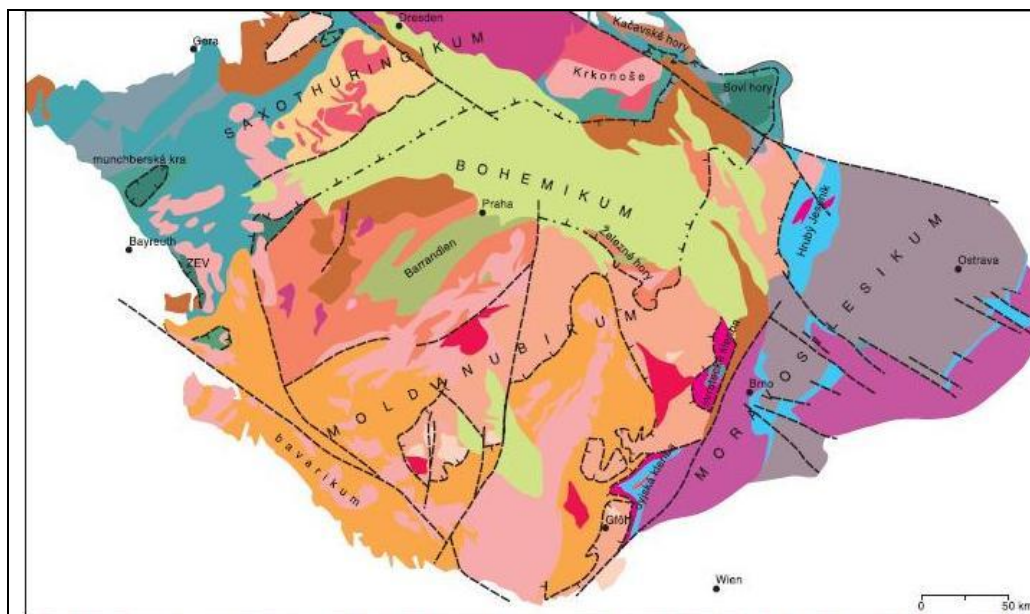
(ii) slabě metamorfované až nemetamorfované, varisky zvrásněné paleozoické sedimenty v rozsahu kabrium až střední devon.

(iv) Moldanubikum s.s.

Jednotka moldanubika tvoří nejvýchodnější část moldanubické zóny variských internid. Představuje tzv. orogenní kořen (nejvíce ztlustěná část orogenu během variské orogeneze a následně hluboce erodovaná). Skládá se z vysoce metamorfovaných suprakrustálních hornin, zaznamenávající teplotně tlakové podmínky vyšší amfibolitové až granulitové facie. Jedná se o velmi heterogenní a polymetamorfní jednotku. Stáří protolitů metamorfovaných hornin se pohybuje od paleoproterozoika po spodní karbon, pro řadu hornin však spolehlivé datování chybí.

(v) Moravosilezikum

Moravosilezikum spadá v rámci evropských variscid do rhenohercynské zóny. Původně se jednalo o jednotný blok, který ovšem během variské orogeneze kolidoval s jednotkou lugodanubika, což mělo za následek silné variské přepracování a rozlámání na dílčí korové segmenty jeho západní části (Moravikum). Východní část (Brunovistulikum) nebylo od kadomské orogeneze již nijak výrazněji deformováno. Jedná se tedy o epivariskou platformní jednotku. Intenzita deformace a metamorfózy paleozoického pokryvu Brunovistulika



Obr. 2: Schematická mapa Českého masivu s vyznačením dílčích jednotek (podle Kachlíka, 2003)

směrem k východu rychle klesá. Oblast Brunovistulika je tvořena převážně granitoidními horninami, alochonní části jsou tvořeny hlavně svory, rulami a fylity.

1.2.3. Moldanubikum

Moldanubikum s.s. tvoří nejjihnější část českého masivu a je složeno převážně ze středně až vysoce metamorfovaných rul suprakrustálního původu později přetištěných vysokoteplotní metamorfózou doprovázenou intruzemi granitoidních hornin. Vysokoteplotní/nízkotlaká metamorfóza je závěrečným regionálním eventem pro internidy variského horstva střední a západní Evropy (Matte 1986; Zwart 1967). Ze SZ k jednotce moldanubika přiléhá jednotka Saxothuringika a jednotka Tepelsko-barrandienská, na JV je potom jednotka ve vzájemné pozici s Moravosilezikem. Jednotka moldanubika je dělena na dvě litotektonické podjednotky (obr. 3): strukturně nižší, Drosendorfskou a strukturně vyšší, Gföhlskou (Fuchs a Matura 1976). Spodnější část Drosendorfské jednotky bývá označována jako monotónní, je tvořena převážně cor+bt pararulami a migmatity, přecházejícími až do diatexitů s nepříliš hojnými vložkami kvarcitů, vápenců, eklogitů a serpentinitů. Vyšší část Drosendorfské jednotky se pak označuje jako pestrá skupina a je tvořena a z velké části bt+sill pararulami s vložkami vápenců, kvarcitů, amfibolitů, erlánů a grafitických pararul. Gföhlská jednotka, nejvíce metamorfovaná, je tvořena velkými tělesy granulitů, eklogity, serpentinizovanými peridotity, amfibolity, částečně migmatitizovanými ortorulami a metagabry.

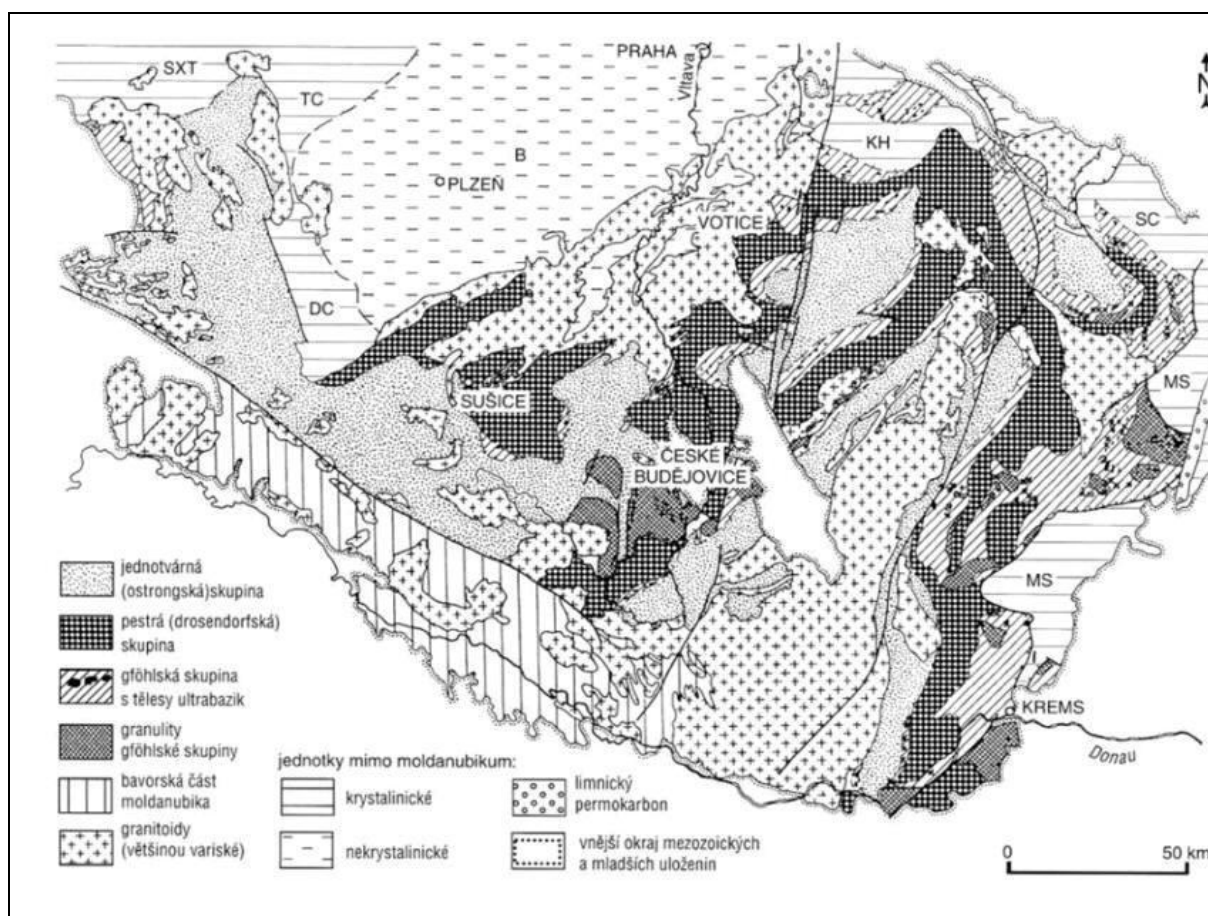
Stáří protolitů metamorfovaných hornin moldanubika je značně nesourodé a pro mnoho hornin data zcela chybí nebo nejsou spolehlivá. Největší naměřené stáří protolitu v Moldanubiku bylo zjištěno na detritických zirkonech v pararule (3,84Ga, U-Pb Shrimp, Gebauer et.al. 1989). V těchto horninách existují radiometrické důkazy Icartianských a Kadomských vtisků (Gebauer et.al. 1989; Wendt et. Al. 1993, 1994; Friedl et. Al. 2004; Teipel et. Al. 2004; Schulmann et al. 2005), které naznačují původ protolitů vysoce metamorfovaných hornin moldanubika v severním okraji Afriky. Protolity hornin gföhlské skupiny jsou převážně granity raně paleozoického stáří (Friedl et al. 2004; Janoušek et al. 2004a). Podle palynologických nálezů mohou být některé horniny pestré skupiny drosendorfské jednotky dokonce pozdně proterozoické.

Jednotka moldanubika je charakteristická převážně nízkotlakou vysokoteplotní metamorfózou s částečným tavením. Na některých místech jsou však důkazy pro dřívější vysokotlakou (až ultravysokotlakou) vysokoteplotní metamorfózu (eklogity, vysokotlaké granulity). Vysokoteplotní eklogity podstoupily teplotu až do 900°C a tlak cca 20kbar. Tyto eklogity

podle interpretací musely vzniknout v zemském plášti a byly transportovány uzavřeny v granátických peridotitech během variské orogeneze (Beard et al. 1992; Medaris et al. 2006). Stáří vysokoteplotní nízkotlaké metamorfózy v moldanubiku Bavorského Horního Falcka a Bavorského lesa má rozsah mezi 320-326Ma (U-Pb na monazitech a zirkonech, Teufel 1988; Kalt et al. 2000; Propach et al. 2000) a v ostatních částech moldanubika 316 až 330 Ma (U-Th-Pb na zirkonech a monazitech, Rb-Sr biotit, Grauert et al. 1974 U-Pb na monazitech, Friedl et al. 1994; U-Pb na zirkonech, Teipel et al. 2004). U-Pb TIMS geochronologické studie monazitů Mühlzone a Sauwaldu v Rakousku ukazují klesající stáří vysokoteplotní/nízkotlaké metamorfózy od SV k JZ. Oblast východní části jihočeského batolitu byla datována na 335 Ma, zatímco v oblasti sauwaldské zóny jižně od danubského zlomu udává hodnoty mezi 314-317 Ma (Gerdes et al. 2006). Na dva nezávislé eventy nízkotlaké/vysokoteplotní metamorfózy poukazuje i Tropper et al. (2006). Tato nízkotlaká/vysokoteplotní metamorfóza byla doprovázena intruzí pozdně post-tektonických granitoidních hornin. Stáří těchto hornin se pohybuje od 335 do 310 Ma (Chen et al. 2003; Chen and Siebel 2004; Schulmann et al. 2005; Siebel et al. 2006; Klein et al. 2008). Datování moldanubických hornblendů a muskovitu pomocí metody K-Ar a ^{39}Ar - ^{40}Ar vykazuje hodnoty v rozmezí od 340 do 320 Ma závislosti na zkoumaném území (Kreutzer et al. 1989, 1990; Dallmeyer et al. 1992; Fritz et al. 1996; Scharber et al. 1997). Větší stáří na jihu připadá horninám spojeným s MoravoMoldanubickou orogenní fází a mladší stáří na severu je následkem bavorské fáze (srov. Finger et al. 2007). Stáří biotitu ortorul kutnohorského krystalinika udává 325 Ma (Matte et al. 1990).

Ve spodním karbonu došlo k exhumaci metamorfovaných hornin moldanubika vzniklých na rozdílných korových úrovních a jejich vzájemnému postavení přilehlých jednotek svrchní kůry. Deformační vývoj započal exhumací vertikální extruzí hluboce pohřbených ultravysokotlakých granulitů do vyšších krustálních úrovní. Tuto exhumaci prokazuje strmě ukloněná mylonitická D₁ foliacená sledovaná plochým (podsouváním?) pod subhorizontální D₂ foliací, která je spojena se střížnou zónou (Štípska et al. 2004; Tajcmanová et al. 2006). Procesy exhumace byly doprovázeny synkynematickým tavením a následnou postkinematickou intruzí jihočeského plutonu (cca 335-300 Ma; Gerdes 1997; Friedl 1997; Gerdes et al. 2000). Finální fáze vysokoteplotní/nízkotlaké metamorfózy v bavorské části moldanubika je spojena s transpresní deformací, která ovlivnila celý soubor migmatitů (Behrmann & Tanner 1997). Podle Behrmanna a Tannera (1997) neexistují žádné struktury v nízkotlakých/vysokoteplotních doménách moldanubické zóny spojené s orogenním kolapsem. Pozdně variské zkracování S-J směru je prokázáno výskytem souboru SZ-JV

orientovaných pravostranných střížných zón v bavorském Falcku a danubské zlomové zóně (Siebel et al. 2005) a vývojem SSV-JJZ striking levostranných střížných zón jako například diendorfský zlom uvnitř jižní části moldanubické zóny (Wallbrecher et al. 1992).

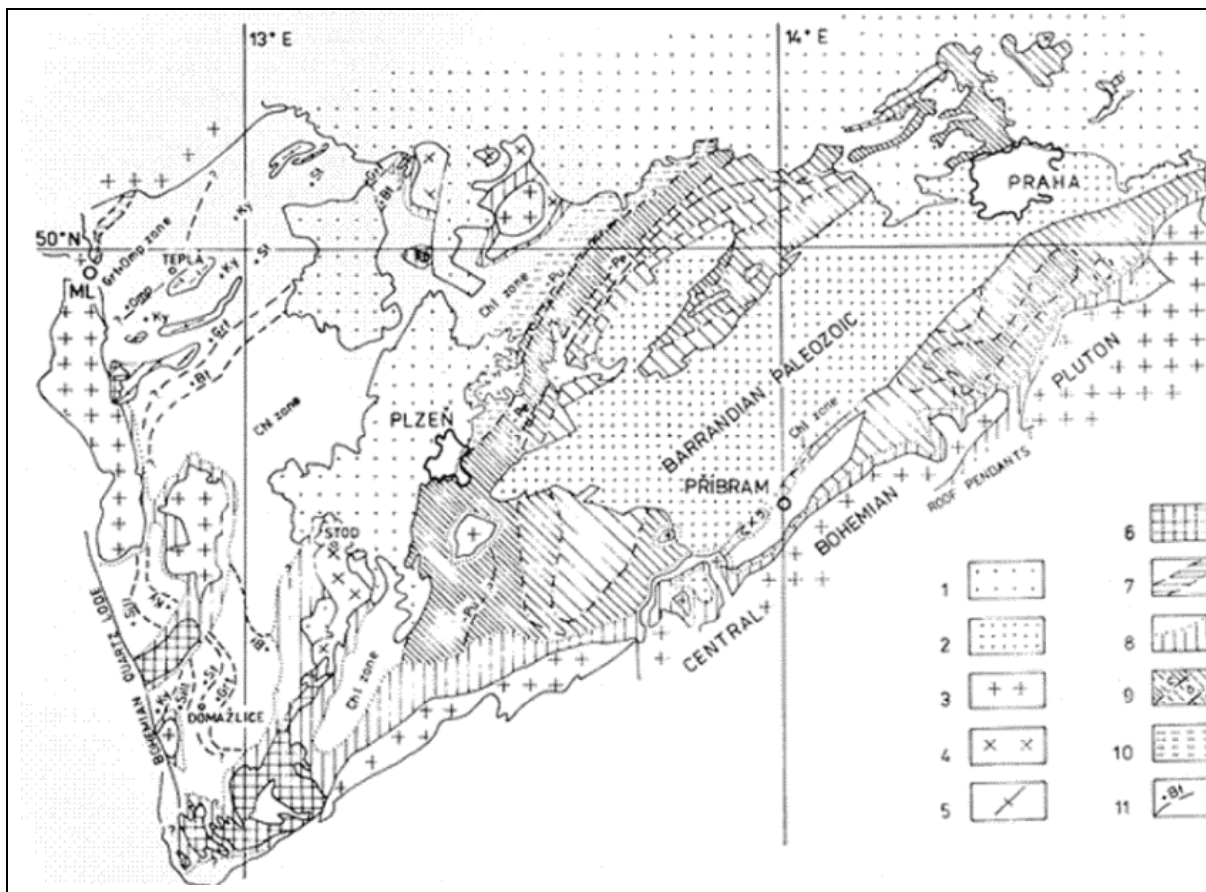


Obr. 3: Zjednodušená geologická mapa moldanubické oblasti (upraveno podle Fialy 1995 in Chlupáč 2002).
 Okolní jednotky: B - Barrandien, DC - domažlické krystalinikum, KH - kutnohorské krystalinikum, MS - moravskoslezská oblast, SC - svratecké krystalinikum, SXT - saxothuringikum, TC - tepelské krystalinikum

1.2.4. Teplesko-Barrandienská oblast

Teplesko-barrandienská jednotka je komplex slabě metamorfovaných až nemetamorfovaných, převážně suprakrustálních hornin, ležících uvnitř variské interní zóny, obklopena vysoce metamorfovanými horninami jednotek saxothuringika a moldanubika (obr. 4). Jednotka je od okolních jednotek ohraničena zlomy a střížnými zónami, od jednotky saxothuringika severní střížnou zónou a od TBO českou střížnou zónou, Hoher Bogen střížnou zónou a západočeskou střížnou zónou. V porovnání s vysoce metamorfovanými horninami moldanubika a saxothuringika, byla jednotka TBO postižena variskou deformací a metamorfózou jen velmi málo, což vysvětluje, proč leží nemetamorfované horniny a vulkanity kambria až středního devonu diskordantně na slabě metamorfovaném

neoproterozoickém basementu, který uchovává záznamy o kadomské orogenezi. Stupeň metamorfózy neoproterozoických hornin roste od barrandovské pánve (prehnit-pumpellytová facie; Cháb et al. 1995) směrem na západ a severozápad až do amfibolitové facie zaznamenané v domažlickém krystaliniku (DCC; Vejnar 1982) a tepelském krystaliniku (TCC; Žáček & Cháb 1993). Ordovický rifting vedl k oddělení TBO od Gondwany jako součást armorické skupiny teránů (Tait et al. 2000. Robardet 2003). Litosférická deska Saxothuringického oceánu byla během siluru až spodního devonu subdukována jihovýchodním směrem pod kadomský basement TBO. Projevy této subdukce jsou zaznamenány v eklogitovém tělese mariánskolázeňského komplexu. Kolize bloků saxothuringika a tepelsko-barrandienské jednotky začala počátkem svrchního devonu (Franke et al. 1995). Konvergentní pohyby uvnitř TBO postupně migrovaly JV směrem a postupně ovlivňovaly paleozoický pokryv Barrandovské pánve. Na hranici středního a svrchního devonu cca. 385Ma skončila sedimentace v Barrandovské pánvi (Chlupáč 1993a). Během famenu cca 370Ma následovalo variské vrásnění a násuny k JV v okolí Stodu (Zulauf 1997). Zkracování SZ-JV směru mělo za následek vznik dvojité vergentního klínu vytvářejícího velkou pop-up strukturu. Variské zkracování nemetamorfovaných hornin barrandovské pánve bylo formováno násuny SZ směru v SZ části a JV směru na JV. Trend vrásných os vrás způsobených násuny je SV-JZ směru (Havlíček 1963; Svoboda 1966, fig 52; Chlupáč 1993b. Prvotní pohyby JV směru v této oblasti jsou dokumentovány podél násunů Příbram, Očkov (na mapě není - spíš Občov?) a Koda (Havlíček 1963). Na několika místech došlo k násunům kadomského basementu na horniny paleozoika. Seismický profil 9HR (Tomek et al. 1997) ukazuje na existenci dodatečných menších pop-up struktur, které zahrnuje large-scale pop-up struktura TBO. Geometrický model podle Martinez-Torrese et al. (1994) vysvětluje dvojité vergentní klín a časoprostorový posun násunové aktivity od SZ (cca. 380 Ma) směrem k JV (cca. 370 Ma) na základě dvojité vergentního korového klínu s analogií v litosféře zemského pláště. Tento model v mnoha aspektech souhlasí s výsledky numerického a analogového modelování (například Willet et al. 1993; Brown et al. 1993). V počáteční fázi konvergence se v jednotce tepelského krystalinika vyvinuly hlavní násuny SZ směru a v jednotce domažlického krystalinika a barrandovské pánve zpětné násuny JV směru. Podle Browna et al. (1993) reprezentují SZ-JV násuny vystupňované stříhy, podél kterých byl dvojité vergentní krustální klín vyzdvižen. Následkem toho vzniklo vysoce vyzdvižené plateau pokryté nemetamorfovanými paleozoickými horninami. Podle Martinez-Torrese et al. (1994) nebyl plášťový klín umístěn přímo pod korovým klínem, ale spíše dále směrem na JV pod zpětnými násuny a v oblasti dnešních odkryvů moldanubika.



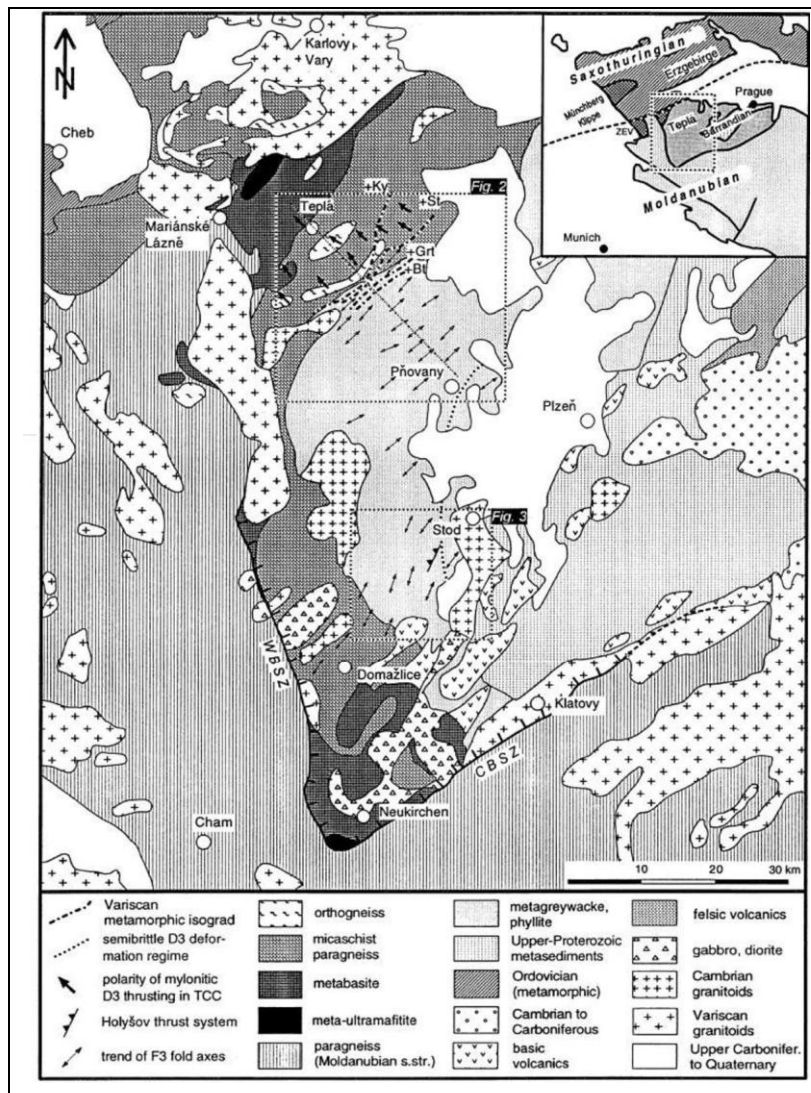
Obr. 4: Metamorfni zóny tepelsko-barrandienské oblasti (podle Dallmayera et al. 1995). 1 - permokarbon a mladší platformní jednotky, 2 - kambrium až devon barrandienu, 3 - variské granitoidy, 4 - kadomské granitoidy a granitoidy neistého stáří, 5 - ortoruly, 6 - bazická intruziva bez rozlišení stáří, 7 - ultrabazika, 8 - kontaktní aureoly, 9 až 10 - metamorfované proterozoikum: 9a - anchizóna I, 9b - anchizóna II, 9c - přechodná anchizóna III, 10 - stp zóna v drobách, 11 - metamorfni zóny podle indexových minerálů.

1.3. Tektonické rozhraní Tepelsko-Barrandienské oblasti a Moldanubika

Na hranici devonu a karbonu začalo docházet ke kolapsu ztlustěné kůry TBO. V první fázi docházelo k subsidenci barrandienských paleozoických hornin. Během spodního karbonu docházelo k nárůstu aktivity podél české střížné zóny (dále jen BSZ), která tvoří hranici mezi TBO a přilehlými vysoce metamorfovanými jednotkami Moldanubika a Saxothuringika. Rigidní blok svrchní a střední kůry, tvořící jednotku TBO, pomocí tzv. výtahové tektoniky zaploul podél BSZ do horkého substrátu spodní kůry saxothuringika a moldanubika (obr. 6). BSZ je charakterizovaná jako viskózní (duktilní) extenzní střížná zóna s poklesovým úhlem $>70^\circ$, ukazující na poklesové pohyby TBO. BSZ se vyznačuje retrográdními metamorfními podmínkami během střížných pohybů, které začínají za podmínek amfibolitové nebo až granulitové facie a končí ve facii zelených břidlic. V mapovém pohledu je BSZ

nápadná několika ohyby až do 90°, které byly použity při rozdělení BSZ na jednotlivé segmenty (obr. 5), kterými jsou (i) severočeská střížná zóna VSV směru (NBSZ; Zulauf et al. 2002b), tvořící hranici mezi TBO a saxothuringikem (další segmenty již tvoří hranici mezi TBO a Moldanubikem (ii) západočeská střížná zóna SSZ směru (WBSZ; Zulauf 1994, 2002a) (iii) Hoher Bogen střížná zóna (HBSZ; Bues & Zulauf 2000; Bues et al. 2002) a (iv) středočeská střížná zóna VSV směru (CBSZ; Scheuven and Zulauf 2000; Artmann et al. 2003). Podél BSZ intrudovalo několik plutonů rozdílného složení. Stáří zirkonů těchto plutonů zjištěné metodou U-Pb a Pb/Pb má rozsah cca 350 až 330 Ma (Holub et al. 1997; Dörr et al. 1998b) s výjimkou dioritu Čertův Kámen situovaného v kdyňském masivu, který vykazuje svrchno-devonské stáří (359±2 Ma, U-Pb na zirkonech; Bues et al. 2002). V období mezi 340 až 320 Ma, došlo pomocí výtahové tektoniky k výzdvihu minimálně 10 km podél WBSZ. Tato data byla odvozena od hloubky a času intruze a času chladnutí alkalického dioritu mutěňského a babylonského granitu (Zulauf 2002a). Výtahové pohyby byly pozorovány také na horninách CBSZ (Scheuven & Zulauf 2000), HBSZ (Bues & Zulauf 2000) a NBSZ (Zulauf et al. 2002b). Geobarometrická data získaná Scheuvenem (1999) ukazují, že hloubka jižnější části klatovského granodioritu intrudovala do větších hloubek (11-18 km) než část severnější (4-9 km). Nýrský granit intrudoval na ještě vyšší korové úrovni (3-5 km). Rozdílné hloubky intruzí vyplývají z posunu podél CBSZ south-side-up (ukloněného k jihu?) s minimálním výzdvihem 6 až 15 km (Scheuven 1999). Časový rozsah výtahových pohybů byl datován pomocí U-Pb na monazitech (342±1 Ma) a ⁴⁰Ar/³⁹Ar na muskovitu (341±4 Ma) (Zulauf et al. 2002b). K ukončení aktivity výtahových pohybů došlo před cca. 337 Ma. Pohyby podél WBSZ měly za následek druhou fázi uklánění stodské oblasti k východu. Počáteční kolaps orogenu zapříčinil uchování nemetamorfovaných paleozoických hornin barrandovské pánve. Na výšku, rozsah a dobu existence samotného českého plateau však neexistuje ucelený model. Minimální nadmořská výška českého plateau však, s ohledem na mocnost ztlustěné kůry na více jak 50 km, musela dosahovat více než 3000 m.n.m.. Pozdně variský výzdvih a exhumace předtím ztlustěné kůry v západních Čechách byly doprovázeny krustální extenzí paralelní s orogemem. Později byla tato extenze omezena do značné míry do WBSZ, podél které byly během středního karbonu (a pravděpodobně již dříve) aktivní duktilní zlomy a docházelo k poklesu TBO ve vztahu k Moldanubiku. Radiometrické zjištění času chladnutí hornblendů a slíd a kinematická data WBSZ prokázala rychlejší výzdvih Moldanubika oproti výzdvihu TBO během krustální extenze. Rychlý výzdvih Moldanubika byl doprovázen současným zvýšením izoterm,

způsobující rozsáhlou vysokoteplotní/nízkotlakou metamorfózu. Relativně horká kůra Moldanubika byla postavena vedle přilehlé, relativně chladné kůry jednotky TBO. Podle

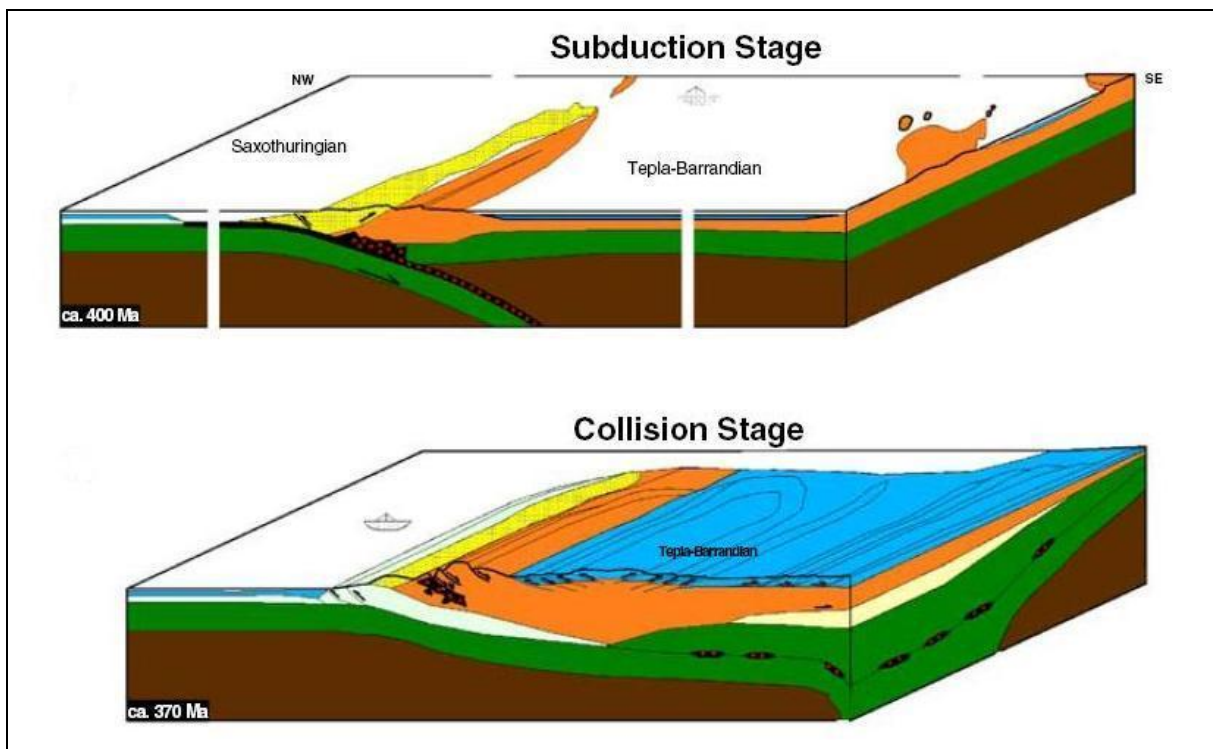


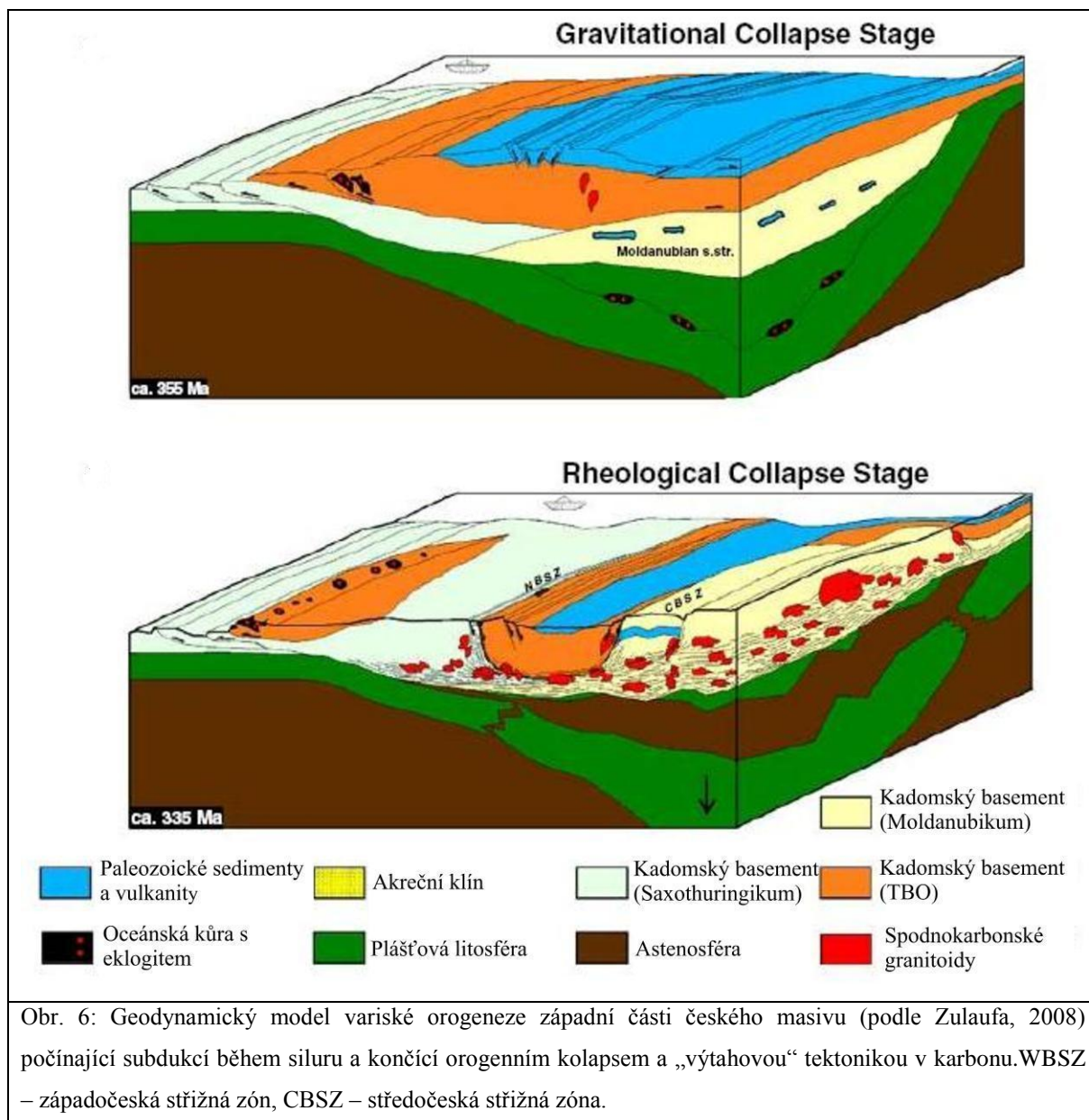
Obr. 5: Geologická mapa západní části jednotky TBO a přilehlých jednotek s vyznačením průběhu české střížné zóny (podle Zulaufa, 1997). WBSZ – západočeská střížná zóna, CBSZ – středočeská střížná zóna.

měření K-Ar chladnutí hornblendu, byla překročena 500°C izograda přinejmenším během středního devonu (nejméně 380Ma nebo více; Fischer et al. 1968; Kreuzer et al. 1992). Zvláštností je velký poklesový úhel WBSZ, jelikož pro duktilní extenzní terrány bývá typický spíše nižší úhel poklesové zóny. Tento vysoký úhel lze pozorovat i na seizmickém profilu SV-JZ směru DEKORP 4Q (kresba? Vollbrecht et al. 1989). Na tomto profilu je také patrné, že úhel se postupně s narůstající hloubkou zplošťuje. Strmě se uklánějící mylonity WBSZ byly na seizmickém profilu DEKORP 4Q (Meissner a

Bortfeld 1990, 55ff) rozpoznány do hloubky až 10 km, otázkou však je, zda mylonity na této krustální úrovni vyústí do méně strmého detachmentu nebo pokračují strmě k Moho. Vývoj kontaktu mezi TBO a moldanubikem je interpretován odlišně několika autory. Tollmann (1982) a Franke (1989) na základě přítomnosti JV vergentních vrás v paleozoiku barrandienu předpokládají podsouvání jednotky TBU JV směrem pod moldanubikum a předpokládají kontakt obou jednotek v oblasti „hlinského násunu“. Pitra et al (1994) však interpretuje „hlinský násun“ jako extenzní střížnou zónu. Rajlich (1987, 1988) na základě regionálních vrás SSV trendu ovlivňujících proterozoické vrstvy (Holubec 1968, 1988)

ukloněné směrem ke středočeské střižné zóně a na základě množství minetových žil V-Z směru odvozuje pravostranný strike-slip. Dále popisuje Rajlich (1993) levostrannou transpresi, odvozenou od vrás a násunů kambrických a středně devonských vrstev barrandienu VSV-ZJZ směru a diabasových žil S-J směru, pronikající JV okraj barrandienu. Tím vysvětluje vzájemnou pozici TBU a moldanubika. Zulauf (1994), Zulauf et al. (1996) a Scheuvens et al. (1995a, 1995b) popisují na základě mikrosrukturních dat duktilní normální dislokaci a poklesové pohyby TBU vůči moldanubiku. Hirschmann (1989) a Stettner (1993) předpokládají kaledonskou subdukcii barrandienských bloků (J)Z směrem pod moldanubikum. Toto tvrzení opírají o rostoucí, pravděpodobně tlakově dominující (a tedy spojený se subdukcí) metamorfismus v barrandovském bloku a o výskyty hornin ekvivalentních k horninám TBU v zóně Erbenhof-Vohenstrausse západně od západočeské střižné zóny. Pitra et al. (1999) interpretují kinematiku západočeské střižné zóny na základě mikrostrukturních dat, jako duktilní až částečně křehký zlom s pravostrannými prvky. Na základě pozorování tektonických prvků kataklastické zóny CBSZ interpretovali pohyby během posledních stádií evoluce CBSZ jako křehkou strike-slip zónu s pravostrannými i levostrannými pohyby, přičemž na levostranný pohyb pravděpodobně předcházela pravostranná. Kachlík (1992) na základě odchylek regionální foliace a lineace interpretuje hlavní pohyby CBSZ jako pravděpodobně levostranný strike-slip. Pozdější reaktivace a pravostranný pohyb CBSZ popsali například Rajlich (1988) a Zezulková (1989) na základě V-Z orientace granitických a minetových žil, které jsou starší než žíly diabasové.





1.4. Jednotka Královského Hvozdu

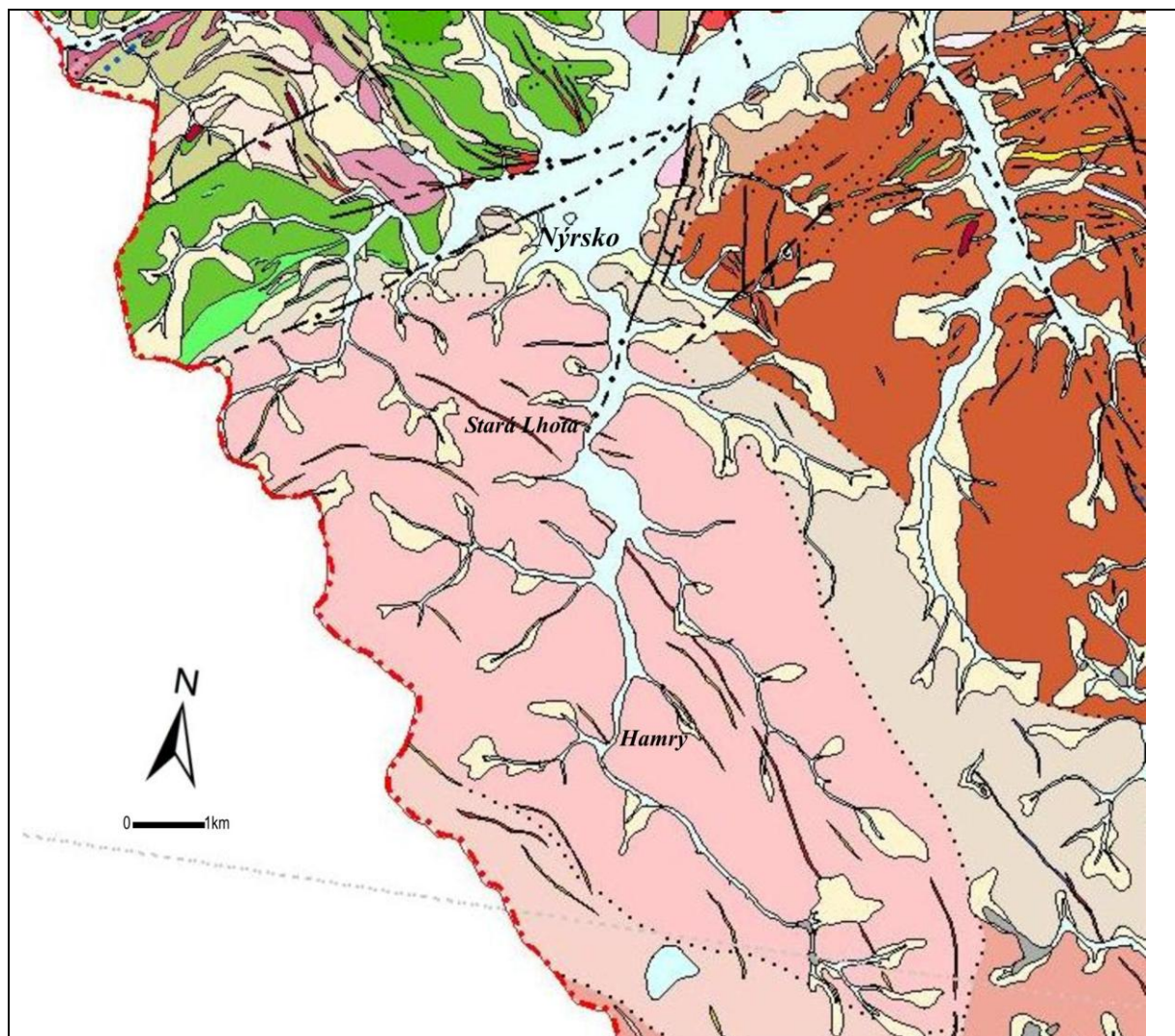
1.4.1. Základní charakteristika a litologie

Jednotka Královského Hvozdu (KHU) tvoří zhruba 20 km dlouhý a 15 km široký pás podél Česko-Německé hranice, mezi Nýrskem a Železnou Rudou. Jednotka KHU je tvořena převážně svory, pararulami s vložkami kvarcitů, aktinolitických břidlic, mramorů, vápenato-silikátových hornin a leukokratních ortorul (obr. 7) (Vejnar 1961, 1991). Metamorfóza jednotky KHU dosahuje středních teplot a tlaků, přičemž mírně narůstá směrem k JZ a k SV. Tento předpoklad je indikován průběhem rozdílných metamorfních izográd, které byly

definovány indexovými minerály jako je granát, staurolit, kyanit, sillimanit a cordierit (Vejnar (1961, 1991)

Hraniční část jednotky TBO (severozápadní hranice jednotky KHU) je tvořena převážně bazickými horninami kdyňského masivu. Nejbliže ke zkoumané oblasti jednotky KHU se nachází tzv. Orlovický pluton, který je tvořen gabry a olivinickými gabronority subbalkického chemismu a tholeiitického charakteru. Na severu je jednotka KHU konvenčně ohraničena středočeským zlomem SV-JZ průběhu, kterým je oddělena od přilehlého kdyňského masivu. Tento úsek je jedinou oblastí, která nebyla ovlivněna a modifikována intruzí středočeského plutonického komplexu. Tato hraniční oblast je tvořena zónami tektonizovaných šupin, patřící jak jednotce KHU, tak jednotce bohemika. V oblasti mezi vrchem Kameňák a předpokládaným průběhem středočeského zlomu je možné sledovat pruh rulových hornin, které nelze jednoznačně geograficky přiřadit ani k jedné z jednotek (Babůrek 2003). Z ostatních stran je jednotka KHU konvenčně ohraničena průběhem sillimanitové izogrady (Vejnar 1961). Z hlediska regionálně-geologického hlediska je KHU klasifikována různě. Buday (1961) zařadil celou jednotku KHU do monotónní série moldanubika, naopak Jenček a Vajner (1968) řadí jednotku zcela mimo moldanubikum. Blümel (1983) přiřazuje bavorskou část jednotky KHU k pestré skupině moldanubika. Urban a Synek (1995) přiřazují celou jednotku KHU na rozdíl od Budaye (1961) k pestré skupině moldanubika.

Litologicky je jednotka KHU poměrně pestrá. Podél předpokládaného průběhu středočeského zlomu se dále nachází těleso fylitů. Toto těleso je tvořeno třemi typy hornin: fylonity, granát-muskovitické fylity a tzv. Rittsteigskými fylity v Německu. JV směrem od výskytu těchto hornin je oblast tvořena převážně muskovit-biotitickými rulami, které makroskopicky připomínají svory. Mikroskopicky tyto horniny mají rulový charakter a používá se pro ně označení svorové ruly. Tyto horniny často obsahují vložky erlánů, zelených břidlic, amfibolitů a několik poloh grafitických mramorů. Poblíž kóty „U Zadních chalup“ se nachází poloha metagranitu. Jižním a jihovýchodním směrem od vrchu Malý Prenet přes Můstek, Pancíř až po masiv Špičáku potom tyto svorové ruly přechází do masivních, granát-biotitických rul s minimálním množstvím erlanových složek. Ruly jsou drobového až pelitického charakteru, s přítomností hojných alumosilikátů (hlavně kyanitu) a až 2mm porfyroblasty granátu. Kyanit tvoří v oblasti Pancíře až několikacentimetrové idiomorfí krystaly, poukazující na pravděpodobnou přítomnost barrovienské metamorfózy. Vzácně jsou krystaly kyanitu obrostlé andalusitem, což dokládá následnou nízkotlakou metamorfózu. Minerální asociace, vzájemné vztahy dílčích horninových komplexů a strukturní charakteristika oblasti naznačuje teplotně progradní metamorfózu za klesajících tlakových



LEGENDA

- nivní sediment (fluviální nečlenené + sedimenty vodních nádrží)
- písčito-hlinitý až hlinito-písčitý sediment (deluviální) (složení pestré)
- pararula až migmatit (složení cordierit sillimanit biotit)
- kvarcit, pararula (složení grafit, grafit)
- svor (složení dvojslídny, +- granát, staurolit, kyanit, andalusit)
- svor (složení dvojslídny, +-granát, andalusit)
- pararula (složení muskovit biotit, biotit, +- sillimanit, granát, cordierit)
- pararula (složení biotit, sillimanit biotit, +- cordierit, muskovit, granát)
- pararula (složení chlorit muskovit, +-granát, sillimanit, biotit)
- pyroxen-amfibolický diorit až amfibolické gabro (složení pyroxen amfibol, amfibol)
- amfibolit
- tonalit (složení biotit amfibol)
- diorit až křemený diorit (složení pyroxen, amfobil, biotit)
- zlom zjištěný
- zlom předpokládaný
- zlom zakrytý

Obr. 7: Geologická mapa české části jednotky KHU a přilehlých jednotek

podmínek. Granát-biotitické ruly a svorové ruly jednotky KHU jsou z východu a severu lemovány sillimanit-biotitickými pararulami moldanubika, převážně pelitického charakteru. Z počátku jsou tyto horniny ještě částečně muskovitické, dále na východ však muskovit ubývá a přibývá projevů migmatitizace. Tyto horniny obsahují pestré vložky amfibolitů, erlánů a mramorů. Jižně od oblasti svorových rul a západně od oblasti s výskytem granát-biotitických rul se nachází pás vlastních svorů jednotky KHU táhnoucích se jižně od masivu Hohen Bogen na německé straně, přes Lomničky, Lovečnou, Ostrý, Jezerní horu a končící v okolí Špičáku zlomem S-J směru. Tato oblast je tvořena převážně středně šupinatými biotit-muskovitickými pelitickými svory s častými vyrostlicemi granátu v jižní polovině území pak s velkými vyrostlicemi andalusitu. Mezi akcesorické minerály patří ilmenit a méně hojný turmalín. Tato oblast je litologicky monotónní, s ojedinělými polohami erlánů a vzácným výskytem amfibolitu andezitického, vápenato-alkalického charakteru V od Lomniček. V od Lovečné se vyskytuje malé těleso ortoruly. U severního okraje se vyskytují kvarcitické ruly s chloritoidem, v jižní části jsou pak až několik desítek metrů mocné polohy kvarcitů, dosahující délky až několika kilometrů. Detailní přehled litologie jednotky KHU je uveden v práci Babúrka (2003).

1.4.2. Přehled názorů na metamorfní a tektonický vývoj jednotky

Profesor mnichovské univerzity George Fischer, který studoval převážně bavorskou stranu KHU nazval tuto jednotku jako „střecha moldanubika“ díky její kontrastně nižší metamorfóze ve vztahu k jednotce moldanubika (George Fischer 1938). Jednotku KHU zvažoval jako část jednotky moldanubika, která byla uchráněna před vyšší metamorfózou, a nepovažoval vznik svorů za produkt retrográdní metamorfózy.

Dalším výzkumem jednotky KHU se zabývá Vejnar (1963), který rozděluje jednotku na dvě souvrství: (i) spodní „drobové“ souvrství, které končí sedimentací spilitových tufů a karbonátových hornin a (ii) svrchní „břidličné“ souvrství obsahující vložky kvarcitů. Z metamorfního hlediska byla jednotka charakterizována Blümelem a Schreyerem (1976, 1977) jako příklad metamorfózy nízkého stupně s nárůstem teploty k jejím okrajovým částem. V rámci jednotky KHU bylo ve směru od S k J rozlišeno 5 metamorfních zón (Blümel a Schreyer 1976, 1977): (i) granátová (s minerálními fázemi granát - muskovit - chlorit), (ii) andalusitová (s výskytem minerálních fází andalusit - granát - muskovit - biotit nebo andalusit - cordierit - biotit a muskovit), (iii) muskovit-sillimanitovou obsahující klíčové fáze sillimanit - biotit - muskovit), (iv) K-živce-sillimanitovou s výskytem K-živce, sillimanitu a biotitu) a

(v) K-živce-cordieritovou s přítomností K-živce, cordieritu, sillimanitu a biotitu). Těchto 5 metamorfních zón je od sebe odděleno průběhem 4 izográd (andalusitové, I. sillimanitové, II. sillimanitové a K-živce-cordieritové). Moderním metamorfním výzkumem české části jednotky KHU se zabýval Vejnar (1991), který definoval 4 metamorfní etapy jejího vývoje: (i) středotlaká definovaná izográdami staurolit - kyanit - sillimanit I, (ii) nízkotlaká progradní s izográdami K-živce a cordierit I, (iii) kontaktní s indexovými minerály andalusitem, cordieritem II a sillimanitem II, (iv) regresní neokrystalizace s indexovými minerály chloritem a muskovitem. Na rozdíl od Blümela a Schreyera (1976, 1977), rozděluje z litostratigrafického hlediska jednotku KHU na dvě formace. Starší formaci, tvořenou drobovými horninami s vložkami grafitických břidlic s pyritem a pyrhotinem, metabazitů a mramorů a mladší formaci se střídáním poloh metapelitů a metapsamitů, spolu s hojnými polohami kvarcitů. Pitra (1996) zkoumáním svorů jednotky KHU a migmatitů přilehlého moldanubika rozlišil dvě fáze metamorfózy. Relativně starší, výštlakou a mladší, nížtlakou. Srovnáním teplotně tlakových podmínek mladší i starší fáze v obou jednotkách (migmatitech moldanubika a svorových horninách KHU), zjistil zaznamenané vyšší teploty i tlaky v obou fázích v migmatitech moldanubika oproti svorovým horninám. Metamorfní vývoj obou těchto jednotek tedy považuje za diachronní. Podle Pitry (1996) došlo k vyvolání dekomprese a částečného tavení násunem migmatitů na svory. Tato událost měla za následek i vznik hlavní foliace svorové série a středotlaké minerální parageneze. Babůrek (2003) ve své práci uvádí, že pro tyto předpoklady nenalezl důkazy. Z časového hlediska se jednotkou KHU zabýval již Fischer (1936), který považoval stáří metasedimentů jednotky KHU za kambro-ordovické. K tomuto závěru došel na základě stratigrafické korelace jednotky KHU s kambriickými horninami okolo Smrčín. Do kambro-ordovických sedimentů byla dále umístěna tělesa granitů. Podle Scheuvense (2002) je petrostrukturní vývoj metapsamitických a metapelitických hornin KHU charakterizován dvěma deformačními stupni. Poslední vývojová etapa měla za následek tvorbu hlavní foliace v oblasti a byla zodpovědná za rychlou exhumaci jednotky KHU do relativně mělkých krustálních úrovní, kde byla jednotka uchráněna před HT přetiskem v období karbonu. Babůrek (2003) na základě zachování středotlakých barrovienských asociací (např. masivu Pancíře), které svědčí pro rychlou exhumaci po dosažení maximálních metamorfních podmínek, částečně souhlasí modelem Zulaufa et al. (1997) a Scheuvense et al. (2000), ve kterém poukazují na rychlou exhumaci a výzdvih moldanubika ihned v období po procesech kontinentální kolize v období svrchního devonu. Babůrek (2003) se však dále domnívá, že exhumace jednotky KHU musela být ještě mnohem

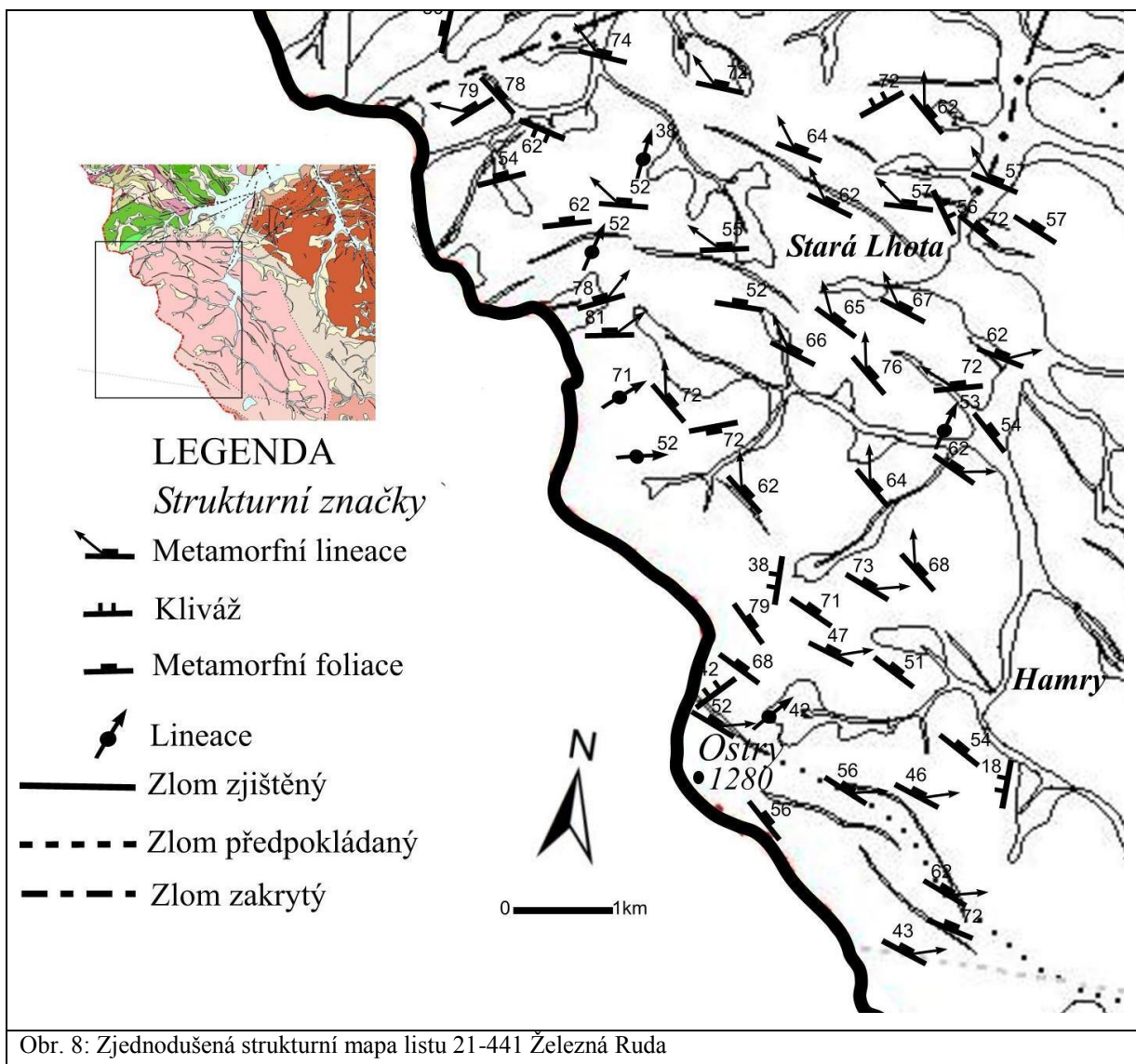
rychlejší, což nedovolilo nástup parciální anatexe jako u hornin moldanubika za sillimanitovou izográdou.

II. část

2.1. Výsledky terénní strukturní analýz

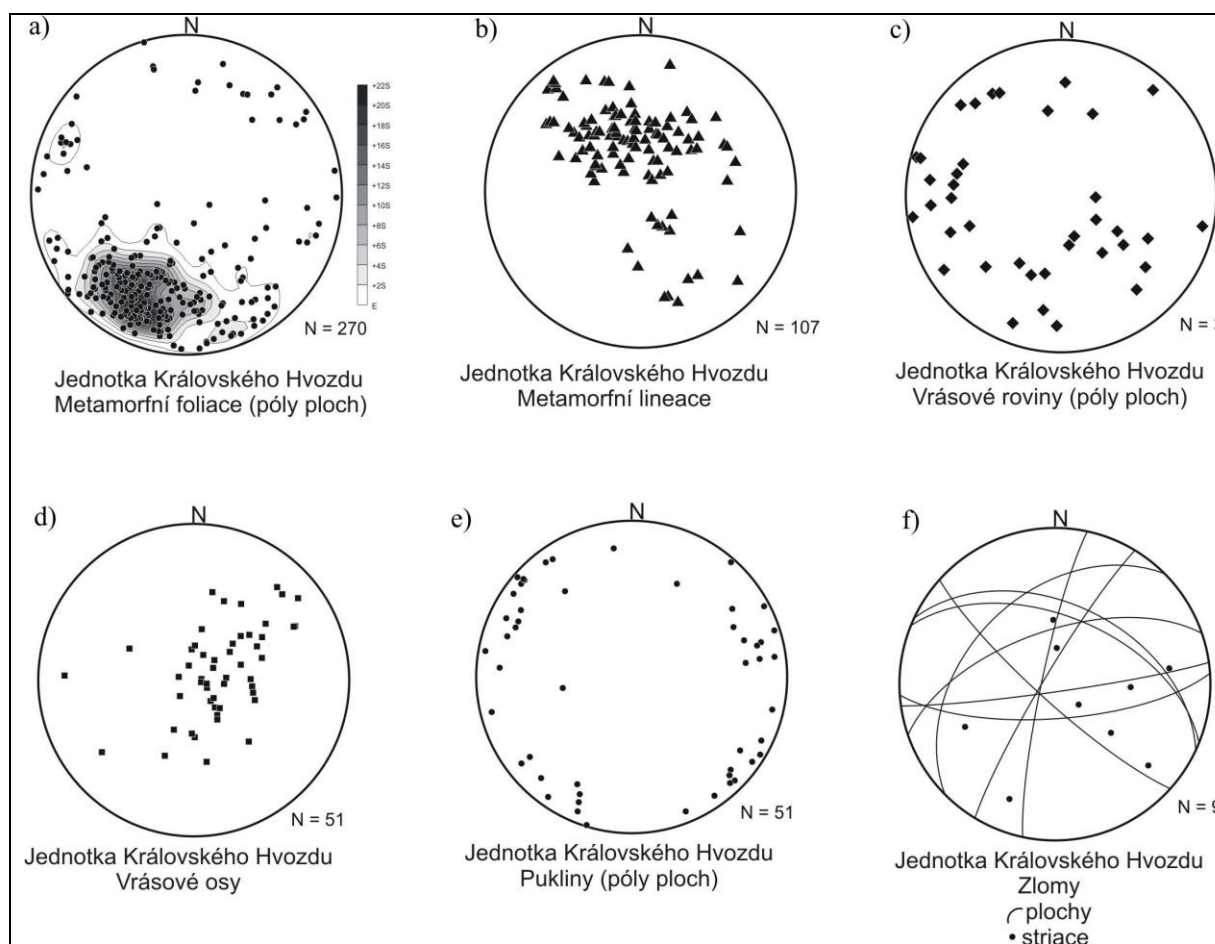
2.1.1. Jednotka Královského Hvozdu

Jedná se o problematickou jednotku s nejednoznačným metamorfním vývojem a příslušností k okolním jednotkám TBO a Moldanubika. V rámci výzkumné části této bakalářské práce byly studovány vnitřní stavby severní části jednotky Královského Hvozdu (KHU), která zahrnuje asi polovinu jejího celkového území. Na území studované části jednotky KHU vystupují tři odlišné litotektonické jednotky. Jedná se o TBO (oblast Domažlického krystalinika), monotónní skupinu Šumavského moldanubika a severní části jednotky Královského Hvozdu. V horninách jednotky KHU můžeme pozorovat různé deformační



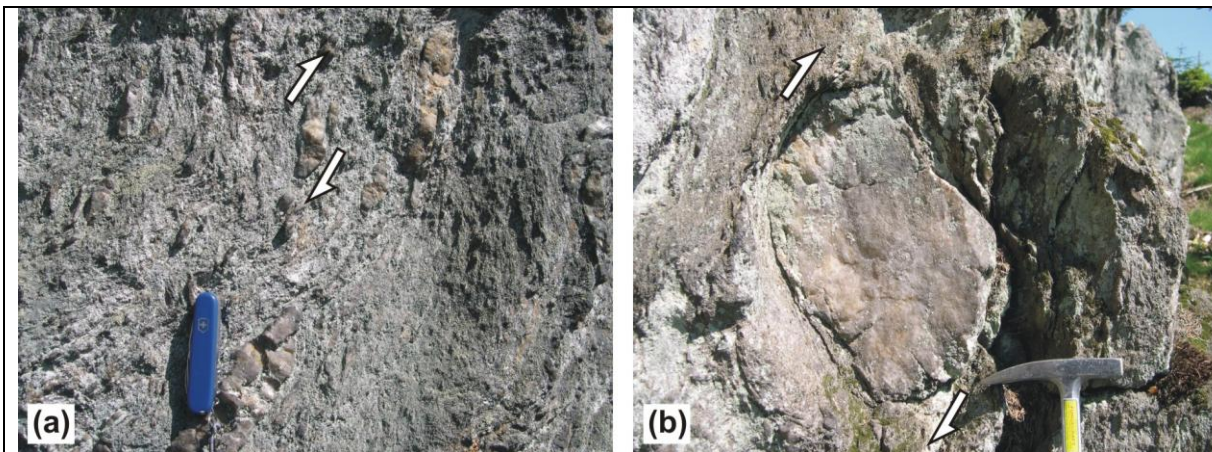
struktury, kterými jsou zejména různé typy metamorfních foliací s asociovanými lineacemi (obr. 8). V oblasti KHU lze na základě orientace struktur a jejich relativních časových vztahů rozlišit dva typy regionálních metamorfních staveb (S_1 a S_2). Relativně starší metamorfní foliace (S_1) (obr. 9a) upadají pod středními až strmými úhly k SSV až SV. V primární orientaci byly tyto stavby pozorovány zejména v jihovýchodní části studovaného území. Směrem k severozápadu se tyto stavby kontinuálně ohýbají a upadají pod středními až strmými úhly k S až SSZ (obr. 8). V severních částech území jsou v rámci staveb S_1 místy pozorovány krenulační vrásy s osami upadajícími pod středními až strmými úhly k SSV a osními rovinami strmého průběhu ve směru SSV-JJZ. Při kontaktu s monotonní jednotkou moldanubika jsou pak tyto struktury vždy paralelní s hranicí a tato metamorfní stavba S_1 definuje rozhraní mezi těmito jednotkami.

Planární stavby S_1 jsou nositeli výrazných lineací charakteru protažení, které převážně upadají pod středními úhly k S až SZ (obr. 9b). V řezu paralelním s měřenými lineacemi byly

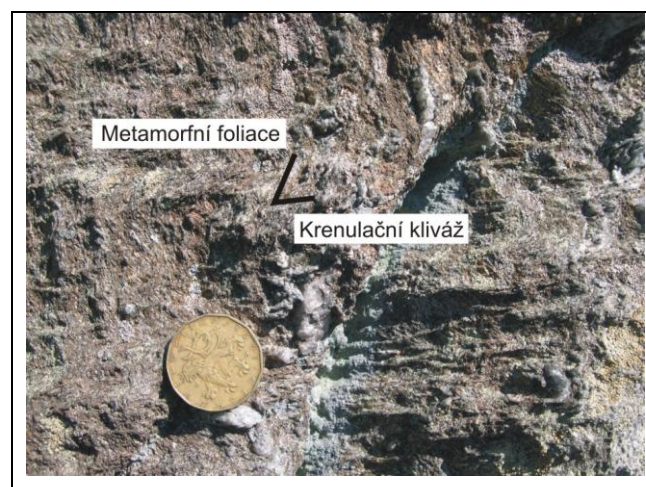


Obr. 9: Orientační diagramy struktur jednotky Královského Hvozdu (projekce na spodní polokouli). (a) Konturový diagram pólů ploch metamorfní foliace. (b) Orientační diagram pólů metamorfních lineací. (c) Orientační diagram pólů ploch vrásových rovin. (d) Orientační diagram vrásových os. (e) Orientační diagram pólů ploch puklin. (f) orientační diagram zlomových ploch (velké oblouky) a striací na zlomových plochách.

systematicky identifikovány indikátory násunové kinematiky (obr. 10a,b). V rámci struktur S_1 lze lokálně pozorovat reliktů starších staveb, které byly zachovány ve formě izoklinálních vrás (obr. 9c,d). V severozápadní části jednotky KHU byly pozorovány penetrativní metamorfní planární stavby (označené jako S_2), které upadají pod strmými úhly k ZSZ nebo VJV a jsou subparalelní s průběhem rozhraní KHU / TBO a regionální metamorfní foliací v okrajových částech jednotky TBO. Asociované metamorfní lineace charakteru protažení agregátů živců a slíd upadají pod středními úhly k ZSZ. Indikátory kinematiky v rámci těchto staveb nebyly v makroskopickém měřítku pozorovány, nicméně stavby S_2 nesou znaky vzájemné superpozice na výše charakterizovanou stavbu S_1 . Stavby S_1 a S_2 jsou pak místy postiženy vývojem syn-metamorfní krenulační kliváže, která upadá pod strmými až středními úhly k ZJZ až SZ (obr. 11).



Obr. 10: (a, b) Asymetrické budiny sekrečního křemene (v XZ řezu paralelním s lineací protažení a kolmém na foliaci) ve svorech jednotky Královského Hvozdu indikující násunovou kinematiku s vergencí k JV; výchoz 500 m JJZ od kóty 1214 Pancíř.



Obr. 11: Superpozice mladší krenulační kliváže na starší metamorfní foliaci ve svorech jednotky Královského Hvozdu; výchoz 350 m JJZ od kóty 1214 Pancíř.

2.1.2. Jihozápadní části Moldanubika

Metamorfnní foliace v monotonní skupině jednotky moldanubika v těsné blízkosti jednotky KHU lze rovněž rozdělit dle vzájemných relativních časových vztahů a orientace na dva typy. Starší strmé metamorfnní foliace (v regionálním pojetí S_1) upadají shodně pod strmými až středními úhly k \sim SSZ až \sim VSV a obsahují dobře vyvinuté metamorfnní lineace, které postupně upadají pod mírnými úhly k SZ až S. Tyto stavby jsou na kontaktu s jednotkou KHU vždy paralelní s metamorfnními foliacemi jednotky KHU a mají také shodný kinematický rámec. Tyto strmé metamorfnní foliace jsou zejména v jihovýchodních částech studovaného území přepracovávány do mladší, ploše až středně ukloněné planární stavby, která upadá pod mírnými až středními úhly k \sim SSZ až \sim JV směru. Tyto foliace mají ve středních částech jednotky charakter krenulační kliváže, intenzita přepracování starších staveb S_1 roste směrem k JV, kde krenulační kliváž nabývá penetrativního charakteru a výrazně transponuje starší stavby. Lineace protažení asociovaná s mladší foliací je orientována po spádnicí foliace (Obr. 4a) a nejčastěji upadá pod mírnými úhly k JV. Její intenzita roste také směrem k JV. Asociované krenulační vrásy mají osní roviny rovnoběžné s mladší foliací, osy vrás pak subparalelní s orientací příslušných lineací.

2.1.3. Jihovýchodní části Tepelsko-Barrandienské oblasti (DK)

Mezi dominantní stavby jednotky TBO v blízkosti kontaktu s jednotkou KHU patří strmé metamorfnní foliace \sim SV-JZ směru. Tyto stavby obsahují reliktní středně až strmě ukloněné metamorfnní foliace \sim SZ-JV směru a jsou přibližně kolmé na průběh regionálních staveb v jednotce KHU.

2.1.4. Prvky křehké tektoniky

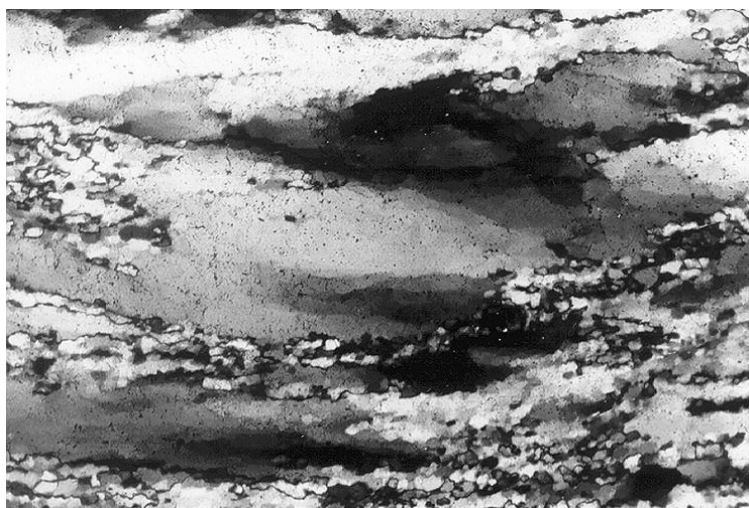
Křehké struktury v jednotce KHU jsou dominantně zastoupeny hlavně extenzními puklinami převážně \sim SV-JZ směru (obr. 9e). Zlomy v této oblasti jsou zastoupeny dvěma systémy orientovanými \sim SZ-JV a \sim SV-JZ (obr. 9f). Lineace na plochách zlomů jsou převážně mírně až středně ukloněné. Zlomy SV-JZ směru reprezentují pravostranné horizontální posuny, zlomy SZ-JV šikmé pravostranné horizontální posuny nebo šikmé poklesy.

2.2. Mikrostrukturní analýza ortorul jednotky KHU

2.2.1. Deformační mechanismy a základní typy mikrostruktur

Vznik deformací hornin je ovlivňován fyzikálními procesy, které se odehrávají pod zemským povrchem za různých teplot a tlaků, v závislosti na jejich vlastnostech (mineralogické složení, přítomnosti intragranulárních fluid, velikosti jednotlivých zrn, mřížková přednostní prostorová orientace, porozita a další). V mikroskopickém měřítku, příslušné porušení jednotlivých minerálních agregátů označujeme jako intrakrystalové deformační struktury, které vytvářejí základní typy deformačních mikrostruktur (Passchier a Trouw 2005; Stünitz and Gerald 1993). Dynamická rekrystalizace je děj, který se odehrává na hranici dvou deformovaných zrn minerálu, přičemž každé ze zrn má jinou hustotu dislokací, zrna s vyšší hustotou dislokací se snadněji uzpůsobují krystalové mřížce zrn s nižší hustotou dislokací. Atomy u hranice zrn s vyšší hustotou dislokací se snadněji přemísťují, což má za následek růst zrn s nižší hustotou dislokací, dochází tak ke změně velikosti, tvaru a orientace zrn. V závislosti na teplotě a rychlosti deformace, lze vyčlenit tři základní typy dynamické rekrystalizace: (i) vydouvání (bulging; BLG), (ii) rotace subzrn (subgrain rotation recrystallization; SGR) a vysokoteplotní migrace hranic zrn (High-temperature grain boundary migration; GBM).

(i) BLG rekrystalizace se odehrává lokálně na hranicích zrn za nízkých teplotních podmínek. Dochází při ní k vydutí hranice zrna s nízkou hustotou dislokací do zrna s vysokou hustotou dislokací, přičemž dojde k vytvoření nového menšího zrna uvnitř zrna staršího, které často vykazuje fraktury, deformační lamely a undulózní zhášení (obr. 12). Tento proces je znám jako nízkoteplotní migrace hranic zrn nebo také bulging (BLG) rekrystalizace (Baily a Hirsch 1962; Drury et al. 1985; Shigematsu 1999; Stipp et al. 2002) Relikty starých zrn bývají v tomto případě často zcela obklopeny novými menšími zrny. „Vyboulení“ mohou být separována z hostitelského zrna ve formě malých nezávislých novotvořených zrn formováním hranic subzrn, které se vyvíjejí na hranicích zrn (Means 1981; Urai et al. 1986) nebo migrací



hranic zrn (Tungatt a Humhreys 1984; Stipp et al. 2002). Tento typ rekrystalizace nastává převážně na hranicích starých zrn nebo na trojných stycích zrn.

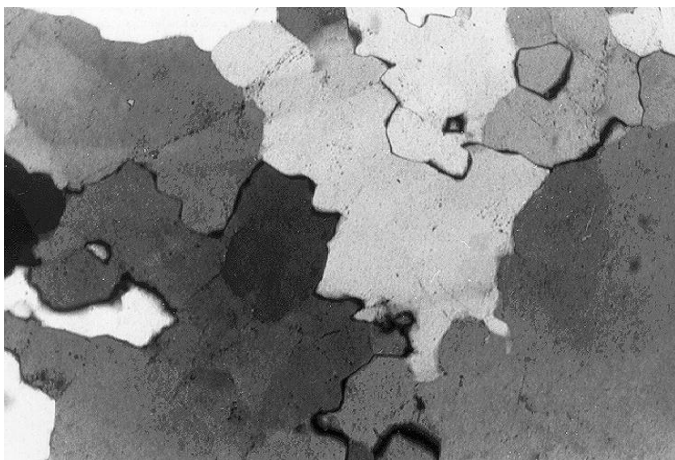
Obr. 12
Mikrostruktura dynamicky rekrystalovaného křemene, která byla formována mechanismem BLG. Passchier and Trouw 2005



Obr. 13
Typická struktura dynamicky
rekrytalovaného křemene
formovaná mechanismem rotace
subzrn (SGR Passchier and Trouw
2005).

(ii) k SGR rekrytalizaci (rotaci subzrn), dochází během progresivní deformace zrn. Během tohoto procesu dislokace kontinuálně přecházejí do okrajů subzrn. Přitom dochází k vývoji hranic zrn s vysokými úhly a tím tedy ke vzniku nových zrn. Stará zrna bývají často duktilně deformována a prodloužena, nebo zaujímají tvar pásu s velkým množstvím subzrn. Během rekrytalizace se v některých případech zvětší úhel mezi krystalovou mřížkou na obou stranách hranic subzrn natolik, že subzrna nemohou být dále klasifikována jako součásti stejného zrna. Nové zrn bylo vyvinuto progresivní misorientací subzrn nebo jejich rotací (obr. 13). Tento proces je znám jako rotační rekrytalizace zrn, nebo zkráceně SGR rekrytalizace. Tento proces obecně nastává za vyšších teplotních podmínek než BLG rekrytalizace.

(iii) GBM rekrytalizace (vysokoteplotní migrace hranic zrn) je relativně vysokoteplotní proces. S rostoucí teplotou, roste mobilita hranic zrn a dochází k přemísťování hmoty, dislokací a hranic zrn. Nově tvořené hranice mají lalokovitý tvar a velkou variabilitu tvarů (obr. 14). Odlišení nových zrn od reliktních zrn starých, bývá komplikované. Za vysokých teplotních podmínek, mají zrna amébovitý tvar a přestávají vykazovat undulózní zřášení. Novotvořená zrna mají tendenci být větší než koexistující subzrna.



Obr. 14
Polykrystalický křemen
s nepravidelnými hranicemi zrn. Vznik
mikrostruktury odpovídá mechanismu
migrace hranic zrn (GBM Passchier and
Trouw 2005).

2.2.2. Deformační mikrostruktury hlavních horninotvorných minerálů

(i) Živce

Deformační mechanismy živců jsou silně závislé na metamorfních podmínkách. Při teplotních podmínkách pod 400°C je deformace živců charakteristická křehkou frakturací a kataklastickým tokem. Struktury v kataklazitech jsou převážně ostrohrané fragmenty zrn se širokým rozsahem velikosti zrn. Fragmenty zrn ukazují silnou intrakrystalinní deformaci. U zrn je typická častá přítomnost undulózního zhášení a subzrn s nejasnými hranicemi. Pro plagioklasy je podstatné deformační dvojčatění podle albitového a periklinového zákona. Při teplotách mezi 400-500°C probíhá v zrnech převážně mikrofrakturace. Za těchto podmínek mohou být v zrnech přítomny deformační pásy, kink bandy, undulózní zhášení a deformační dvojčata. V K-živcích se objevuje perthit. Při vyšších teplotách (500-600°C) dochází k podstatné rekrystalizaci, hlavně na okrajích živců. Rekrystalizace za těchto podmínek je převážně typu BLG s nukleací a růstem nových zrn. Toto je viditelné hlavně na okrajích jemnozrných živců s ostrou hranicí okolo jader starých zrn. Hojné jsou pásy zalomení (kink-bands) Pokud jsou přítomny velké kink bandy, mají neostré hranice. Frakturace za těchto podmínek začíná postupně ubývat. Rekrystalizovaná zrna jsou převážně jemnozrná. Směrem do vyšších teplotních podmínek začíná ubývat zdvojitých zrn a přibývá myrmekitu na hranicích živcových porfyroblastů, hlavně podél krystalových ploch paralelních s foliací. Při teplotách nad 600°C dochází převážně k rekrystalizaci SGR a BLG typu. Hojný je myrmekit podél foliačních rovin, core-and-mantle struktury. Dochází k hojnému vytváření subzrn.

(ii) Slídy

Hlavními deformačními mechanismy ve slídách jsou skluzy. Uchovávají v sobě důkazy pro pressure solution, frakturaci, vrásnění kinking. Běžné pro slídy je undulózní zhášení. Za středních a vysokých metamorfních podmínek se u slíd začíná vyskytovat GBM rekrystalizace (Bell 1998). Biotit v křehkých doménách může poukazovat na kinking. Duktilní deformace biotitu začíná za podmínek nad 250°C na rozdíl od muskovitu, který je více odolný proti deformaci. Muskovit z toho důvodu často utváří tzv. slídové ryby uvnitř mylonitů.

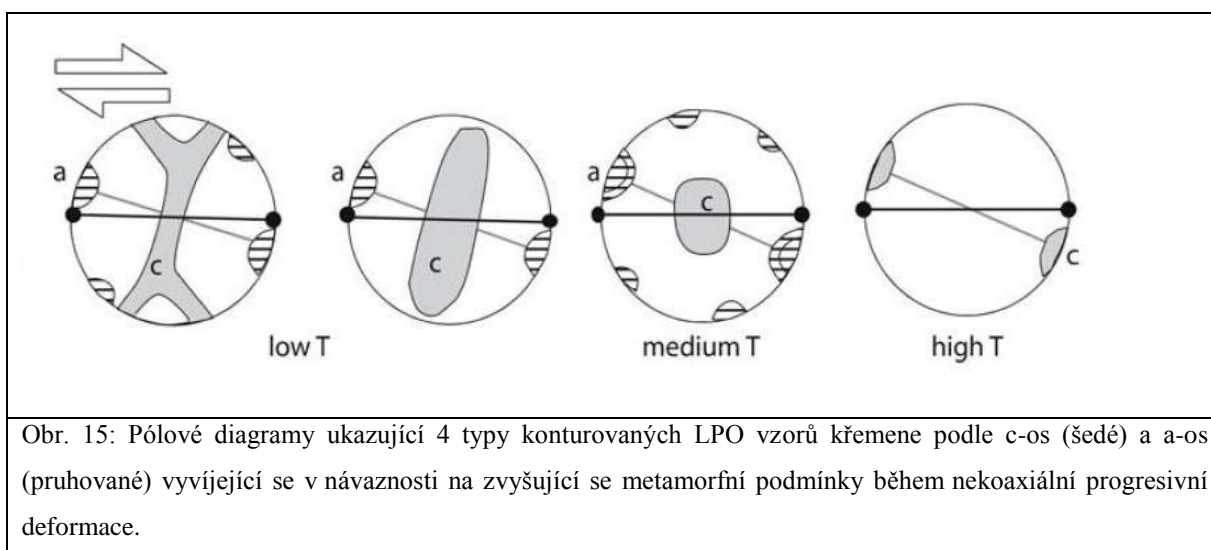
(iii) Křemen

Při deformaci křemene za velmi nízkých teplotních podmínek (pod 300°C), dochází převážně ke křehké frakturaci, tlakové rozpouštění a přenosu roztoku materiálu. Pro tyto podmínky jsou charakteristické fraktury uvnitř zrn, undulózní zhášení, king bandy (Nishikawa a Takeshita 1999) a běžné jsou vyhojené struktury. Při teplotních podmínkách mezi 300-400°C hrají důležitou roli skluzu (klouzavé pohyby) a tečení (creep) dislokací. Struktury za těchto podmínek jsou převážně nepravidelné, za vyšších s undulózním zhášením a deformačními lamelami. Hlavním typem rekrystalizace v těchto podmínkách je BLG rekrystalizace. Za středních teplotních podmínek (400-500°C) je se stává dominantním procesem tečení dislokací (dislocation creep). Převažující rekrystalizací za těchto podmínek je typ SGR (Lloyd a Freeman 1994; Stipp et al. 2002). Charakteristické jsou zploštělé staré krystaly, které však bývají z velké části nahrazeny rekrystalovaným materiálem. Při kombinaci SGR a GBM rekrystalizací dochází k vyvinutí šikmé foliace. Během vysokoteplotních podmínek (500-700°C) mají hranice zrn převážně laločnatý tvar. Za nižších teplotních podmínek v tomto rozsahu dochází k běžné migraci mikrostruktur. Při teplotách nad 700°C dochází k rapidní rekrystalizaci a nahrazování starého materiálu novým. Hranice zrn mají laločnatý nebo amébovitý tvar. Za těchto vysokých teplotních podmínek se také objevují subzrna přibližně kruhového tvaru, známé jako tzv. šachovnicová subzrna.

Deformace u křemenných i živcových zrn probíhá za velmi nízkých metamorfních podmínek křehkou frakturací, přičemž živcová zrna se, nejspíše díky štěpným plochám snižujících jejich pevnost, deformují snáze než zrna křemenná. Se zvyšujícími se metamorfními podmínkami se křemen začíná deformovat duktilněji, dislokačními skluzu. Živcová zrna se deformují stále frakturací a mohou tvořit tzv. core-and-mantle struktury, v jejichž jádrech jsou důkazy křehké deformace a vykazují undulózní zhášení. Křemenné agregáty jsou protáhovány do pásků, které mohou obalovat živcová zrna. Během středních až vysokých metamorfních podmínek se často vytváří monominerální nebo polyminerální pásy vzniklé protažením krystalů a agregátů nebo slučováním jednotlivých zrn. Horniny díky tomuto dostávají makroskopicky pozorovatelný páskovaný charakter. Křemenná i živcová zrna se za těchto podmínek deformují dislocation creep, difuzí a dochází k rekrystalizaci. Při vysokých metamorfních podmínkách dochází k silnému zakřivení hranic mezi zrny křemene a živců. Tyto hranice mají ostrohranný, laločnatý či amébovitý tvar.

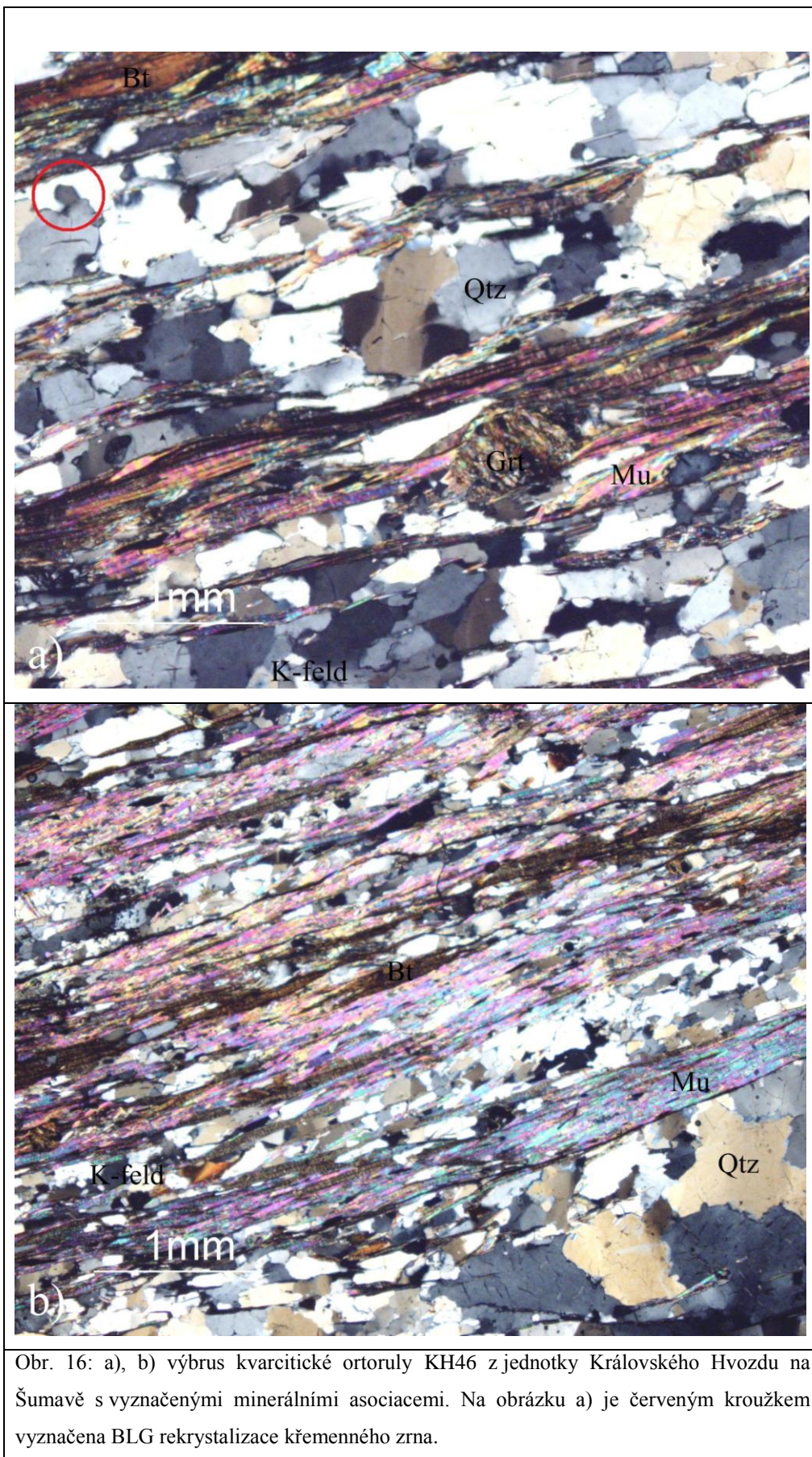
Za vznik LPO (přednostní orientace mřížky) u křemenných zrn, je zodpovědný z velké části dislokační creep, který má za následek změnu tvaru krystalů a díky interakci zrn s okolními krystaly, může docházet k jejich rotaci v závislosti na roztahování os hromadného toku. Pokud dochází k deformaci horniny, ve které mají agregáty náhodnou orientaci, tak tato

deformace má za následek usměrnění zrn do přednostní orientace. LPO vzory jsou rozdílné v závislosti na koaxiální nebo nekoaxiální deformaci. Deformace skluzu může probíhat ve směru osy c nebo osy a. Deformace podle osy c, bývá častěji zobrazována, z důvodu menších nároků na vybavení potřebného pro její pozorování. Vzory typické pro koaxiální deformaci podle osy c, jsou nejčastěji zkřížené pásky rozdělené na dva typy: a) zkřížené pásky Typu I (malé kruhové pásky propojené centrálním páskem); b) zkřížené pásky Typu II, při nekoaxiální deformaci jsou zkřížené pásky asymetrické, nebo se objevují pásky jednotlivé, inklinující ke směru foliace a lineace (obr. 15). Skluzy v křemenných krystalech, jsou řízeny bazální, prismatickou a rombickou rovinou. Za nízkých teplotních podmínek, dochází převážně k bazálnímu skluzu podle osy a. Pásky v tomto případě tvoří velké shluky na okraji u osy c. Se zvyšující se teplotou, přechází deformace k prismatickým skluzům podle osy a (Wilson 1975; Bouchez 1977; Lister and Dornsiepen 1982; Law 1990). Shluky pásků pak mají maxima okolo osy y. Za vysokoteplotních podmínek potom dochází z velké části k prismatickým skluzům podle osy c (Lister and Dornsiepen 1982; Blumenfeld et al. 1985; Mainprice et al. 1986) a osa c je subparalelní s atraktantem.



2.2.3. Mikrostrukturní charakteristika kvarcitické ruly

Pozorování mikrostrukturních staveb hornin jednotky KHU bylo prováděno na výbrusu vzorku kvarcitické ortoruly KH46 z dané oblasti. Hornina se vyznačuje střednězrnnou stavbou. Hlavními minerály zastoupenými v hornině jsou křemen, živce (s převahou ortoklasu), ze slíd jsou to biotit a muskovit (obr. 16a,b). Dále jsou v menší míře zastoupena zrna rotovaných granátů. Anhedrální zrna křemene dosahují velikosti cca 1mm a vykazují undulózní zhášení a přednostní prostorovou orientaci. Hranice zrn jsou



Obr. 16: a), b) výbrus kvarcitickej ortoruly KH46 z jednotky Královského Hvozdu na Šumavě s vyznačenými minerálnymi asociáciami. Na obrázku a) je červeným kružkom vyznačena BLG rekrystalizácie kremenného zrna.

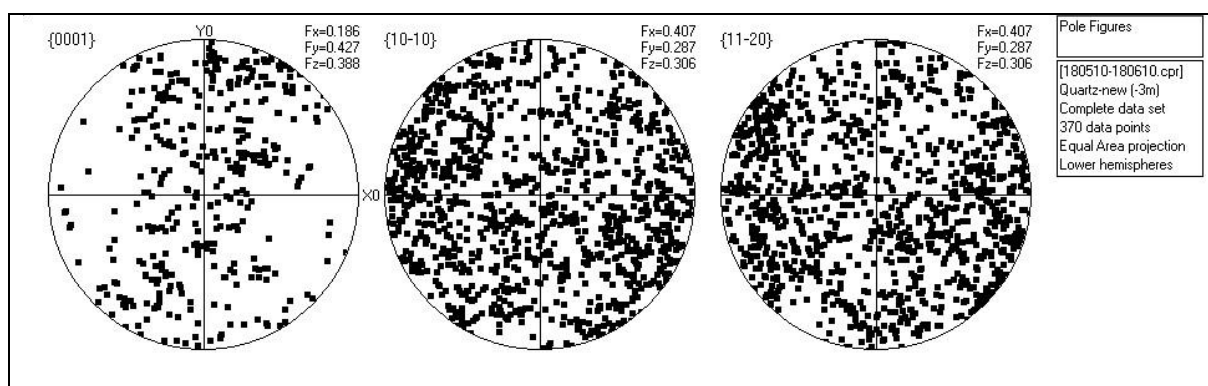
ostrohrané. Na některých zrnech křemene je možné pozorovat BLG rekrystalizaci (obr. 16a), neboli vydutí hranice zrna s nízkou hustotou dislokací do zrna s vysokou hustotou dislokací za vzniku nového menšího zrna uvnitř zrna staršího. Hornina dále obsahuje undulózně zhášející anhedrální zrna živců dosahujících velikosti (~ 0,1-0,2mm). V případě živců převažuje ortoklas nad plagioklasem. Hnědý biotit spolu s muskovitem, který vykazuje pestré interferenční barvy, jsou ve vzorku soustřeďovány do deformačních pásků či protažených agregátů s hladkými okraji jednotlivých zrn, které nabývají mocností (~ 0,1-1mm). Tyto pásy rekrystalizovaných slíd místy obsahují rotované granáty velikost (~ 0,5 - 0,7mm), které v sobě uzavírají velké množství inkluzí muskovitu a biotitu. Pásy slíd se nepravidelně střídají s pásy tvořenými majoritně zrny křemene a v menší míře drobnějšími zrny živců a tvoří tak kompoziční páskování horniny. Tyto pásy dosahují mocností (~ 0,1-1,5mm). Z hlediska metamorfických podmínek poukazuje přítomnost BLG rekrystalizace, na nízké teplotní podmínky (~300-400°C) rekrystalizace zrn. Ostré až mírně zaoblené hranice zrn mezi minerály poukazují rovněž na nízké teplotní podmínky rekrystalizace.

2.2.4. Výsledky analýzy EBSD

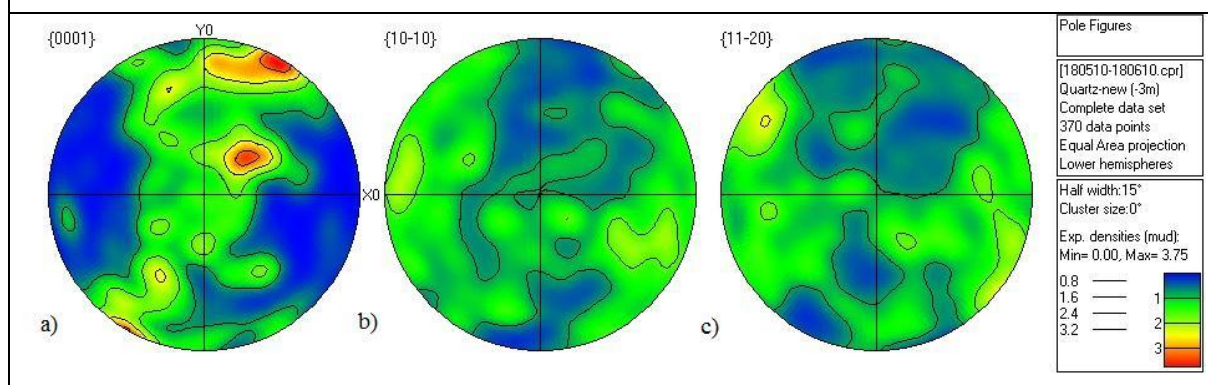
Princip metody EBSD (difrakce zpětně odražených elektronů), je založen na zobrazení difrakčních vzorů vzniklých difrakcí elektronového paprsku, dopadajícího na vzorek, na mřížkových rovinách. Při dopadu paprsku urychlených primárních elektronů na vzorek, může dojít k několika možným interakcím. Méně energeticky náročnou interakcí, je elastický rozptyl, při kterém elektrony ztrácí pouze malou část energie, při neelastickém rozptylu pak elektrony ztrácí podstatnou část své energie. Úhel rozptylu elektronů se zmenšuje spolu se vzdáleností průchodu elektronu od jádra. Parametry primárního elektronového paprsku jsou nastaveny tak, aby individuální elektrony dopadaly do všech možných vzdáleností od jádra atomu minerálu a výsledný soubor rozptýlených elektronů byl všesměrný. Ve trojrozměrném obraze, tvoří trajektorie elektronů, splňující Braggovy podmínky, dva kužely. Intenzita difrakce je závislá na druhu atomů tvořících mřížkovou rovinu. Zpětně odražené rozptýlené elektrony tvoří difrakční vzory, které jsou zobrazovány na fosforovém filtru a jejich charakter a orientaci lze pak snímat kamerou. Obrazy získané touto kamerou jsou tzv. „Kikuchiho pásy“, které jsou pro různé minerály, díky jejich rozdílným mřížkovým parametrům, různé. Na základě naindexování krystalografických orientací za pomoci EBSD vzorku známého materiálu, pak lze identifikovat přednostní prostorové orientace zrn zkoumaného vzorku. Porovnávání Kikuchiho pásů vzorku s databází pásů indexového minerálů probíhá

automaticky s pomocí softwaru Channel 5, který na základě toho vyhodnocuje krystalografickou orientaci minerálů.

Na vzorku kvarcitické ortoruly KH46 z jednotky KHU bylo z orientovaného výbrusového preparátu (v řezu kolmém na průběh metamorfní foliace a paralelním ve směru měřené lineace) provedeno celkem 370 měření přednostní orientace mřížky anhedrálních, částečně rekrystalizovaných křemenných zrn (obr. 17a,b,c). Jedná se o přednostní prostorové orientace jednotlivých krystalografických os. Tato data byla zobrazena ve formě plochojevné projekce na spodní polokouli, kde V-Z směr reprezentuje rovinu foliace a je paralelní s orientací lineace. Jednotlivá měření byla konturována, hustotní škála kontur je znázorněna na obr. 18). Diagram a) zobrazuje projekci krystalografických c – os {0001}, diagramy 17b) a 17c) potom projekci krystalografických a – os {10-10}, {11-20}. Vzory v diagramu 17a) mají hlavní maxima na periferii diagramu poblíž osy Y a v blízkosti jeho středu. Tyto vzory se nejvíce přibližují zkříženým páskům Typu I (dva kruhové pásy na periferii diagramu spojené jedním centrálním pásem). Hlavní maxima diagramů 17b) a 17c) (zobrazení podle a-os) se nachází na



Obr. 17: Diagramy měření přednostních orientací mřížky křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46) z jednotky KHU získané pomocí metody EBSD



Obr. 18: Konturované diagramy zobrazující přednostní prostorové orientace krystalografických os křemenných zrn na vzorku kvarcitické ortoruly (vzorek KH46) z jednotky KHU získané pomocí metody EBSD. Diagram a) zobrazuje projekci krystalografických c – os {0001}, diagramy b) a c) potom projekci krystalografických a – os {10-10}, {11-20}

periferii diagramu a mají dvě hlavní centra poblíž osy X. Vzory nekoaxiální deformace tohoto typu poukazují na nízké teplotní podmínky (~300-400°C). Maxima na periferii a blízko středu diagramu 17a) poukazují na deformaci za pomoci kombinace bazálních a prizmatických <a> skluzů, které jsou aktivní za nižších teplot (okolo 350°C). Externí asymetrie maxima na periferii u osy Y a interní asymetrie blízko středu diagramu 17a) ve vztahu k S_r indikuje pravděpodobný dextrální stříh.

2.3. Diskuze a závěry

Zájmová oblast zahrnuje širší spektrum výše metamorfovaných hornin tří různých litotektonických jednotek (moldanubikum, jednotka Královského Hvozdu a okrajové části Domažlického krystalinika náležící TBO), jejichž geneze je spjata s geodynamickým vývojem různých částí variského orogenního pásma. Tektonický vývoj hornin je tedy polyfázový a spadá pravděpodobně do období relativně mladší etapy vývoje variského orogénu (do období spodního karbonu v rozmezí 340–325 Ma). V první fázi se jedná o sv.-jz. metamorfní stavby, které směrem k JZ do oblasti bavorského moldanubika nabývají na intenzitě. V případě studované oblasti tyto stavby obsahují strmé lineace a prokazatelné indikátory násunové kinematiky. Na základě dokumentovaných struktur lze interpretovat mechanismus juxtapozice odlišných tektonometamorfních jednotek Královského Hvozdu a monotónní skupiny moldanubika jako výsledek násunu s vergencí převážně k JJV. Mikrostrukturní záznam této regionální stavby odpovídá aktivitě deformačního mechanismu bulgingu (BLG), aktivitě kombinaci bazálního a rombického <a> skluzu v agregátech křemene. Tento deformační záznam odpovídá podmínkám relativně nižších až středních teplot za vyšších rychlostí deformace. Asymetrie průmětů příslušných krystalografických c os {0001} křemene dále ukazuje na násunovou kinematiku ve směru měřených lineací. Tyto pozorování jsou shodné s interpretací regionální SZ-JV orientované transpresní zóny, která řeší vztahy České a Bavorské části moldanubika (např. Kalt et al. 1999; Verner et al. 2009). Mírně problematický zůstává vztah druhých identifikovaných staveb SSV-JJZ průběhu (S_2), které byly identifikovány v jednotkách KHU a TBO a to v okolí jejich hranice. Pravděpodobně se jedná o relativně mladší stavby, které odráží relativní pokles jednotky KHU vůči komplexu monotónní skupiny moldanubika a jednotky KHU, tak jak bylo v minulosti interpretováno Zulaufem et al. (2008). V součinnosti s touto etapou vývoje byla jednotka KHU postižena nepenetrativní krenulační kliváží, jejíž plochy jsou subparalelní orientace ve vztahu k metamorfní foliaci S_2 . Poslední deformační fází je subvertikální zkrácení všech již

juxtaponovaných jednotek a tvorba syn-metamorfnní krenulační kliváže S₂, která je mírně až středně ukloněná k SV. Tyto stavby nabývají na intenzitě směrem k JV. Během závěrečných fází výzdvihu hornin a jejich chladnutí dochází k lokalizaci deformace a přechodu od duktilního ke křehkému chování. Jedná se zejména o střižné zóny a zlomové struktury sz.-jv. směru, které geneticky souvisí s pravostranným horizontálním posunem podél shodně orientovaných zón v Bavorské části moldanubika. Tento event byl spojen s projevy lokální extenze, umístěním SSV-JJZ orientovaných žil leukokratních granitoidů a tvorbou shodně orientovaných střižných a extenzních puklin.

Reference:

Artmann E., Bues C., Scheuven D., Zulauf G. (2003): Zur tektonometamorphen Entwicklung der Zentralböhmischescherzone zwischen Svatá Kateřina und Rittsteig unter besonderer Berücksichtigung der Forschungsbohrung Rittsteig (Böhmische Masse). Geol Bavarica 107: 63–94.

Babůrek J. (2003): Polymetamorfnní vývoj jednotky Královského Hvozdu - Disertační práce, Ústav geologických věd, PřF, Masarykova Univerzita, Brno.

Baily J.E., Hirsch P.B. (1962): The recrystallization process in some polycrystalline metals. Proceedings of the Royal Society of London A 267: 11–30.

Bell T.H., Hickey K.A., Upton G.J.G. (1998): Distinguishing and correlating multiple phases of metamorphism across a multiply deformed region using the axes of spiral, staircase and sigmoidal inclusion trails in garnet. J Metam Geol 16: 767–794.

Blümel P. (1983): The western margin of the Bohemian Massif in Bavaria. Fortschr. Miner. Bd. 61, 2: 171-195, Stuttgart.

Blümel P., Schreyer W. (1976): Progressive regional low-pressure metamorphism in Moldanubian metapelites of the northern Bavarian Forest, Germany. Krystalinikum, 12: 7-30, Praha.

Blümel P., Schreyer W. (1977): Phase relations in pelitic and psammitic gneisses of the

sillimanite-potash feldspar and cordierite-potash feldspar zones in the Moldanubicum of the Lam-Bodenmais area, Bavaria. *J. Petrology*, 18: 431-459, Oxford.

Blumenfeld P., Mainprice D., Bouchez J.L. (1985): Glissement de direction dominant dans le quartz de filons de granite, cisailés en conditions sub-solidus (Vosges, France). *CR Acad Sci, Sér II 301*: 1303–1308.

Bouchez J.L. (1977): Plastic deformation of quartzites at low temperatures in an area of natural strain gradient. *Tectonophysics* 39: 25–50.

Buday T. et al (1961): *Tektonický vývoj Československa*. 254 p., ÚÚG, Praha.

Bues C., Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G. (2002): Emplacement depth and radiometric ages of Paleozoic plutons of the Neukirchen-Kdyně massif: differential uplift and exhumation of Cadomian basement due to Carboniferous orogenic collapse (Bohemian Massif). *Tectonophysics* 352: 225–243.

Bues C., Zulauf G. (2000): Microstructural evolution and geologic significance of garnet pyriclasites in the Hoher-Bogen shear zone (Bohemian Massif, Germany). *Int J Earth Sci* 88: 803–813.

Dörr W., Fiala J., Vejnar Z., Zulauf G. (1998): U–Pb zircon ages and structural development of metagranitoids of the Teplá crystalline complex—evidence for pervasive Cambrian plutonism within the Bohemian massif (Czech Republic). *Geol Rundsch* 87: 135–149.

Dörr W., Zulauf G. (2008): Elevator tectonics and orogenic collapse of a Tibetan-style plateau in the European Variscides: the role of the Bohemian shear zone. *J Earth Sci (Geol Rundsch)*.

Drury M.R., Humphreys F.J., White S.H. (1985): Large strain deformation studies using polycrystalline magnesium as a rock analogue. Part II: dynamic recrystallization mechanisms at high temperatures. *Phys Earth Planet In* 40: 208–222.

Fischer G. (1938): *Über das Grundgebirge der Bayerischen Ostmark: Die Gneise nördlich des*

Bayerischen Pfhales. - Jb. Preus Geol. Landesant., 59: 289-352, Berlin.

Franke W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe: current ideas and open questions. *Tectonophysics* 797 169: 221–228.

Hirschmann D. (1989): Die Bedeutung des Bohemikums für die KTB-lokation. *KTB-report* 89-3, 354.

Holub F., Cocherie A., Rossi Ph. (1997): Radiometric dating of granitic rocks from the Central Bohemian Plutonic Complex (Czech Republic): constraints on the chronology of thermal and tectonic events along the Moldanubian–Barrandian boundary. *C R Académie des Sciences Paris, Sciences de la terre et des planetes. Earth Planet Sci* 325: 19–26.

Holubec J. (1968): Structural development of the geosynclinal Proterozoic and its relation to the deeper zones of earths crust (Central European domain). *Rozpravy cs. Akademie Ved, Rada M PrV* 78(8), 1-77.

Holubec J. (1988): Lithostratigraphic subdivision and Technics of the upper Proterozoic in the Teplá-Barrandian domain. In: Zoubek V., Cogné J., Kozhoukharov D., Krěutner H. G. (eds) *Precambrian in younger fold belts: European Variscides, The Carpatians and Balkans*. John Wiley and sons, Chichester, International Geological Correlation Programme 22, 80-85.

Kachlík V. (1992): Lithostratigraphy, paleogeography and metamorphism of roof pendants in the NE part of the Central Bohemian Pluton. Unpublished PhD thesis (in Czech), Charles University, Prague

Kalt A., Berger A., Blümel P. (1999): Metamorphic evolution of cordierite-bearing migmatites from the Bayerischer Wald (Variscan Belt, Germany). *J Petrol* 40:601–627. doi:10.1093/petrology/40.4.601

Kreuzer H., Vejnar Z., Schüssler U., Okrusch M., Seidel E. (1992): K–Ar dating on the Teplá–Domažlice Zone at the western margin of the Bohemian Massif. *Proceedings of the first international conference on the Bohemian Massif, 269-1101988, Prague, pp 168–175.*

Law R.D. (1990): Crystallographic fabrics: a selective review of their applications to research in structural geology. In: Knipe R.J., Rutter E.H. (eds) Deformation mechanisms, rheology and tectonics. Geol Soc Spec Publ 54: 335–352.

Lister G.S., Dornsiepen U.F. (1982): Fabric transitions in the Saxony granulite terrain. J Struct Geol 41: 81–92.

Lloyd G.E., Freeman B. (1994): Dynamic recrystallisation of quartz and quartzites. J Struct Geol 16: 867–881.

Mainprice D., Bouchez J.L., Blumenfeld P., Tubia J.M. (1986): Dominant c-slip in naturally deformed quartz: implications for dramatic plastic softening at high temperature. Geology 4: 819–822.

Means W.D. (1981): The concept of steady – state foliation. Tectonophysics 78: 179–199.

Meissner R., Bortfeld R.K. (1990): DEKORP-Atlas. Results of Deutsches Kontinentales Reflexionsseismisches Programm, p 19, 80 seismic profiles, 5 figures, Springer, Berlin.

Nishikawa O., Takeshita T. (1999): Dynamic analysis and two types of kink bands in quartz veins deformed under subgreenschist conditions. Tectonophysics 301: 21–34.

Pitra P. (1996): Etude pétrostructurale des régions marginales du Moldanubien de Bohême et ses relations avec le bloc du Barrandien. - Doktorská práce, 236 p., Universita Karlova, Praha.

Pitra P, Burg J-P, Schulmann K, Ledru P (1994): Late orogenic extension in the Bohemian Massif: petrostructural evidence in the Hlinsko region. Geodinamica Acta 7(1):15–30

Pitra P. (1999): Late Variscan strike-slip tectonics between the Teplá-Barrandian and Moldanubian terranes (Czech Bohemian Massif): petrostructural evidence. Journal of the Geol. Soc., London, 156: 1003-1020.

Rajlich P. (1987): Variszische duktile Tektonik im Böhmischem Massiv. Geologische Rundschau, 1987, Volume 76, Number 3: 755-786.

Rajlich P (1993) Variscan ductile tectonics of the Bohemian Massif. Knihovna ČGÚ 65:1–171

Rajlich P, Schulmann K, Synek J (1988): Strain analysis on conglomerates from the Central Bohemian Shear Zone. Krystalinikum 19:119–134

Shigematsu N. (1999): Dynamic recrystallization in deformed plagioclase during progressive shear deformation. Tectonophysics 305: 437–452.

Scheuvs D., Vejnar Z., Zulauf G. (1995a): Strukturelle Entwicklung im Westteil im Zentralböhmischem Scherzone zwischen Klatovy und Rittsteig (Westböhmen, Tschechische Republik) KTB koloquium, München

Scheuvs D., Vejnar Z., Zulauf G. (1995b): The Tepla-Barrandian/Moldanubian boundary in West Bohemia – structural evidence for late- Variscan collapse. Journal of the Czech Geological Society. 40(3), 120-121

Scheuvs D. (1999): Die tektonometamorphe und kinematische Entwicklung im Westteil der Zentralböhmischem Scherzone (Böhmischem Masse)—Evidenz für variszischen Kollaps.

Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten 18: 1–273. Frankfurt aM.

Scheuvs D. (2000): Exhumation, strain localization, and emplacement of granitoids along the western part of the Central Bohemian Shear Zone (Bohemian Massif). - Int. J. Earth Sciences, 89: 617-630.

Scheuvs D. (2002): Metamorphism and microstructures along a high-temperature metamorphic field gradient: the north–eastern boundary of the Královský hvozd unit (Bohemian Massif, Czech Republic). J. metamorphic Geol., 2002, 20: 413–428.

Scheuven D., Zulauf G. (2000): Exhumation, strain localization, and emplacement of granitoids along the western part of the Central Bohemian shear zone (central European Variscides, Czech Republic). *Int J Earth Sci* 89: 617–630.

Stettner G. (1993): Spätkaledonische Subduktion und jungvariskischer Deckenbau im Westteil der Böhmisches Masse. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.* 187, 2: 137-182.

Stipp M., Stünitz H., Heilbronner R., Schmid S.M. (2002): The eastern Tonale fault zone: a “natural laboratory” for crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *J Struct Geol* 24: 1861–1884.

Svoboda J. (1964): Regionální geologie ČSSR, Díl I, Český masiv, sv. 1, Krystalinikum. 377p., ÚÚG, Praha.

Tollmann, A (1982) Grogr/iumiger variszischer Deckenbau im Moldanubikum und neue Gedanken zum Variszikum Europas. *Geotekt Forsch* 64:91 pp

Tungatt P.D., Humphreys F.J. (1984): The plastic deformation and dynamic recrystallisation of polycrystalline sodium nitrate. *Acta Metall* 32: 1625–1635.

Urai J., Means W.D., Lister G.S. (1986): Dynamic recrystallization of minerals. In: Heard HC, Hobbs BE (eds) *Mineral and rock deformation: laboratory studies, the Paterson volume*. *Geophys Monogr* 36: 161–200, Am Geophys Union, Washington DC.

Urban M., Synek J. (1995): Structure (Moldanubian region: Moldanubian zone, ch. VII.C.2). In: *Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe* (Dallmeyer R.D., Franke W., Weber K.), 430-443, Springer-Verlag Berlin.

Vejnar Z. (1963): Svorová oblast série Královského hvozdu na Šumavě. - *Sbor. Ústř. Úst. Geol.*, 28: 107-142, Praha.

Vejnar Z. (1968): The Kdyně Massif, South-West Bohemia - a tectonically modified basic layered intrusion. - *Sbor. Geol. Věd, Geologie*, 41: 9-67, Praha.

Vejnar Z. (1991): The metamorphic zonal pattern in the Moldanubicum of the NW part of the Šumava Mts., Královský hvozd unit. - *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 66: 129-140, Praha.

Wilson C.J.L. (1975): Preferred orientation in quartz ribbon mylonites. *Bull Geol Soc Am* 86: 968–974.

Winkler H. G. F. (1979): *Petrogenesis of Metamorphic Rocs.* 348 p., 5. edition, Springer Verlag, New York, Heidelberg, Berlin.

Zulauf G. (1994): Ductile normal faulting along the West-Bohemian shear zone (Moldanubian/Teplá–Barrandian boundary). Evidence for late Variscan extensional collapse in the Variscan internides. *Geol Rundsch* 83: 276–292.

Zulauf G. (1997a): Von der Anchizone bis zur Eklogitfazies: Angekippte Krustenprofile als Folge der cadomischen und variscischen Orogenese im Teplá-Barrandium (Böhmische Masse). *Geotektonische Forsch.*

Zulauf G. (1997b): Constriction due to subduction: evidence for slab pull in the Mariánské Lázně complex (central European Variscides). *Terra Nova* 9: 232–236.

Zulauf G., Bues C., Dörr W., Vejnar Z. (2002b): 10 km minimum throw along the West Bohemian shear zone: evidence for dramatic crustal thickening and high topography in the Bohemian massif (European Variscides). *Int J Earth Sci* 91: 850–864.

Zulauf G., Dörr W., Fiala J., Kotková J., Maluski H., Valverde-Vaquero P. (2002a): Evidence for high-temperature diffusional creep preserved by rapid cooling of lower crust (North Bohemian shear zone, Czech Republic). *Terra Nova* 14: 343–354.

Přílohy:

Dokumentační deník

Lokalita	Popis lokality	Litologie	Metamorfni foliace			Metamorfni li		Klivaz		Rovina vrasy	pozn.	Osa vrasy	
SW 5	Zářez silnice - přehradní hráz	svorová rula	32	52	Bav	342	26					32	61
	Nýrsko		28	60	Bav	5	62						
			11	63	Bav	356	48						
			2	57	Bav	342	42						
			6	49	Bav								
			22	57	Bav								
			342	42	Tbo								
SW 6	Kameňák	metagabro/metadiorit	271	86		147	69						
			276	82		156	76						
			92	85									
SW 13	Na Statečku	bt-mu pararula s drobnými polohami svorové ruly	24	46	Bav	22	52						
			32	58	Bav								
			25	46	Bav								
			23	65	Bav								
SW 14	Vyhlička pod Ostrým	grt svor, sekreční křemen, turmalín	27	56	Bav	23	55	324	37			311	48
			29	62	Bav	17	58						
			27	62	Bav	2	61						
SW 15	Bílá Strž - vodopád	kvarc ruly s 0,5m polohami grt svoru	14	46	reg	60	38						
			22	42	reg								
			17	43	reg								
			12	47									
	30 m po proudu	kvarcit	113	70	Relikt	46	47	21	76				
			12	72	Relikt								
			326	68	Tbo								
SW 16	Kamenná brána	kvarc rula s polohami grt svoru	24	68	reg	111	32	324	78			109	56
			21	72	reg								
SW 17	Lovečná, ohyb cesty	svorové ruly, sekreční křemen	28	74	Bav	7	52						
			21	71	Bav	352	52						
			28	74	Bav								
			36	72	Bav								
			38	74	Bav								
			32	52	Bav								
			29	69	Bav								
SW 18	elevace Na Výšině	svorová rula s grt a sekrečním křemenem	33	72	Bav	346	62	137	70				
			29	76	Bav	353	61						
			36	81	Bav								
SW 19	Lomničky,	kvarcická rula	27	74	Bav	329	62	21	45	Bav		86	31
	Na Dukle		21	72	Bav			52	66	Bav		76	52
			62	48	Bav								
			165	72	Tbo								
			165	70	Tbo								
SW 20	Hrbek - zapad	grt svor s polohami sekrečního křemene	22	65	Bav	356	57	321	66		Tbo		
			27	67	Bav								
					Bav								
SW 21	Hrbek - elevace	kvarcická rula, sekreční křemen	10	56	Bav	337	42	142	72				
			8	62	Bav			179	60				
			12	67	Bav			141	76				
SW 22	přehrada Nýrsko	pararula	18	72	Bav	324	50						
			24	72	Bav								
SW 23	elevace nad nádrží Nýrsko	mu pararula	11	46	Bav	312	42	47	56	Bav 3			
			356	57	Bav	309	29						
			354	54	Bav								
			14	58	Bav	318	49						
SW 24	Hraničář, elevace Nýrsko	mu pararula	12	62	Bav	332	56	102	58	Bav 3		325	42
			358	58	Bav	312	38	108	56				
			352	56	Bav	321	51	96	59				
			356	62	Bav	326	51						
			12	68	Bav								
SW 25	Suchý kámen, jih	svor s grt, sekreční křemen	72	76	Relikt			2	72	Bav 2		62	43
			13	64	Bav	312	54	9	63	Bav 2		44	47
SW 26	Suchý kámen, západ	svorová rula s grt	17	72	Bav	306	52						
			341	61	Tbo	294	42						
SW 27	Hvozd, sever	pararula	12	76	Bav	336	53						
			8	74	Bav								
			342	72	Tbo								
SW 28	Hamry, elevace	kvarcická rula	346	72	Tbo	301	63	356	74			22	53
			116	67	Relikt								
			38	54	Bav								
SW 29	Hvozd, východ	mu-bt pararula	347	55	Tbo	298	51	58	78	Bav 3			
			2	57	Bav	321	42						
			352	62	Tbo								

SW 30	Hvozď, soustava výchozů	mu pararula	352	52	Bav	326	43	51	52	Bav 2	358	32
			2	64	Bav	351	62	58	47	Bav 2	22	36
			355	62	Bav	311	60	52	41	Bav 2	2	58
			354	64	Bav	338	58				8	51
			324	47	Tbo						32	54
			2	47	Bav							
			282	76	Reliktní							
			292	67	Reliktní							
			114	77	Reliktní							
			112	76	Reliktní							
			108	72	Reliktní							
SW 31	U zadních chalup, elevace	mu ortorula	327	54	Tbo							
			314	48	Tbo							
			328	68	Tbo							
SW 32	Chodská Úhlava, zářez	bt-mu pararula	321	79	Tbo	291	62	341	82			
			331	78	Tbo							
			131	83	Tbo							
			32	78	Bav							
SW 33	Nad Bucharem, sever	kvarc pararula	21	64	Bav	338	56					
			10	66	Bav							
			9	68	Bav							
SW 34	Nad Bucharem, jih	grt svor, sekreční křemen	37	62	Bav	341	47					
			38	68	Bav							
SW 35	Mottlovské dvory, elevace	pararula	40	72	Bav	342	51					
			38	64	Bav	341	71					
			44	67	Bav							
			41	68	Bav							
SW 36	Lovečná, elevace, východ	grt svor, polohy ortoruly	19	67	Bav	11	67					
			18	72	Bav	351	64					
			27	63	Bav							
			32	68	Bav							
SW 37	Hamry	svor	31	51	Bav			105	86	3		
			27	57	Bav			97	74	3		
SW 39	U zadních chalup	dvojslídny svor s polohami sekr.křemene	352	82	Tbo	41	61	52	16	4		
			355	86	Tbo	42	60					
			349	81	Tbo							
			352	83	Tbo							
SW 40	Zadní chalupy	svor, sekreční křemen	345	78	Tbo	48	56					
			342	82	Tbo							
SW 41	vrchol Ostrý	grt svor	105	56	Reliktní						299	36
			72	82	Reliktní						308	26
			22	52	Bav							
			31	56	Bav							
			40	57	Bav	82	43					
			72	82	Reliktní							
			68	79	Reliktní							
			45	76	Bav							
			38	47	Bav							
SW 42	ju část vrcholu Ostrý, cca 250m	grt svor s ?andalusitem	42	44	Bav	22	42					
			38	52	Bav	30	40					
			45	56	Bav							
			42	56	Bav							
SW 43	hřeben Ostrý	grt svor	41	42	Bav			302	35	3		
			32	47	Bav			304	22	3		
			18	68	Bav	32	52	308	42	3		
SW 44	Hamry - most	dvojslídny svor	27	62	Bav	41	61					
			38	59	Bav							
SW 45	Hamry, jih, elevace	kvarcická svorová rula	20	42	Bav	72	36	272	18	3		
			18	42	Bav							
			22	43	Bav							
			27	63	Bav							
SW 46	Důl pod Ostrým	leukokrání ortorula, kvarc rula	21	46	Bav	28	41					
			23	47	Bav							
			18	42	Bav							
SW 47	Lovečná, elevace	kvarcický svor	28	71	Bav	32	62	28	71		52	72
			23	73	Bav	50	55					
			22	69	Bav							
SW 48	Hrbek, zářez cesty	grt svor	32	76	Bav	354	66	310	60	3		
			22	72	Bav	356	52					

SW 49	Stará Lhota, SZ	kvarcitická rula, sekreční křemen	22	62	Bav	355	56	25	61		355	57
			12	66	Bav						351	52
			291	72	Reliktní							
			287	76	Reliktní							
			261	86	Reliktní							
			19	64	Bav							
SW 50	St. Lhota	dvojslídny svor	12	36	Bav	318	31					
			14	37	Bav	312	36					
			9	51	Bav							
			8	46	Bav							
			276	67	Reliktní							
SW 60		dvojslídna rula	22	67	Bav			32	62	2		
			332	82	Tbo							
			342	62	Tbo							
			338	72	Tbo							
			38	62	Bav							
			22	67	Bav	45	32					
SW 61	Hamry, Jih		32	51	Bav			322	12			
			27	54	Bav							
			332	65	Tbo							
			105	82	Reliktní							
SW 62	zářez Bílého potoka	grt svor se staurolitem + andalusit	27	62	Bav	62	37					
			32	49	Bav							
Sklaní de	skalní defilé, silnice Špičák-Nýr	masivní ruly až svory	42	54	Bav			72	52		322	32
			27	46	Bav			72	64		342	37
			36	57	Bav							
KH53	Hrbek, západ	svor, sekreční Qtz	12	48	Bav	42	43				311	35
			348	37	Bav	43	42					
			352	52	Bav							
			358	46	Bav							
KH54	Lom, Nádrž Nýrsko	ortorula, amfibolické ruly	22	65	Bav	38	52					
			21	62	Bav							
			282	52	Reliktní							
KH55	Hamry, Lovečný potok	svor (staurolit)	27	62	Bav	41	46					
			23	61	Bav	38	42					
			31	59	Bav							

