ISSN 1211-8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
LXXXXIIII (2009): 3–46, 2009

PETROGRAFIE POLIČSKÉHO KRYSTALINIKA

PETROGRAPHY OF THE POLIČKA CRYSTALLINE COMPLEX

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D., 2009: Petrografie poličského krystalinika – Acta Musei Moraviae, Sci.geol., 94: 3–46

Petrography of the Polička Crystalline Complex

The Polička Crystalline Complex is a metamorphosed volcano-sedimentary complex situated in the E part of the Bohemian Massif. Lithotectonic sequences of the Polička Crystalline Complex can be subdivided on the three subunits.

The basal subunit is composed of medium-grained biotite and two-mica gneisses (±Grt ±Sil) with highly deformed bodies of metagranitoids, amphibolites, marbles, calc-silicate rocks and granulites. Granulites are tectonically incorporated in to Polička Crystalline Complex. Mineral assemblage of metapelites preserved post peak stage evolution granulites (620–680 °C and 6–8 kbars) accompanied with anatexis and intrusion dykes of granitoid.

The middle subunit of Polička Crystalline Complex consists of the monotonous complex of medium-grained biotite to two-mica paragneisses (±Grt ±Sil) with locally abundant calc-silicate nodules up to 0.5 m thicks. Monotonous rocks complex is interpreted as metagreywackes with intercalations metapelites and rare metaconglomerates. The metapelites from middle subunit Polička Crystalline Complex indicates anticlockwise metamorphic evolution. Relics of the oldest LP–MT metamorphism (M1) are preserved mainly in the northernmost part unit. Somewhat later metamorphosis under P–T conditions 580–680 °C a 5–7 kbar affected major part Polička Crystalline Complex (M2). This metamorphic event is locally related with partial melting of metapelites. During exhumation are K-feldspar and sillimanite in the migmatites partially replaced by muscovite (M3).

The upper subunit is in the eastern part Polička Crystalline Complex, and consists of the mica schist with quartzite and paragneisses intercalations. The two-mica mica schist (±St ±Grt ±Sill ±Pl ±Ky) forms several strips NW–SE orientation along NE margin Polička Crystalline Complex and preserved P–T conditions 630–660 °C and 7–8 kbar.

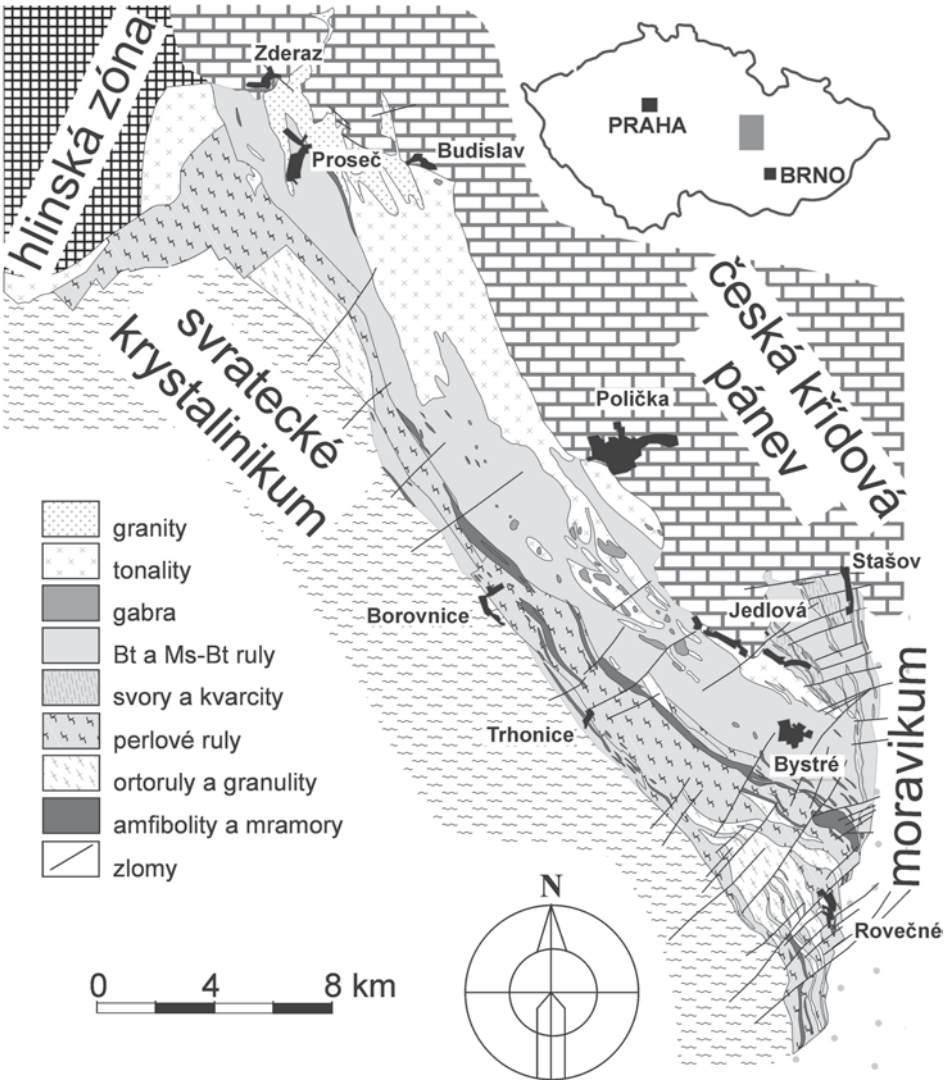
Variscan magmatic rocks represent characteristic members of Polička Crystalline Complex. The basic, tonalite and granite plutonic suites were distinguished here on the basis of petrology and geochemistry. Basic and tonalite suite intruded predominantly middle subunit Polička Crystalline Complex. Dykes and bodies rocks of granite suite are widely distributed in all subunits Polička Crystalline Complex.

Key words: petrography, lithology, tectonic, P–T conditions, Polička Crystalline Complex, Czech Republic,

David Buriánek, Czech Geological Survey, Leitnerova 23, Brno, e-mail: david.burianek@geology.cz

1. Úvod

Poličské krystalinikum (obr. 1) je metamorfovaný vulkanosedimentární komplex (Kodym a Svoboda 1950), který je v centrální a severní části prorážen plutonickými horninami variského stáří. Podrobný souhrn starších prací podal Dudek (1958) a také Mísař (1960). Přehled bibliografie z let 1786–1975 je uveden v práci Chábery *et al.* (1980). Pře-



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa poličského krystalinika (upraveno podle: Buriánka *et al.* 2009, Hanžla *et al.* 2008, Mísaře *et al.* 1995; Stárkové *et al.* 1996 a 1998).

Fig. 1. Simplified geological map of the Polička Crystalline Complex with sample locations (modified from: Buriánek *et al.* 2009, Hanžl *et al.* 2008, Mísař *et al.* 1995; Stárková *et al.* 1996 a 1998).

hled literatury o poličském krystaliniku k roku 1992 byl sestaven Melicharem (1993). Avšak v posledních letech se podařilo získat řadu nových údajů o petrografii a geologii této jednotky. Jedná se zejména o data zpracována ve vysvětlivkách ke geologickým mapám 1:25000 Jedlová (Buriánek *et al.* 2009), Polička (Čech *at al.* 2009) a Svratka (Hanžl *et al.* 2008). Mnohé další údaje byly publikovány v řadě článků a abstraktů (Buriánek 2002, 2005, 2006, 2008, 2009, Buriánek a Otava 2007, Buriánková *et al.* 2006, Buriánek *et al.* 2003, Vondrovic 2006, 2008, Vondrovic a Verner 2007). Tato data nebyla prozatím souhrnně zhodnocena. Cílem tohoto článku je poskytnout charakteristiku všech hlavních

horninových typů, které budují poličské krystalinikum. Na základě již publikovaných údajů a vlastních, dosud nepublikovaných dat jsem se pokusil shrnout prozatím existující informace o genezi a vývoji hornin, poličského krystalinika.

1.1. Reliéf studovaného území

Území poličského krystalinika leží na osmi mapových listech 1:25 000 s listokladem: 14-112, 14-331, 14-332, 14-333, 14-334, 24-114, 24-121, 24-123. Na jihu začíná krystalinikum v údolí Svratky u Bolešína a dále jeho hranice prochází směrem na sever až k Stašovu, kde se stáčí na západ k obci Jedlová. Dále jde hranice severozápadním směrem k Poličce a přes k Budislavi. Od nejsevernější vesnice v poličském krystaliniku (Perálec) se hranice stáčí na jihovýchod k Borové a odtud jde dále přes Telecí, Borovnici, Chlum a Věstín zpět do údolí Svratky. K poličskému krystaliniku bývá řazen i pruh převážně plutonických hornin táhnoucí se od Perálce k obci Krouna. Drobné výskyty tohoto krystalinika nacházíme ještě mnohem dále na jihozápadě v oblasti mezi Ovčínem a Vortovou ve svrateckém krystaliniku (Buriánková *et al.* 2006).

Celé území poličského krystalinika má charakter vrchoviny s vyklenutým povrchem, pro niž jsou typické protáhlé úzké hřbety se skalními tvary oddělené hlubokými, ale rozevřenými údolími (Demek *ed.* 1987). Průměrná nadmořská výška se pohybuje v rozmezí 600–700 m n. m. Nejvyšší kótou je Lucký vrch (739 m. n m.). Naopak nejnižší místo leží v údolí Svratky u Borovnice (503 m. n m.). Jeho území je odkryto nerovnoměrně. V hlouběji zaříznutých údolích zejména na východě (údolí Křetínky a jejích přítoků) jsou výchozy hojné. Zbytek území poličského krystalinika má charakter paroviny a je na výchozy skalního podloží chudý. Častá jsou kamenná stáda, vzácněji skalní sruby, izolované skály a kamenná moře (Rubín a Balatka *et al.*, 1986).

1.2. Omezení poličského krystalinika

Od hornin letovického krystalinika je poličské krystalinikum na východě odděleno svojanovskou mylonitovou zónou (Mísař 1962), (Janoška 1990). Západní hranice s hlinskou zónou má též charakter tektonické poruchy (Mísař *et al.* 1983). Pitra *et al.* (1994) interpretoval tuto poruchu jako poklesovou střižnou zónu. Na severu se poličské krystalinikum noří pod sedimenty české křídové pánve. Hranici se svrateckým krystalinikem považoval Mísař (1960) a Mísař *et al.* (1983) za metamorfně a strukturně neostrou a vymezil ji litologicky, zatímco Šouba a Duda (1975) pokládali za hranici obou krystalinik několik stovek metrů mocné zlomové pásmo, podél něhož mělo dojít k nasunutí poličského krystalinika na krystalinikum svratecké. Geologicky leží poličské krystalinikum v nadloží svrateckého krystalinika a v podloží hlinské zóny. Drobnější výskyty hornin poličského krystalinika se nachází také v okolí obce Stržanov, kde leží ve strukturním nadloží moldanubika (Buriánková *et al.* 2006).

1.3. Geologická pozice v Českém masivu

První podrobné geologické mapování v měřítku 1:25 000 zde prováděl na konci 19. století A. Rosiwal, který sestavil základní geologickou mapu v měřítku 1:75 000 (Rosiwal 1894, 1915). Na základě svých výzkumů vymezil tuto geologickou jednotku jako pásmo tzv. šedých rul. Původně bylo poličské krystalinikum Suessem (1912) řazeno k moldanubiku a tento názor se poměrně dlouho udržel. Kodym a Svoboda (1950) přiřadili toto území k západosudetské soustavě a považovali jej za ekvivalent zábřežského krystalinika. Ve shodě s tímto názorem bylo subkomisí pro regionálně geologickou klasifikaci poličské krystalinikum spolu s letovickým krystalinikem zařazeno do zábřežského krystalinika (Návrh 1976). Následně Mísař *et al.* (1983) přiřadili poličské krystalinikum do středočeské oblasti. Mísař a Dudek (1993) zařadili tuto jednotku k bohemiku. Melichar (1995) se pokusil tuto jednotku srovnat s jejími ekvivalenty v Českém masivu. Podle tohoto autora je poličské krysta-

linikum litologicky velmi podobné severní části zábřežského krystalinika a podbořanskému krystaliniku. Jednalo se zejména o petrografickou náplň metamorfního komplexu (ruly, amfibolity) a charakter plutonických hornin. Velkou podobnost vidí stejný autor také v litologii tepelského krystalinika, malínské jednotky kutnohorského krystalinika, staroměstského krystalinika a krhovického krystalinika. Výraznou příbuznost poličského krystalinika předpokládá u novoměstského krystalinika a hlinské zóny. Obě jednotky se velmi podobají jižní části zábřežského krystalinika. Na druhou stranu vztah k letovickému krystaliniku vidí MELICHAR (1995) jako nejasný. Tyto závěry jsou v rozporu s interpretací poličského krystalinika jako jednotky spodní kůry s výraznou afinitou k moldanubiku (SCHULMANN *et al.* 2005).

2. Metodika

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 (Laboratoř elektronové mikroskopie a mikroanalýzy, Ústav geologických věd PřF MU a Česká geologická služba). Měření probíhalo ve vlnově disperzním modu za následujících analytických podmínek: urychlovací napětí 15 kV; průměr elektronového svazku <1 μm pro granát, 5 μm pro turmalín a slídy; proud svazku 10 nA pro turmalín a slídy a 20 nA pro granát; načítací čas 10–20 s pro hlavní prvky, 20–60 s pro stopové prvky; operátor R. Čopjaková. Byly použity tyto standardy: Si, Al – sanidin, Mg – olivín, Fe – almandin, Ca – andradit, Mn – rhodonit, Ti – Ti-hornblend, Cr – chromit, Na – albit, K – ortoklas, P – apatit, F – topaz, Cl – vanadinit, Zn – gahnit, V – vanadinit, Cu – Cu, Y – YAG. Obsahy prvků byly přepočteny PAP korekcí (POUCHOU a PICHOIR 1985).

Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na 20 atomů kyslíku a čtyři anionty (OH + F) ve vzorcové jednotce. Staurolity byly přepočteny na 46 anionů, veškeré Fe bylo uvažováno jako Fe^{2+}. Krystalochemické vzorce chloritů jsou přepočteny na 28 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce. Granáty byl přepočteny na 12 atomů kyslíku, Fe^{2+} a Fe^{3+} bylo rozpočteno na základě stechiometrie (Si+B-pozice = 5). Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 12,5 aniontu ve vzorcové jednotce. Krystalochemické vzorce ilmenitu jsou přepočteny na 6 atomů kyslíku ve vzorcové jednotce. Pyroxeny jsou počítány na 6 atomů kyslíku a trojmocné železo je přepočteno podle DROOPA (1987). Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 atomů kyslíku a poměr Fe^{2+}/Fe^{3+} byl odhadnut metodou 13 eCNK. Názvy amfibolů vychází z platné klasifikace (LEAKE *et al.* 1997). Empirický vzorec skapolitů byl přepočten na základ 12 (Al, Si). Použité zkratky minerálů jsou podle KRETZE (1983). U chemického složení epidotu je užito zkratky Ps což označuje pistacitovou komponentu. V textu je dále u některých minerálů používána zkratka X_{Fe} = Fe/(Fe+Mg) a pro staurolity zkratka X_{Mg} = (Mg/(Mg+Fe+Mn+Cr+Zn). Chemické složení hlavních horninotvorných minerálů je prezentováno jako rozsahy obsahů některých atomu (Si, Al^{IV} – tetraedrický hliník atd.) ve vzorcové jednotce (apfu).

Pro datování monazitů bylo použito metody CHIME (chemical Th-U-total Pb isochron metod), která vychází ze stanovení Th, U, Pb elektronovou mikroanalýzou. Monazit pokud možno musí obsahovat pouze olovo, které pochází z radioaktivního rozpadu uranu. Zjištěnou hodnota proto musíme považovat za dobu maximálního stáří vzniku minerálů. Případné neradioktivní olovo ve struktuře minerálů vypočtený věk minerálů sníží, avšak zároveň během dalšího vývoje nesmělo dojít ke ztrátě olova, na příklad v důsledku alterace nebo metamiktizace. Principy a detaily metody popsal SULOVSKÝ *et al.* (2004).

Při výpočtech P–T podmínek metamorfózy pro minerální asociace studovaných hornin byl použit program THERMOCALC 3.25. Aktivitní koeficienty byly vypočteny programem AX (HOLLAND a POWELL 1998).

3. Petrografický popis horninových typů

3.1. Magmatické horniny poličského krystalinika

Metamorfované horniny poličského krystalinika jsou proráženy plutonickými horninami, které byly BURIÁNKEM *et al.* (2003) rozděleny na tři suity: (i) bazickou, (ii) tonalitovou a (iii) granitovou. Stáří hornin bazické suity nebylo prozatím zjištěno. Zbývající dvě suity jsou variského stáří (VONDROVIC a VERNER 2008).

3.1.1. Bazické a ultrabazické horniny

Vytváří drobná tělesa většinou oválného tvaru obklopená metasedimenty, vzácně tonality. Jde o gabra až diority, méně často se objevují ultrabazické horniny. Jednotlivé horninové typy do sebe přechází.

Serpentinizované peridotity

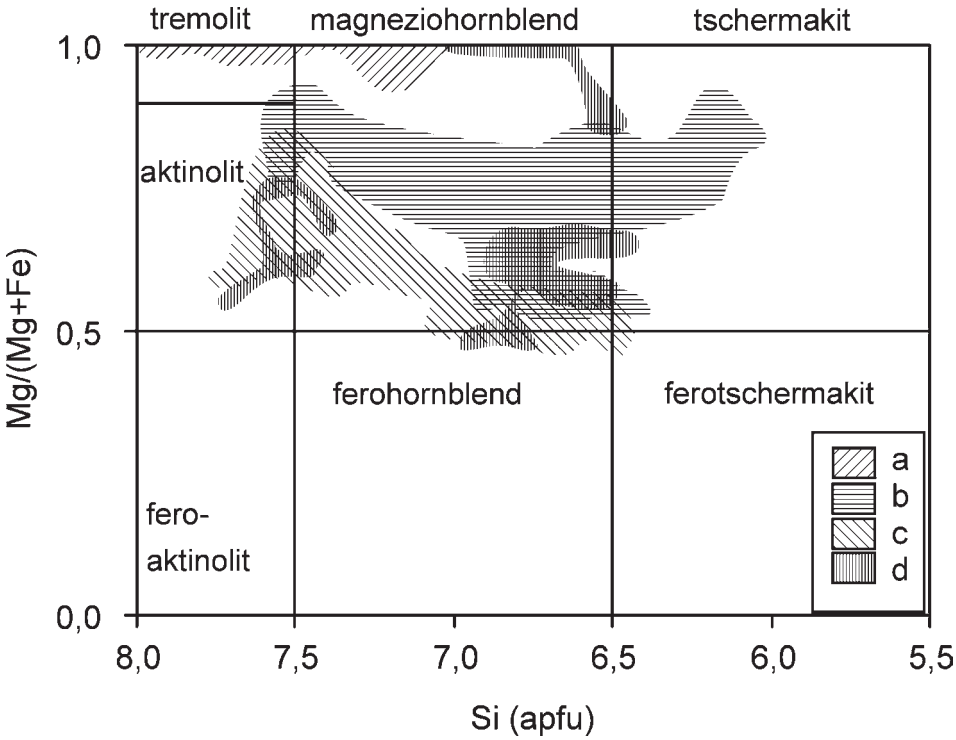
Serpentinizované peridotity jsou masivní tmavozelené horniny. Vystupují v podobě drobných těles společně s gabry, a to zejména mezi obcemi Korouhev a Jedlová. Makroskopicky je tvoří jemnozrnná hmota, do níž často zarůstají větší lupínky chloritů. Mikroskopicky se hornina skládá z částečně serpentinizovaného olivínu, jehož 0,5 až 2,5 mm velká zrna tvoří až centimetrové shluky. Olivín obsahuje 73–74 % forsteritové, 25–26 % fayalitové a 0,5 % tefroitové složky. Relikty olivínu jsou lemovány minerály serpentinové skupiny se smyčkovitou strukturou. Ve středech serpentinových proužků jsou často drobná zrnka magnetitu. Hypautomorfní sloupce aktinolitu o délce 0,3 až 2 mm tvoří až centimetrové akumulace. Společně s aktinolitem vystupují izolované lupínky chloritu o velikosti kolem 2 až 5 mm. Podél bazálních ploch se v chloritech může akumulovat magnetit. Akcesoricky se vyskytuje ilmenit (obsahuje kolem 12 % geikielitové a 2 % pyrofanitové komponenty), jako protáhlá nebo okrouhlá zrna o velikosti 0,5 až 1mm. Pyrhotin tvoří okrouhlá zrna, která jsou často postižená limonitizací. Kromě pyrhotinu se zde vyskytuje i pentlandit ($Fe_{4,4}$ $Ni_{4,7}$ $Co_{0,2}$) S_8, který v sobě vzácně uzavírá ilmenit.

Amfibol-pyroxenická gabra

Hrubě až velmi hrubě zrnité amfibol-pyroxenické gabro tvoří drobné těleso (max. 30 m v průměru) uložené v tonalitech u obce Široký Důl. Gabro je tvořeno až 2 cm velkými zrny plagioklasu a diopsidu. Zrna diopsidu jsou na okrajích zatlačována amfibolem. Amfibol se také vyskytuje jako izolované automorfní sloupce uspořádané paralelně s exolučními lamelami v diopsidu. Amfibol (obr. 2) odpovídá magneziohornblendu až aktinolitu (X_{Fe} = 0,15–0,20; Si = 6,9–7,6 apfu). Od amfibolů z hornin tonalitové suity se liší vyššími obsahy Mg. Hrubě zrnitý plagioklas se rozpadá na drobnozrnný agregát hypautomorfních zrn (An_{54-76}). Na kontaktu mezi amfibolem a plagioklasem jsou někdy vyvinuta drobná zrna diopsidu. V zrnech diopsidu bývají uzavřeny drobné inkluze plagioklasu (An_{44-45}) a amfibolu. Diopsid (obr. 3) v celé hornině má podobné složení (X_{Fe} = 0,12–0,13). Místy gabro přechází až do ultramafické horniny složené pouze z amfibolu a klinopyroxenu. Tato hornina je proniknuta žilou amfibol-biotitického tonalitu. Kontakt mezi oběma horninami tvoří až několik cm mocná zóna tvořená aktinolitem a chloritem.

Amfibolická až biotit-amfibolická gabra

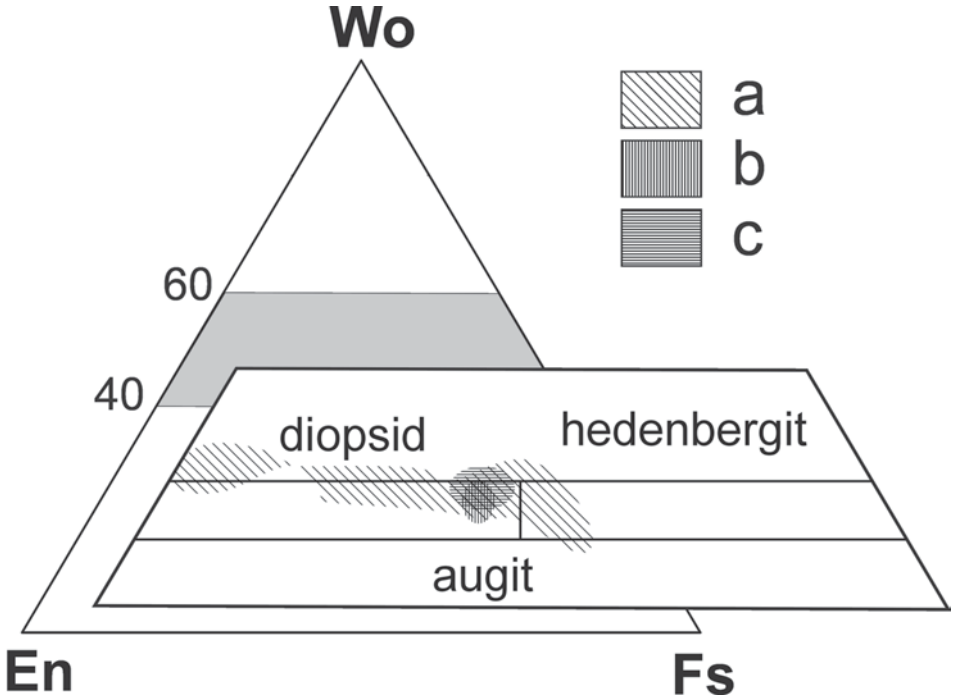
Středně až hrubě zrnité amfibolické až biotit-amfibolické gabro tvoří drobná tělesa často jen několik desítek metrů velká, která se vyskytují uvnitř tonalitů, nebo prorážejí ruly. Větší tělesa vystupují severně od Kamence u Poličky a drobná tělesa se objevují i v okolí Oldříše. Velké těleso se vyskytuje u Korouhve a drobnější tělesa vystupují ve směru k Bystrému. Kontakty tonalitů s těmito horninami nebyly ostré a nesly náznaky asimilace tonalitovým magmatem. Další tělesa vystupují jižně od Poličky a směrem k jihovýchodu se rozměry těles zmenšují. Často můžeme na jednom výchozu pozorovat neostré přecho-



Obr. 2. Klasifikační diagram Si–Mg/(Mg+Fe) pro amfiboly (LEAKE *et al.* 1997) z hornin v poličském krystaliniku: a – mramory a ultrabazické horniny, b – gabra, c – horniny tonalitové suity, d – amfibolity a vápenatosilikátové horniny.

Fig. 2. Classification diagram Si–Mg/(Mg+Fe) of amphiboles (LEAKE *et al.* 1997) from rocks in the Polička Crystalline Complex: a – marbles and ultrabasic rocks, b – gabbros, c – rocks tonalite suite, d – amphibolites and calc silicate rocks.

dy od hrubozrnných gaber do středně zrnitých hornin s gabrově zrnitou a místy až ofitickou strukturou. Již makroskopicky jsou u těchto hornin dobře patrná hypautomorfní zrna tmavých minerálů o velikosti až 2 cm. Prostor mezi nimi je vyplněn plagioklasy. Někdy se vyskytuje v malém množství xenomorfní křemen. V mikroskopu je patrné, že jen výjimečně jsou zrna tmavých minerálů tvořena jedním individuem amfibolu. Převažují zde agregáty složené z hypautomorfních sloupců o velikosti 1 až 6 mm (obr. 4A). Hypautomorfní, krátce sloupcovité amfiboly odpovídají magneziohornblendu a tschermakitu (X_{Fe} = 0,54–0,91; Si = 6,2–7,5 apfu.). Hrubě zrnité varianty gaber mohou vzácně obsahovat relikty klinopyroxenu. Jeho xenomorfní zrna o velikosti 1 až 2 mm bývají uzavřena uvnitř agregátů amfibolů. Plagioklasy (An_{37-87}) o velikosti 0,5–1 mm jsou hypautomorfní a polysynteticky zdvojčatěné. Okraje mívají většinou nižší bazicitu než středy zrna. Někdy bývá vyvinuta oscilační zonálnost. Plagioklasy tvoří 30–50 mod. % horniny. Často jsou plagioklasy slabě zakalené jílovými minerály. Vzácně se objevuje draselný živec (Ab_6) a to jako drobná xenomorfní zrna na kontaktu s amfibolem. Biotit se vyskytuje téměř ve všech studovaných vzorcích gaber, avšak většinou pouze v podružném množství (maximálně bylo zjištěno 15 mod. % biotitu). Drobné lupínky biotitu o délce až 1 mm často zarůstají do amfibolu. Mnohdy jsou zcela nahrazeny chloritem. Biotit chemicky odpovídá flogopitu (Al^{IV} 2,33–2,73 apfu; X_{Fe} = 0,25–0,38). Obsahy Ti se pohybují v rozmezí 0,04–0,35 apfu. Se-



Obr. 3. Klasifikační diagram pro Ca–Mg–Fe pyroxeny (MORIMOTO *et al.* 1988) z hornin v poličském krystaliniku: a – vápenatosilikátové horniny; b – křemenné diority a granodiority; c – amfibolity:

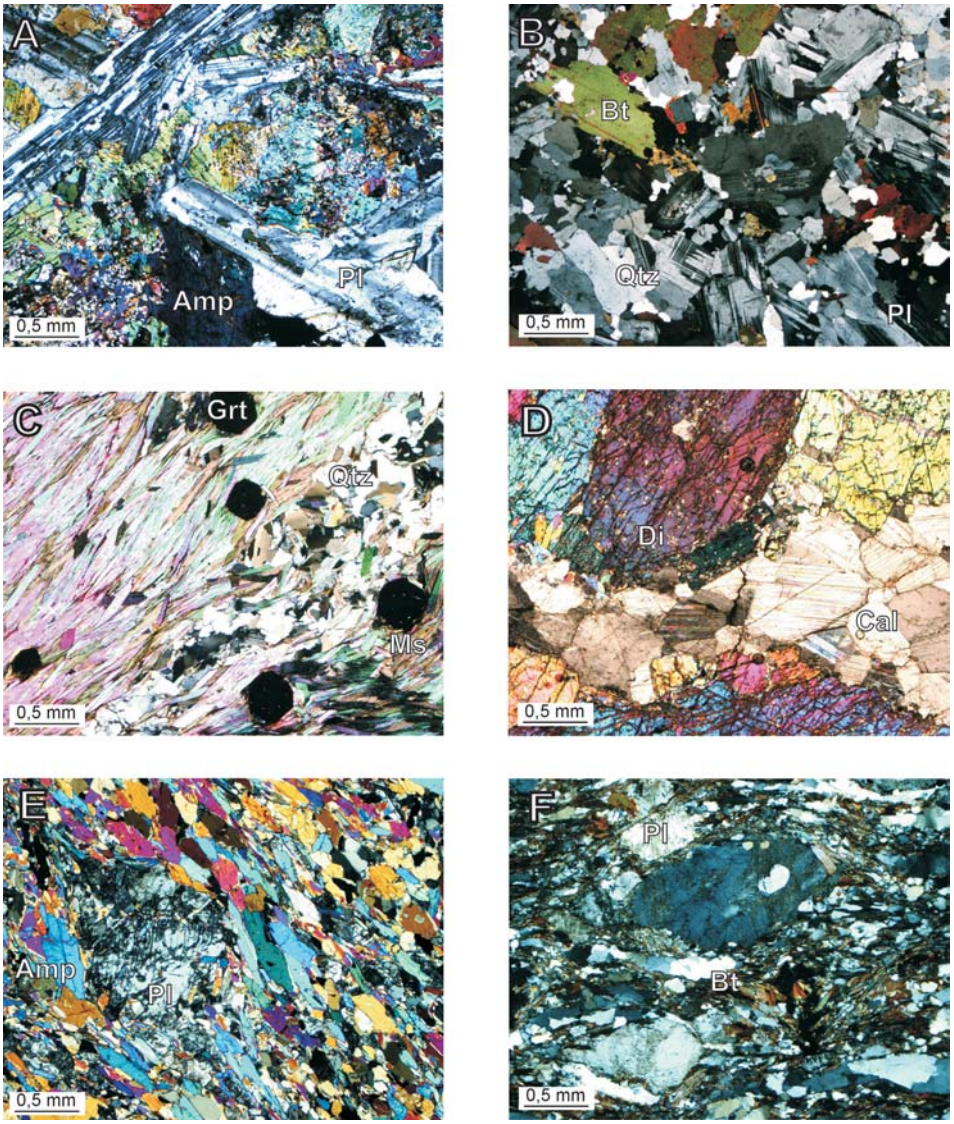
Fig. 3. Classification diagram of Ca–Mg–Fe pyroxenes (MORIMOTO *et al.* 1988) from rocks in the Polička Crystalline Complex: a – calc-silicate rocks; b – quartz diorites and granodiorites; c – amfibolites:

verovýchodně od Korouhve vystupují biotit-amfibolická gabra, která obsahují až 2 cm dlouhé lišty biotitu (Al^{IV} 2,43–2,46 apfu; X_{Fe} = 0,35–0,44). Obsahy Ti se pohybují v rozmezí 0,35–0,38 apfu. Titanit tvoří drobné oválné inkluze nebo xenomorfní zrna uvnitř amfibolů.

Gabra až gabroamfibolity také tvoří čočkovitá tělesa v metagranodioritech miřetínské intruze severozápadně od Krouny. Obvykle se hornina skládá z plagioklasu a amfibolu. Hypautomorfní zrna amfibolu odpovídají magneziohornblendu (X_{Fe} = 0,56–0,60, Si = 6,6–7,0 apfu). Často uzavírá drobné plagioklasy. Podél puklin a na okrajích zrn bývá obrůstán mladším aktinolitem (X_{Fe} = 0,68–0,69, Si = 7,7–7,8 apfu). Plagioklasy vykazují výraznou zonálnost (An_{49-82}). Podél trhlin jsou zatlačovány mladším albitem (An_{30-31}). Zrna plagioklasu někdy uzavírají drobné automorfní sloupce magneziohornblendu, který je často zatlačován chloritem. Draselný živec (Ab_3) tvoří drobné nepravidelné uzavřeniny uvnitř plagioklasu. Poměrně běžným akcesorickým minerálem je ilmenit. Pokud je uzavřen v amfibolech, tvoří až 30 μm dlouhé lišty. Ilmenity uzavřené v plagioklasech vytváří nepravidelná zrna, která bývají na okrajích lemována titanitem.

3.1.2. Horniny tonalitové suity

Horniny tonalitové suity jsou nejrozšířenější typem plutonických hornin v poličském krystaliniku. Horniny tonalitové suity tvoří dvě velká tělesa. Protože jsou petrograficky nehomogenní a vývojově složitá, budou v dalším textu obě tělesa označována jako plutony. Na severovýchodě vystupuje budislavský pluton (dříve budislavský masiv, např. BURIÁNEK, 1999), v severozápadním cípu krystalinika je to miřetínský pluton („miřetínská intruze“,



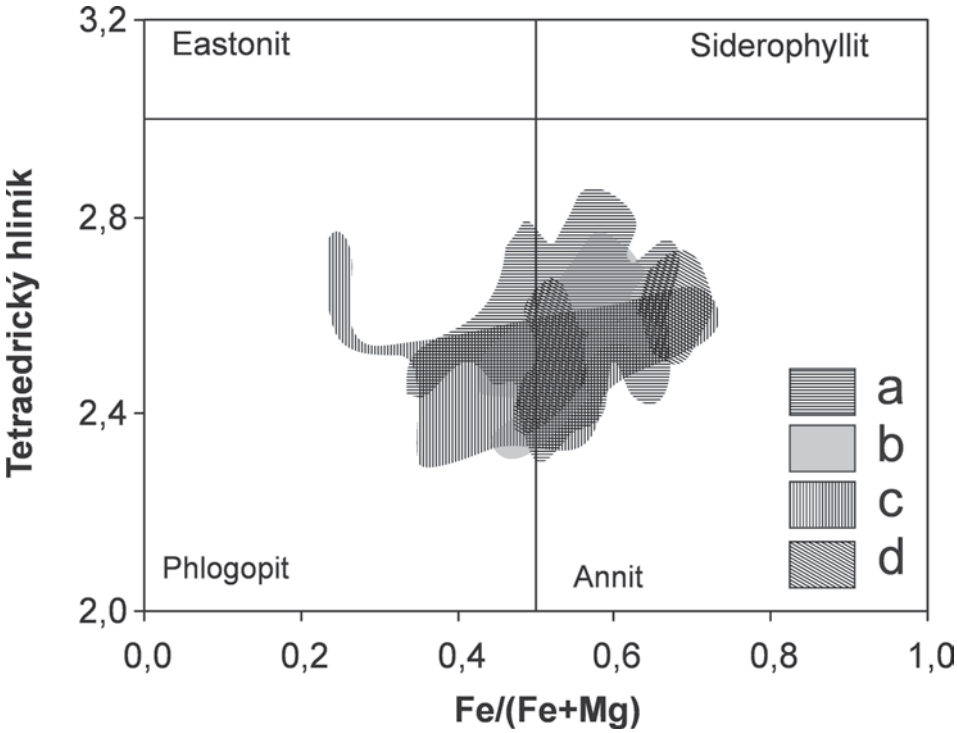
Obr. 4. Výbrusy typických horniny poličského krystalinika (zkřížené nikoly): (A) amfibolické gabro, Korouhev; (B) Amfibol-biotitický tonalit, Polička; (C) svorová rula s granátem, Sádek; (D) mramor s diopsidem, Bystré; (E) amfibolit, Borovnice, (F) Perlová rula, Trhonice.

Fig. 4. Typical thin sections from rocks of the Polička Crystalline Complex (crossed nicols): (A) amphibolic gabbro, Korouhev; (B) amfibol-biotite tonalite, Polička; (C) micas-rich gneiss with garnet, Sádek; (D) marble with diopside, Bystré; (E) amphibolite, Borovnice, (F) pearl gneiss, Trhonice.

Soldán 1972). Těleso u Jedlové v jižní části krystalinika lze geochemicky přiřadit k budislavskému plutonu.

Budislavský pluton

Tvoří rozsáhlé těleso, které se táhne od Korohve na jihu až po Budislav na severu, kde je překryt sedimenty České křídové pánve. Pomocí vrtů bylo ověřeno jeho pokračování



Obr. 5. Diagram tetraedrický hliník – Fe/(Fe+Mg) pro biotity z hornin v poličském krystaliniku: a – ruly; b – svory; c – křemenné diority a granodiority; d – perlové ruly.

Fig. 5. Plot tetrahedral aluminium – Fe/(Fe+Mg) for biotites from rocks in the Polička Crystalline Complex: a – gneisses; b – mica schist; c – quartz diorites and granodiorites; d – pearl gneisses; f – granulites; d – amfibolites.

dále pod křídové sedimenty v okolí Poličky (Gregerová 1994). Budislavský pluton proráží horniny poličského krystalinika, avšak přímý kontakt není nikde odkryt.

Severní konec plutonu kolem Budislavi podrobně zpracoval Fiala (1929). Mineralogií hornin v lomu u Budislavi se zabýval Ulrich (1926). Kontaktní metamorfózu xenolitů popsal Buriánek (2002).

Z nových výzkumů (Čech *et al.* 2009 a Buriánek *et al.* 2009) vyplývá, že v budislavském plutonu převládají středně zrnité biotitické až amfibol-biotitické tonality až granodiority, někdy s pyroxenem, nebo granátem – budou v textu souhrnně označovány jako tonality. Jednotlivé subtypy do sebe neostře přecházejí a v terénu je není možné rozlišit. Velmi často jde o usměrněné, středně zrnité horniny (obr. 4B).

Podle petrografie můžeme horniny budislavského plutonu rozdělit na několik podskupin:

Biotitické až amfibol-biotitické křemenné diority

Středně zrnitý biotitický až amfibol-biotitický křemenný diorit tvoří několik těles situovaných hlavně v okolí Sádku a jižně od Poličky společně s horninami tonalitové suity. Petrograficky i chemicky leží na rozhraní mezi horninami tonalitové suity a bazické suity. V okolí kóty Šibeník tyto horniny místy obsahují četné enklávy gabrového složení. Skládají se z automorfního až hypautomorfního zonálního plagioklasu (An_{46-57}). Křemen tvoří drobná, xenomorfní zrna vyplňující prostor mezi plagioklasy, někdy může být uzavřen

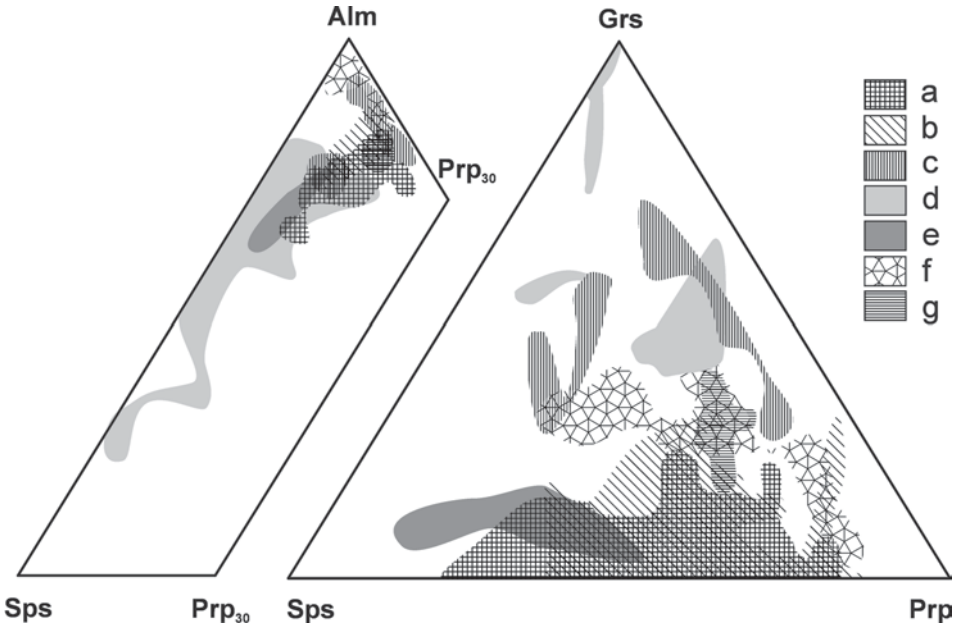


Fig. 6. Diagramy Sps–Grs–Prp a Sps–Alm–Prp pro granáty z hornin v poličském krystaliniku: a – ruly; b – svory; c – křemenné diority a granodiority; d – vápenatosilikátové horniny a granátovce; e – perlové ruly; f – granulity; d – amfibolity.

Fig. 6. Plots Sps–Grs–Prp and Sps–Alm–Prp for garnets from rocks in the Polička Crystalline Complex: a – gneisses, b – mica schists; c – quartz diorites and granodiorites; d – calc-silicate rocks and garnet-rich rocks; e – pearl gneisses; f – granulites; d – amfibolites.

v amfibolu. Z tmavých minerálů naprosto převažuje biotit (obr. 5, Al^{IV} = 2,41–2,47 apfu; X_{Fe} = 0,51–0,53). Amfibol tvoří drobné, automorfní až hypautomorfní sloupce. Svým chemickým složením odpovídá magneziohornblendu (X_{Fe} = 0,41–0,47, Si = 6,6–6,9 apfu). Biotit a amfibol jsou na okrajích někdy zatlačovány chloritem. V akcesorickém množství se vyskytují apatit, titanit a pyrhotin.

Granát-biotitické křemenné diority

Granát-biotitické křemenné diority jsou středně zrnité s hojnými porfyrickými vyrostlicemi granátu. Vyskytují se pouze na poměrně malém prostoru mezi obcemi Sádek a Kamenec u Poličky. Automorfní porfyrické vyrostlice granátů mohou dosahovat velikosti až 1 cm. U větších vyrostlic je v optickém mikroskopu patrná oscilační zonálnost. Granát uzavírá drobné inkluze apatitu, ilmenitu a zirkonu. Inkluze bývají koncentrovány hlavně v okrajových částech zrna. Chemické složení granátu Alm_{68-80} Sps_{2-3} Pyr_{4-16} Grs_{7-16} je zobrazeno na obr. 6. Plagioklas je polysynteticky zdvojčatěný, ve středních částech výrazně postižený sericitizací a vykazuje výraznou zonálnost. Bazická jádra (An_{81}) jsou obrůstána plagioklasem, jehož bazicita kontinuálně klesá k okrajům zrna (An_{46-66}). Křemen tvoří xenomorfní undulósně zhášející zrna. Lupínky biotitu mají délku od 1 do 2 mm. Uzavírají četné inkluze ilmenitu a monazitu. Biotit uzavřený v granátu má vyšší obsahy Mg (Al^{IV} = 2,47–2,65 apfu; X_{Fe} = 0,40–0,46) než biotit v základní hmotě (Al^{IV} = 2,55–2,52 apfu; X_{Fe} = 0,51–0,54). Drobné lištovité krystalky ilmenitu mají poměrně homogenní složení (98 % ilmenitové komponenty, 2 % pyrofanitové komponenty).

Amfibol-biotitické tonality

Amfibol-biotitické tonality až granodiority jsou velmi hojné v severní části budislavského plutonu. Jde vesměs o středně zrnité horniny, místy výrazně postižené deformací. Plagioklas má bazicitu An_{35-53}, v blízkosti xenolitů mramoru může být bazicita ještě vyšší. Plagioklas je hypautomorfní a vykazuje v katodoluminiscenčním mikroskopu oscilační zonálnost, přičemž středy mají vyšší bazicitu než okraje. V blízkosti xenolitů je zonálnost nezřetelná. Amfibol (X_{Fe} = 0,40–0,56, Si = 6,5–7,3 apfu; obr. 2) tvoří hypautomorfní až xenomorfní zrna, která bývají někdy obrůstána biotitem. Biotit tvoří samostatné lupínky nebo lupenité agregáty, které mají chemické složení annitu (Al^{IV} = 2,36–2,55 apfu; X_{Fe} = 0,51–0,73). Obsahy F jsou nízké (≤0,04 apfu). Místy jsou biotity postiženy chloritizací. Draselný živec a křemen jsou xenomorfní a jejich obsah v jednotlivých vzorcích kolísá. Ilmenit (85–92 % ilmenitové komponenty, 7–11 % pyrofanitové komponenty, 2–4 % hematitové komponenty) tvoří drobné lišty, často zarostlé do biotitu nebo amfibolu. Tam, kde není přítomen ilmenit, se může objevit titanit. Většinou nepravidelná zrna titanitu jsou 0,08 až 0,50 mm velká a vyskytují se hlavně v blízkosti xenolitů vápenatosilikátových hornin. Pro tuto skupinu tonalitů je typická častá přítomnost xenolitů metamorfovaných hornin.

Amfibol-biotitické tonality s pyroxenem

Amfibol-biotitické tonality s pyroxenem jsou v budislavském plutonu zastoupeny jen v nepatrném množství. Vyskytují se zejména v blízkosti pásem xenolitů. Jsou to středně až drobně zrnité horniny. Od předchozí skupiny se odlišují jen přítomností klinopyroxenu. Sloupcovitý amfibol většinou chemicky odpovídá magneziohornblendu (obr. 2) někdy bývá na okrajích obrůstán aktinolitem (X_{Fe} = 0,37–0,46, Si = 6,7–7,7 apfu). Klinopyroxen tvoří xenomorfní zrna často obrůstaná amfibolem a odpovídá diopsidu (X_{Fe} = 0,44–0,50). Biotit (obr. 5) má podobné složení jako u předchozí skupiny (Al^{IV} = 2,32–2,51 apfu; X_{Fe} = 0,47–0,53). Plagioklas je oscilačně zonální a má bazicitu An_{40-49}. Draselný živec je xenomorfní a vyskytuje se v podružném množství nebo zcela chybí.

Biotitické tonality až granodiority

Biotitické tonality až granodiority převažují v jižní a střední části budislavského plutonu zejména v prostoru mezi obcemi Borová, Oldříš a Lubná a na území mezi Poličkou a Korouhví. Drobná tělesa se vyskytují jižně od Kamence u Poličky a jihovýchodně od Sádku také tvoří podstatnou část tělesa u Jedlové. Středně zrnitý tonalit je místy výrazně postižen deformací. V blízkosti xenolitů bazických hornin může kontinuálně přecházet do amfibol-biotitického tonalitu. Biotit (Al^{IV} = 2,49–2,57 apfu; X_{Fe} = 0,60–0,61) tvoří až 5 mm dlouhé lišty. Plagioklas (An_{25-48}) je hypautomorfní a vykazuje v katodoluminiscenčním mikroskopu oscilačně zonálnost. Středy zrn mají vyšší bazicitu než okraje a jsou často postiženy sericitizací. Draselný živec a křemen jsou xenomorfní a jejich obsah v jednotlivých vzorcích kolísá.

Biotitické granodiority

Biotitické granodiority místy s granátem jsou středně zrnité horniny. Vystupují na východním okraji obce Borová (kóta Stanov) v jižní části budislavského plutonu. Xenomorfní granát (Alm_{64-70} Sps_{13-14} Pyr_{5-7} Grs_{11-17}) má velikost maximálně 5 mm a uzavírá inkluze biotitu a křemene. Tence lupenitý biotit odpovídá annitu (Al^{IV} = 2,59–2,60 apfu; X_{Fe} = 0,71–0,72). Plagioklas je vesměs oscilačně zonální a jeho bazicita je An_{39-42}. Vždy jsou zastoupena xenomorfní zrna draselného živce a křemene.

Xenolity v tonalitech budislavského plutonu

Xenolity jsou hojně zastoupeny zejména v severní části budislavského plutonu a směrem k jihu (k Poličce) se jejich početnost snižuje. Fiala (1929) uvedl petrografický popis xenolitů ze severní části budislavského plutonu. Popsal zde erlany, kvarcity, různé typy rul,

kontaktních rohovců a dokonce metakonglomeráty s křemennými valouny. Podobné metakonglomeráty popsal SVOBODA (1956a) jako vložky v rulách od Proseče.

V rámci budislavského plutonu vystupují pásma xenolitů protažená ve směru S–J a SZ–JV. Převažující směr protažení jednotlivých xenolitů je většinou shodný se subsolidovou stavbou v okolních plutonitech.

Xenolity v s. části budislavského plutonu jsou tvořeny hlavně rulami (Qtz+Pl+Bt±Ms ±Sil±Grt), mramory a vápenatosilikátovými horninami. Jiné horninové typy, například ultramafické horniny (Ant+Tr+Tc), metagabra (Hb+Pl+Cpx) či kvarcity (Qtz±Bt±Grt), jsou méně časté. Rozměry xenolitů se pohybují od několika centimetrů do několika metrů. Většinou se koncentrují v nepravidelně ohraničených zónách o mocnosti desítek metrů a délce až několika km, jen vzácně vystupují samostatně. Pokud jsou xenolity uzavřeny v biotitických tonalitech, bývá v jejich okolí často přítomen amfibol.

U xenolitů mramorů byl na kontaktu s tonality pozorován vznik několika zón (BURIÁNEK 2005). Na základě petrografie a mineralogie lze oblast mezi xenolity mramoru a tonalitem rozčlenit takto: A) Xenolity tvoří mramor s nízkým obsahem MgO (0,38 hm. %). Skládá se ze středně až hrubě zrnitého kalcitu (90–99 mod. %), křemene a diopsidu. Diopsid (X_{Fe} = 0,23–0,46, Al^{VI} = 0,00–0,03 apfu a Mn = 0,04 apfu) může být rozptýlen v celém xenolitu, ale často tvoří společně s grosulárem a wollastonitem akumulace až několik cm velké. V středních částech větších xenolitů (nad 40 cm) se společně s diopsidem objevuje tremolit. B) Vnitřní zónu tvoří wollastonit (80 až 95 modálních %), méně je zastoupen diopsid, někdy je přítomen grosulár a vzácně vesuvian (určený rentgenometricky). C) Vnější zóna vznikla na úkor tonalitu. Skládá se z diopsidu X_{Fe} = 0,20–0,38, Al^{VI} = 0,00–0,05 apfu a Mn = 0,01–0,02 apfu, křemene a plagioklasu, který je v katodové luminiscenci nevýrazně zonální (okraje mají poněkud nižší bazicitu). Bazicita plagioklasu se pohybuje mezi An_{40-44}, je tedy nižší než v okolním tonalitu. Akcesoricky se vyskytují titanit a apatit. D) Amfibol-biotitický tonalit je středně zrnitá hornina s hypautomorfní strukturou složená z křemene, plagioklasu, amfibolu a biotitu. Amfibol odpovídá magneziohornblendu (X_{Fe} = 0,63–0,85 a Si = 7,30–7,48 apfu). Plagioklas je oscilačně zonální, přičemž středy jsou tvořeny labradoritem (An_{51-54}) a okraje andezinem (An_{48-49}). Z akcesorických minerálů jsou přítomny ilmenit, zirkon a apatit.

Xenolity mramorů bývají proráženy žilkami aplitů (mocnost od několika cm do několika dm). Kolem těchto žilek již wollastonit nevzniká, ale místy se zde objevují automorfní až několik cm velké krystaly grosuláru (Grs_{94-95}, Adr_{5-6}, Prp_{0-2}, Alm_{0-1}, Sps_{0-1}). Grosulár v sobě uzavírá zrna diopsidu, křemene a při kontaktu s aplitem klinozoisit.

Společně s mramory se vyskytují xenolity skarnů a vápenatosilikátových hornin. Skarny jsou masivní horniny s heteroblastickou strukturou. Skládají se z hedenbergitu (X_{Fe} = 0,84–0,88) a granátu (Grs_{40}, Alm_{40}, Sps_{12}, Adr_{6}), který tvoří až 3 mm velká poikiloblastická zrna uzavírající křemen a kalcit. Akcesoricky jsou zastoupeny pyrhotin a scheelit. Vápenatosilikátové horniny se skládají z křemene, diopsidu, granátu a titanitu. V některých xenolitech tvoří křemen větší zrna (až 2 mm). Tato zrna jsou obklopena jemnozrnnější hmotou o složení Grs+Di+Qtz±Ttn. Xenolity mohou být tvořeny střídajícími se polohami o složení Grs+Di+Qtz±Pl±Ttn a Di+Qtz±Pl±Ttn. Některé xenolity obsahují až 2 mm mocné žilky wollastonitu. Vzácně se vyskytují také téměř monominerální xenolity složené z pyrhotinu s malou příměsí křemene. Jednotlivá zrna středně zrnitého pyrhotinu jsou zubovitě ohraničena. Společně s těmito xenolity vystupovaly xenolity skarnů.

Poměrně vzácné jsou xenolity ultramafických hornin, jejichž velikost se pohybuje kolem několika dm. Jde o masivní horninu zelenošedé barvy s nematoblastickou strukturou. Hornina je tvořena až 3 mm velkými hypautomorfními sloupci cummingtonitu, které místy srůstají s tremolitovými sloupci. Oba amfiboly jsou bezbarvé, a proto jsou opticky těžko odlišitelné. Shluky nebo izolovaná zrna těchto amfibolů jsou uloženy v jemnozrnnější hmotě tvořené mastkem, chloritem a tremolitem. Tremolit je až 2 mm dlouhý, tence jehli-

covitý. Podobnou délku mají lupínky mastku. Mastek společně s chloritem zatlačuje sloupce cummingtonitu. V okrajových partiích xenolitu se výjimečně vyskytují zrna plagioklasu velká až 1 mm. Na hranici mezi okolní horninou a xenolitem je vyvinut lem o mocnosti kolem 6 mm tvořený lupínky flogopitu (Al^{IV} = 1,82–1,85 apfu; X_{Fe} = 0,12–0,13). Flogopitové lupínky mají délku kolem 1,5 mm. Tento minerál je zatlačován chloritem. Akcesorickou součástí horniny jsou sulfidy. Jejich zrna o velikosti 0,20 mm se vyskytují samostatně, nebo tvoří shluky. Sulfidy mají proměnlivý obsah Ni, Co, As.

Metagabra se jako xenolity vyskytují v severní i jižní části plutonu. V severní části plutonu byly nalezeny xenolity o velikosti 1 dm až 2 m, které vystupují společně s xenolity metasedimentů (lom Budislav). Jde o šedou až šedočernou hrubozrnnou horninu značně podobnou hrubozrnnému amfibol pyroxenickému gabru, které tvoří těleso uvnitř tonalitů (u obce Široký Důl). Makroskopicky xenolit tvoří automorfními až hypautomorfními zrny tmavého minerálu o velikosti kolem 1,5 cm. Tmavá zrna jsou z velké části složena z jehlicovitých amfibolů o délce kolem 1,5 mm. Jejich chemismus kolísá od magneziohornblendu až po aktinolit (Si 6,5–7,6 apfu a X_{Fe} = 0,22–0,28). Jehlice amfibolu také často zarůstají do okolních plagioklasů. Na kontaktu mezi agregátem jehlic amfibolů a plagioklasem jsou někdy vyvinuty nezřetelné lemy složené z oválných zrn pyroxenu velkých kolem 2 mm. Pyroxen odpovídá diopsidu (X_{Fe} = 0,17–0,20). Agregáty jehlicovitých amfibolu patrně vznikly jako pseudomorfózy po pyroxenu. Také uvnitř pseudomorfóz nacházíme pyroxen, a to v podobě samostatných zrn. Tyto však svým chemickým složením odpovídají zrnům v okolí pseudomorfózy. Pyroxen také tvoří mezerní hmotu mezi jehlicemi amfibolu. Podle analýzy jde o chromsalit, avšak i v tomto případě jde patrně o pyroxen metamorfní. Hypautomorfní plagioklas (An_{79-80}) je 1 až 4 cm velký. Většinou je postižen přeměnami, při nichž vzniká karbonát a minerály epidotové skupiny. Akcesoricky se vyskytují sloupečky apatitu dosahující velikosti až 0,3 mm. Automorfní titanit má délku kolem 0,4 mm. Horninu proráží mladší žilky karbonátů mocné 0,2 mm.

Okraje metagabrového xenolitu nemají všude stejný charakter. V některých částech je kontakt ostrý a jinde je na kontaktu vyvinut reakční lem. V lemu je možné vyčlenit dvě zóny. První zóna o mocnosti kolem 0,5 mm se stýká přímo s metagabrem. Skládá se z tence jehlicovitého antofylitu o délce až několik cm jsou uspořádány souhlasně s plochou kontaktu obou hornin. Do antofylitu zarůstají krystalky titanitu velké až 1 cm. Druhá zóna má mocnost až 2 cm a v podstatě jde o tonalit, který je zbaven tmavých minerálů a je složen pouze z křemene, plagioklasu a titanitu.

V jižní části budislavského plutonu v území ohraničeném zhruba obcemi Borová – Široký Důl – Kamenec u Poličky není petrografické složení xenolitů tak pestré. Převažují zde xenolity, které lze petrograficky zařadit k dioritům až gabrům. Skládají se z hypautomorfního, často poikilitického amfibolu. Jeho chemické složení leží na hranici mezi magneziohornblendem a ferohornblendem (X_{Fe} = 0,48–0,51 a Si = 7,05–6,82 apfu). Hrubě lupenitý biotit (Al^{IV} = 2,32–2,39 apfu; X_{Fe} = 0,54–0,55) bývá na okrajích postižen chloritizací. Hypautomorfní plagioklas (An_{38-45}) bývá slabě zakalený jílovými minerály. Xenomorfní draselný živec (Ab_8) je zastoupen v podružném množství. Často lemuje zrna plagioklasu. Dlouze jehlicovitý apatit bývá uzavřen v biotitu.

3.1.3. Miřetínský pluton (horniny tonalitové suity)

Tvoří protáhlé těleso, které lemuje kontakt s hlinskou zónou a táhne se od Perálce přes Českou Rybnou až do okolí obce Korouhev. Na hranici s poličským krystalinikem můžeme pozorovat intruzivní kontakty, kontakt s hlinskou zónou je tektonický. Toto těleso je často postiženo deformací výrazněji, než horniny budislavského plutonu, a proto některé části tohoto tělesa bývají označovány jako perlové ruly (Hanžl *et al.* 2008).

Převažují zde biotitické granodiority nad amfibol-biotitickými. Granodiority místy obsahují drobné enklávy jemnozrnných biotitických rul a metagaber. Oproti budislavské-

mu plutonu jsou v tomto tělese podstatně více zastoupeny biotitické granodiority až monzodiority.

SOLDÁN (1972) v miřetínském plutonu rozlišil muskoviticko-biotitické a biotitické žuly, které mají místy charakter ortorul. PITRA *et al.* (1994) horniny miřetínského plutonu popsal jako mylonitizované tonality. Zároveň označil tuto intruzi jako synkinematickou. MELICHAR (1995) upozornil na podobnost miřetínského plutonu a benešovského typu tonalitu ve středočeském plutonu.

Středně zrnitý porfyrický biotitický až amfibol-biotitický granodiorit tvoří nepravidelná tělesa. Hornina je tmavě šedá, porfyrická, obvykle usměrněná. Se vzrůstajícím stupněm deformace přecházejí do „perlových rul".

Porfyrické, amfibol-biotitické granodiority se skládají z xenomorfního křemene, který se v intenzivně metamorfovaných partiích rozpadá na řadu drobných subzrn. Plagioklasy a draselné živce tvoří až 2 cm velké porfyroklasy, které jsou obtékány lupínky biotitu a agregáty drobných zrn plagioklasu a křemene. Plagioklasy ve většině studovaných vzorků vykazují nevýraznou oscilační zonálnost. V amfibol-biotitických granodioritech je jejich bazicita poněkud vyšší (An_{31-36}) než v biotitických (An_{20-27}). Draselný živec (Ab_{2-7}) je slabě zakalený jílovými minerály. Některé vzorky obsahují velmi malé množství draselného živce nebo tento minerál dokonce zcela chybí. Horniny bez draselného živce, které můžeme označit jako tonality až křemenné diority, se většinou vyznačují vyšší bazicitou plagioklasů (An_{36-51}). Některé vzorky mohou mít v centrech plagioklasů bazicitu až An_{82}. Porfyrické vyrostlice mají často jednoduchou zonálnost vyznačující se poklesem bazicity směrem k okrajům zrna (An_{36-44}). Často můžeme rozlišit bazickou centrální část (labradorit-bytownit) a lem s nižší bazicitou (andezin). Někdy v sobě uzavírají drobné inkluze biotitu. Biotit (X_{Fe} = 0,47–0,59, Al^{IV} = 2,32–2,60 apfu) se vyskytuje jako úzké lupínky o délce až 0,8 mm. Amfibol tvoří akumulace o velikosti až 1,5 mm složené z drobných hypautomorfních zrn, která uzavírají oválné inkluze křemene. Chemicky odpovídají magneziohornblendu (X_{Fe} = 0,50–0,61, Si = 6,9–7,3 apfu) a vzácně jsou na okrajích nahrazován aktinolitem (X_{Fe} = 0,64–0,65, Si = 7,6–7,7 apfu) a často jsou lemovány biotitem. Většinou nepravidelná zrna titanitu jsou 0,08 až 0,50 mm velká. Zirkon je automorfní a oscilačně zonální. Apatit tvoří drobné automorfní sloupce často zarostlé do biotitu.

3.1.4. Zderazský masiv, žilné granity a metagranity

Mladší granity tvoří zderazký masiv a celou řadu drobnějších žil a těles v celém krystaliniku. Některé žíly a to zejména poblíž kontaktu se svrateckým krystalinikem nesou známky intenzivní deformace a mohou být označeny jako metagranity.

Granity

Drobně zrnitý biotitický až muskovit biotitický granit až granodiorit (DOVOLIL 1959 a 1967) vytváří větší těleso na s. konci poličského krystalinika (zderazský masiv). Na zbytku území poličského krystalinika vystupuje v podobě žil maximálně m až desítky m mocných. Jde o narůžovělou drobnozrnnou horninu. Skládá se z hypautomorfně omezených plagioklasů o velikosti až 1 mm, které jsou polysynteticky zdvojčatěné a chemicky odpovídají oligoklasu (An_{16-22}). Bývají bez přeměn nebo pouze slabě zakalené jílovými minerály. Některá zrna uzavírají ve svém středu drobné lupínky muskovitu. Draselný živec je xenomorfní a nebývá postižen sekundárními přeměnami. Někdy obsahuje drobné plaménkovité perthity. Také křemen je xenomorfní a obláčkovitě zháší. Biotit tvoří drobné lupínky o délce až 1 mm, které jsou někdy na okrajích postiženy chloritizací. Chemicky odpovídá annitu (Al^{IV} = 2,47–2,65 apfu; X_{Fe} = 0,52–0,57). Vzácně jsou vyvinuté drobné pleochroické dvůrky vzniklé kolem monazitu. Z dalších akcesorií byl zjištěn krátce sloupcovitý apatit.

Metagranity

Tyto horniny jsou petrograficky velmi podobné některým metagranitům ve střední a jižní části poličského krystalinika. Metagranity jsou vázány zejména na spodní pásmo poličského krystalinika v prostoru mezi obcemi Telecí a Nedvězí. Z geologické situace je zřejmé, že jsou zde přítomny žíly metagranitů několika generací. Jejich chemické složení a mineralogie prozatím neumožňují přesné rozčlenění a radiometrické datování prozatím chybí.

V metagranitech převažuje blastogranitická nebo blastoporfyrická struktura, avšak místy má hornina charakter metaaplitu až metapegmatitu. Velmi často provází tělesa amfibolitů. Větší protáhlá tělesa metagranitů vystupují západně od obce Nedvězí, severovýchodně a východně od Borovnice a západně od Korouhve. Xenomorfní křemen je 0,3 až 1,5 mm velký. Xenomorfní draselný živec je 0,2 až 3 mm velký a bývá často perthitický. Často uzavírá drobná zrna křemene nebo biotitu. Vzácně může tvořit až 4 mm velké porfyroklasty. Hypautomorfní plagioklas je 0,5 až 2 mm velký někdy oscilačně zonální. Středy plagioklasů jsou často výrazně sericitizované. Tlusté tabulky biotitu jsou kolem 1 mm dlouhé a částečně postiženy chloritizací. Muskovit se vyskytuje jen vzácně jako drobné lupínky, které jsou patrně v některých případech produktem rozpadu draselného živce. Jako typický akcesorický minerál je přítomen apatit a méně často zirkon. Ojedinělý je izometrický granát, který bývá částečně zatlačován biotitem.

3.1.5. Žilné horniny (aplity a pegmatity)

Pegmatity tvoří žíly o mocnosti do jednoho metru a jen výjimečně mohou mít mocnost nad 5 m. Většinou jsou mineralogicky i texturně poměrně jednoduché.

V severní části krystalinika proráží hlavně horniny tonalitové suity. Dobrým příkladem jsou pegmatity z lomu v Budislavi. Zde mají žíly pronikající tonality mocnost až několik dm. Jejich minerální složení popsal Fiala (1929). Skládají se z perthitického draselného živce, kyselého plagioklasu a křemene. Z tmavých minerálů je zde biotit, skoryl a méně častý spessartin, dále byl odtud popsán beryl, allanit a apatit (Kratochvíl 1957). Některé žíly mají zonální stavbu. Na okraji bývá vyvinuta aplitická nebo granitická zóna (velikost zrna od mm do cm), složená z křemene, živců, biotitu, a skorylu, který někdy symplektiticky srůstá s křemenem. Následuje písmenková zóna, složená z křemene a živce. Bloková zóna se vyskytuje relativně vzácně a je tvořena hlavně křemenem, do něhož zarůstají i přes 10 cm dlouhé sloupce skorylu. Kontakt pegmatitů s diority a gabry je ostře ohraničen. Na hranici pegmatitu a dioritu mohou vznikat biotitové lemy (Fiala 1929).

Běžně také pegmatity vystupují ve střední a jižní části krystalinika. Tyto žíly bývají orientovány souhlasně s foliací okolních rul. Skládají se opět hlavně z perthitického draselného živce, kyselého plagioklasu a křemene. Turmalíny nebo granáty mohou společně s křemenem vytvářet symplektitické srůsty. Avšak většinou je granát přítomen v podobě izometrických zrn a turmalín tvoří sloupcovité krystaly. Sloupečkovitý turmalín je hojný také v pegmatitech z okolí Jedlové. Poměrně časté jsou až několik mm dlouhé sloupečky apatitů zejména v okolí obce Korouhev. Zde žíly pronikají do těles gaber a dioritů.

Společně s pegmatity vystupují aplity. Aplit tvoří žíly a čočkovitá tělesa většinou malých nemapovatelných rozměrů ve většině hornin poličského krystalinika. Obvykle mají aplitové žíly mocnost maximálně několik dm, větší žíla o mocnosti kolem 3 m vystupuje na kótě Skalka severně od obce Borová. Tyto jemnozrnné horniny s panxenomorfní strukturou se skládají hlavně z draselného živce (Ab_9) a plagioklasu (An_{16-22}) o velikosti až 2 mm. Biotitové lupínky jsou až 0,5 mm dlouhé a lokálně může být přítomen muskovit. Křemen dosahuje velikosti 0,5 mm. Jako akcesorie je přítomen 0,5 mm dlouhý sloupcovitý apatit. Některé aplity obsahují drobný xenomorfní turmalín, který se vyskytuje v podobě okrouhlých shluků velkých až několik cm.

3.2. Metamorfované horniny

Poličské krystalinikum představuje jednotku s variabilním stupněm metamorfózy, jak dokládá i rozdělení dle MELICHARA (1995): (i) Svrchní patro v okolí Stašova má charakteristické zastoupení svorů, kvarcitů a grafitických hornin (ii) Střední pásmo tvoří drobnozrnné biotitické pararuly s vložkami muskovit-biotitických rul se sillimanitem, svorů a metakonglomerátů. Místy se objevují drobné žíly a tělesa metatonalitů. (iii). Na jihozápadě je spodní pestré pásmo tvořené perlovými a migmatitizovanými rulami, amfibolity, mramory a leukokratními ortorulami. Na jihovýchodním okraji této zóny vystupuje granulitové těleso u Víru.

3.2.1. Metamorfované horniny svrchního pásma poličského krystalinika

Svrchní pásmo je tvořeno polohami dvojslídných až muskovitických svorů o mocnosti od m do několika stovek metrů, které se střídají s drobnozrnnými biotitickými, kvarcitickými pararulami, kvarcity, grafitickými kvarcity.

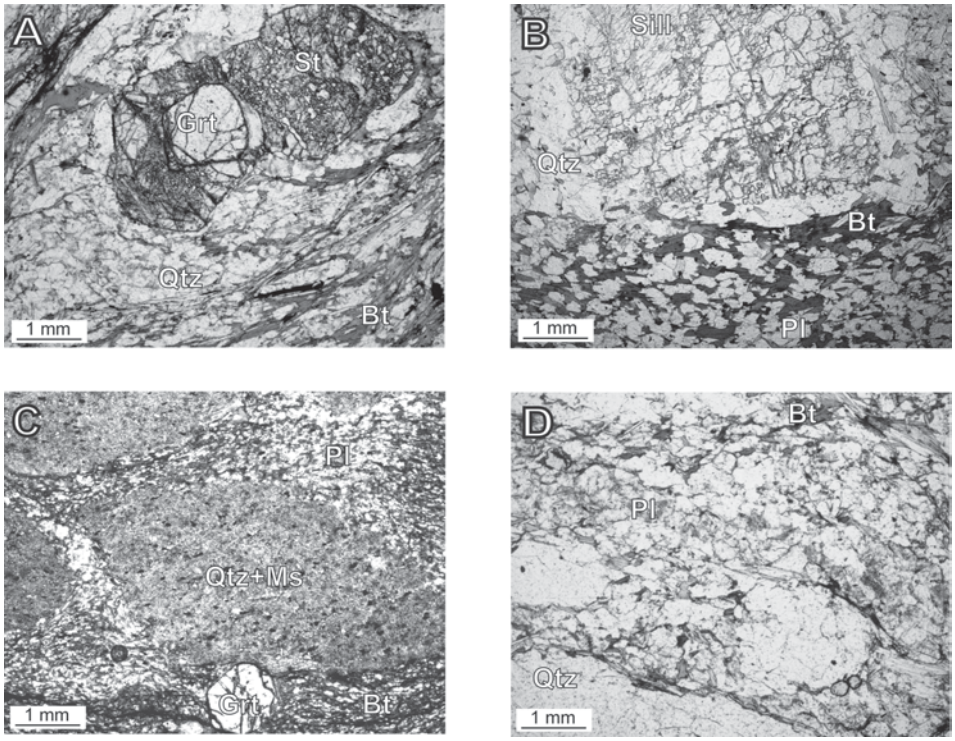
Dvojslídné svory až biotitické ruly

Svory vystupují v severovýchodním výběžku poličského krystalinika v oblasti mezi obcemi Stašov, Jedlová a Hamry. Jejich podrobný popis je uveden v tomto čísle časopisu (BURIÁNEK 2009). Pruhy mají směr SSZ–JJV, směrem k obci Jedlová se jejich směr mění na SZ–JV. Svory jsou porfyroblastické s lepidogranoblastickou, až granolepidoblastickou základní hmotou. Obvykle výrazně převládá muskovit nad biotitem. Jsou to většinou šedobílé horniny s dobře vyvinutou foliací. V některých vzorcích jsou kromě převažující foliace patrné mladší střižné zóny. Intenzita této deformace výrazně narůstá směrem k svojanovské mylonitové zóně. Na základě minerální asociace můžeme svory rozdělit na čtyři skupiny: 1) Qtz+Ms+Bt+Pl+St, 2) Qtz+Ms+Bt+St+Grt±Pl, 3) Qtz+Ms+Bt+Grt+St+Pl+Ky, 4) Qtz+Ms+Bt+Grt+St+Sill±Pl. Běžné jsou porfyroblasty staurolitu (obr. 7A), granátu nebo plagioklasu. Skládají se z křemene, muskovitu (Si = 6,06–6,36 apfu; X_{Fe} = 0,44–0,10) biotitu (Al^{IV} = 2,34–2,94 apfu; X_{Fe} = 0,45–0,64), někdy je přítomen plagioklas (Ab_{74-98}), staurolit (X_{Mg} = 0,11–0,21, Al = 16,9–18,1 apfu), turmalín, granát (Alm_{70-85} Sps_{1-15} Pyr_{8-15} Grs_{0-7} Adr_{0-6}), sillimanit nebo kyanit. Jako akcesorické minerály mohou být přítomny ilmenit, magnetit, zirkon, apatit a rutil. Chlorit (Si = 5,08–5,23 apfu, (Fe+Mn+Cr)/(Fe+Mn+Cr+Mg) = 0,51–0,56) většinou vzniká sekundárně na úkor granátu či biotitu. Primární chlorit tvoří inkluze v plagioklasu nebo staurolitu.

Svory se střídají s biotitickými až dvojslídnými rulami až kvarcitickými rulami. Tyto horniny mají poměrně jednoduchou minerální asociaci Qtz+Pl+Bt±Ms±Grt a často tvoří přechody do svorů nebo kvarcitů.

Grafitické kvarcity

Jejich úzké pruhy vystupují zejména na hřbetu severojižního směru a probíhají od obce Hamry až k Stašovu, kde se noří pod křídové sedimenty. Zde jsou dokonce odkryty drobnými zašlými jámovými lomy. Tvoří maximálně několik m mocné polohy ve svorech a svorových rulách. Kvarcity bývají podobně jako okolní svory zvrásněny. Jsou to jemnozrnné horniny, v nichž převažuje křemen v podobě izometrických nebo xenomorfních zrn. Grafit je rozptýlen v celé hornině jako jemný pigment, který bývá nejčastěji uzavírán jako inkluze v zrnech křemene a zbarvuje horninu do černošeda. Ze slíd je vždy přítomen muskovit a to v podobě lupínků dlouhých kolem 0,5 mm. Podobné velikosti dosahuje také biotit, který mnohdy podléhá částečné chloritizaci. Hypautomorfní plagioklas bývá postižen sericitizací. Častý je granát. Jeho 0,5 mm velká izometrická zrna mohou uzavírat inkluze křemene. Dále bývá přítomen zirkon a apatit. Pokud obsah plagioklasu stoupá, přechází hornina do kvarcitických rul. Se vzrůstajícím obsahem plagioklasu mírně roste i obsah slíd. Někdy jsou v grafitických kvarcitech vyvinuty asi 0,5 až 1 cm mocné žilky středně zr-



Obr. 7. Výbrusy z metapelitů a metakonglomerátu (rovnoběžné nikoly): (A) svor s minerální asociací St+Grt, Stašov; (B) rula s pseudomorfózami sillimanitu po andalusitu, Korouhev; (C) metapelit s minerální asociací Cdr+Grt+St, Perálec; (D) křemenné klasty v metakonglomerátu, Telecí.

Fig. 7. Thin sections from metapelites and metaconglomerate (parallel nicols): (A) micaschist with mineral assemblage: St+Grt, Stašov; (B) gneiss with sillimanite pseudomorph after andalusite, Korouhev; (C) metapelite with mineral assemblage Cdr+Grt+St, Perálec; (D) Quartz clasts in the metaconglomerate, Telecí.

nitého křemene, které neobsahují grafitický pigment. Grafit se ale hromadí na okraji těchto žilek. Tento jev je možné vysvětlit mladší rekrystalizací.

3.2.2. Metamorfované horniny středního pásma poličského krystalinika

V tomto pásmu naprosto převažují biotitické až dvojslídné pararuly, které obsahují drobné vložky a polohy středně zrnitých biotitických až dvojslídných pararul svorového vzhledu.

Oblast mezi Borovnicí a Kamencem u Poličky zpracoval Zoubek (1964). V poličském krystaliniku podle tohoto autora převažují plagioklasové pararuly nad pararulami svorového habitu a ve svrateckém krystaliniku je poměr opačný. Zároveň konstatoval, že nezjistil žádné rozdíly v intenzitě metamorfózy mezi poličským a svrateckým krystalinikem. Horniny krystalinika na západ od Proseče charakterizoval Soldán (1972). V rohovcových rulách zde zjistil vložky kontaktních cordieritických rohovců s hyperstenem (nově však nebyl tento minerál potvrzen).

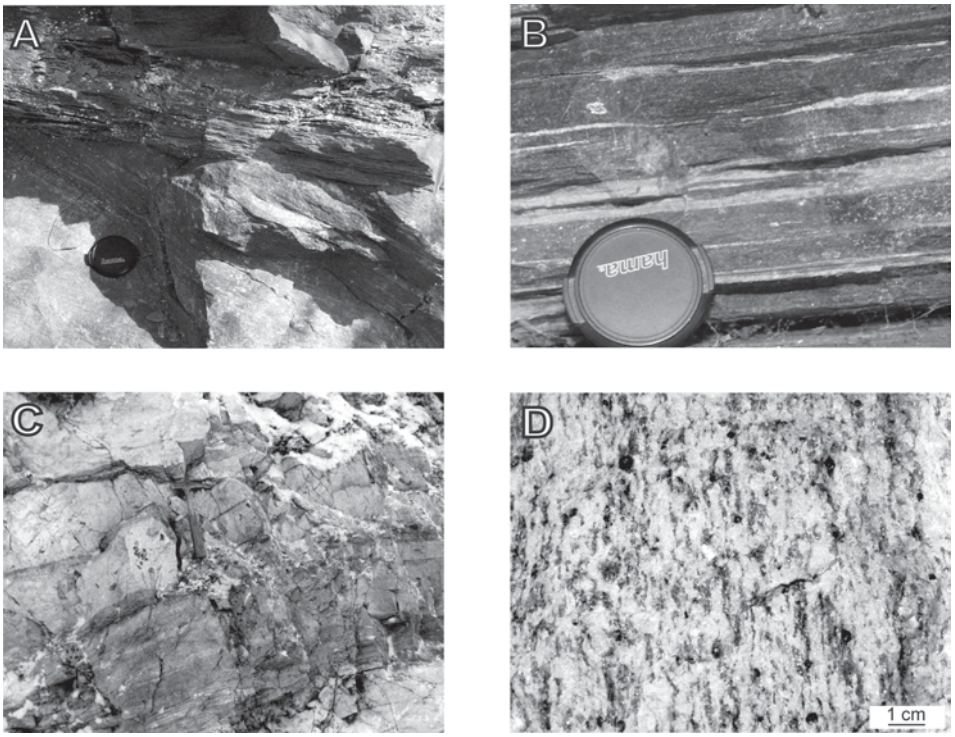
Biotitická až dvojslídná pararula

Biotitická až dvojslídná pararula je nejrozšířenější horninou středního pásma poličského krystalinika. Vystupují zejména v okolí obcí Nedvězí, Korouhev a Sádek. Jde o větši-

nou středně zrnité, někdy až drobnozrnné horniny s lepidogranoblastickou až granolepidoblastickou strukturou. Místy tyto ruly obsahují křemen-živcové pásky (Qtz+Pl±Bt±Ms) o mocnosti až několik cm. Běžné jsou partie o mocnosti několik cm až m, které se odlišují vyššími obsahy slíd zejména muskovitu (Si = 6,02–6,30 apfu; X_{Fe} = 0,41–0,66; Ti = 0,03–0,14 apfu), který často tvoří větší porfyroblasty. Tyto dvojslídné ruly většinou obsahují sillimanit, turmalín a granát. Oba subtypy jsou tvořeny podobnými minerály, ale jejich modální zastoupení se může být proměnlivé. Proto někdy nacházíme přechody do kvarcitických nebo svorových rul. Xenomorfní křemen je 0,3 až 2 mm velký a undulózně zháší. Plagioklas (An_{14-23}) je hypautomorfní a 0,3 až 1 mm velký. Většinou je jen slabě postižen druhotnými přeměnami kaolinizace a sericitizace. Jeho zrna jsou polysynteticky zdvojčatěná. Někdy jsou v rulách až několik cm mocné pásky a čočky složené hlavně z plagioklasu a křemene. V takových místech dosahuje plagioklas velikosti až 2,5 mm a křemen 3 mm. Plagioklas v rulách i v křemen-živcových páscích má v katodoluminiscenčním mikroskopu stejnou homogenní modrozelenou luminiscenci. Biotit tvoří 0,4 až 2 mm dlouhé lupínky. Jeho složení (obr. 5) leží v blízkosti hranice mezi annitem a flogopitem (Al^{IV} = 2,44–2,81 apfu; X_{Fe} = 0,49–0,61). Obsahy F jsou nízké (≤0,09 apfu) a obsahy Ti kolísají mezi 0,16 až 0,45 apfu. Muskovit je přítomen jako 0,4 až 2 mm dlouhé lupínky orientované souhlasně s foliací. Někdy tvoří až 5 mm velké porfyroblasty, které v sobě mohou uzavírat shluky jehlic sillimanitu. Jako inkluze se také mohou objevit protáhlá zrna opakních minerálů (grafit a ilmenit), zrna křemene nebo lupínky biotitu. Sillimanit tvoří fibrolitické shluky ve tvaru čoček nebo úzkých (≤0,5 mm mocných) poloh. V některých vzorcích se setkáváme se sillimanitem, který tvoří pseudomorfózy po sloupcovitém minerálu ze skupiny Al_2SiO_5. Velmi často se tyto pseudomorfózy vyskytují v blízkosti těles gaber. Tyto prizmatické sloupce jsou až 4 cm dlouhé a 0,5 cm široké a skládají se z paralelně uspořádaných jehlic sillimanitu. Ten v nich byl určen opticky a potvrzen rentgenograficky. Relikty původního minerálu nebyly nalezeny, ale svým tvarem pseudomorfózy (obr. 7B) spíše odpovídají andalusitu než kyanitu. Navíc, na průřezech některých sloupců jsou patrné tmavé přesýpátkové struktury typické pro chiastolity (Buriánek 1999). Prizmata jsou napříč rozpukána a pukliny vyplňuje sericit. Původní minerál v sobě uzavíral zrna křemene a lupínky biotitu. Granát (Alm_{61-79} Sps_{7-28} Pyr_{8-17} Grs_{0-4}) tvoří až 2 mm velká izometrická zrna uzavírající drobná zrna plagioklasu, zirkonu, monazitu, ilmenitu a lupínky biotitu. Některá zrna granátu jsou nepravidelná a korodovaná. Zirkon tvoří 0,07 až 0,3 mm dlouhé sloupce, uzavírán v biotitu má pleochroické dvůrky. Dále je přítomen apatit jako 0,1 až 0,5 mm velké sloupce. Ilmenit je přítomen jako až 0,2 mm dlouhé lišty. Titanit se vyskytl jen výjimečně jako maximálně 0,1 mm velká zrna. Turmalín je přítomen jako převážně automorfní někdy i xenomorfní porfyroblasty až 1,5 cm dlouhé. Chemicky odpovídá skorylu (Al = 5,94–6,62 apfu; X_{Fe} = 0,22–0,57; Na = 0,65–0,89 apfu). Tento minerál v sobě může uzavírat jehlice sillimanitu, zrna křemene a lupínky slíd. Chlorit je světle zelený a vzniká jako sekundární minerál na úkor biotitu. Minerály epidotové skupiny se vyskytly jen výjimečně (v rule od Sádku) jako drobná zrnka kolem 0,01 mm velká vrůstající do sillimanitu. Monazit vytváří maximálně 0,05 mm velká zrna.

Biotitická až dvojslídná pararula svorového vzhledu

Tvoří například pruh táhnoucí se od jižní části osady Paseky k Borové. Podobné pruhy o mocnosti od několika cm do několika m a vzácně i desítek metrů jsou v celém středním pásmu poličského krystalinika. Táhnou se zejména od Oldříše a Sádku ke Korouhvi a některé také dále k Jedlové. Tyto horniny se střídají s podobně mocnými polohami biotitických až dvojslídných pararul a kvarcitických rul. Střídání poloh těchto typů rul (obr. 8A) je charakteristickým znakem poličského krystalinika. Jde o středně zrnité horniny často porfyroblastické s lepidogranoblastickou až granolepidoblastickou strukturou. Hypautomorfní plagioklas (An_{12-14}) do 0,5 mm bývá polysynteticky lamelovaný a většinou



Obr. 8. Typické horniny poličského krystalinika: (A) kontakt mezi svorovými rulami a kvarcitickými rulami, lom při silnici mezi obcemi Korouhev a Jedlová; (B) střídání pásků amfibolitů a vápenatosilikátových hornin východně od obce Nedvězí; (C) kontakt mramorů a perlových rul v lomu U vápenky jižně od vesnice Bystrého; (D) Ortorula s granátem z malého lomu u obce Nedvězí.

Fig. 8. Typical rocks of the Polička Crystalline Complex: (A) Contact between mica-rich gneisses and quartz rich gneisses, quarry near road between villages Korouhev and Jedlová; (B) alternation layers of amphibolites and calc-silicate rocks, eastward from village Nedvězí; (C) Contact between marbles and augen gneisses in quarry U vápenky southward from village Bystré. (D) Orthogneiss with garnet from small quarry near village Nedvězí.

jen slabě zakalený jílovými minerály. Drobná (0,3 mm) xenomorfní zrna křemene undulózně zháší. Muskovit (Al = 5,59–5,61 apfu, Na = 0,29–0,30 apfu) je přítomen jako drobné lupínky nebo jako až 1,5 mm velké porfyroblasty, které v sobě uzavírají drobné opakní inkluze, jehlice sillimanitu a lupínky biotitu. Podobné velikosti jako muskovit může dosáhnout biotit. Chemické složení je poměrně homogenní (X_{Fe} = 0,57–0,61, Al^{IV} = 2,61–2,70 apfu). Často uzavírá drobná automorfní zrnka apatitu a monazitu. V drobnozrnných partiích mají lupínky slíd délku kolem 0,4 mm. Xenomorfní křemen je kolem 0,3 mm velký. Plagioklas je hypautomorfní a kolem 0,5 mm velký. Jeho zrna jsou jen slabě zakalena jílovými minerály. Agregáty jehlic sillimanitu jsou často uzavírány v muskovitu nebo v křemeni. Jehlice sillimanitu jsou v drobnozrnných partiích vzácné. Granát tvoří až 0,2 mm velká izometrická zrna (Alm_{62-64} Prp_{8-11} Sps_{25-26} Adr_{3-1}). Z akcesorických minerálů je přítomen apatit jako až 0,2 mm dlouhé prizmatické krystaly, podobně i zirkon. Pararuly často obsahují polohy, které mají vzhled migmatitového metatektu. Tyto polohy bývají složeny hlavně z plagioklasu a křemene. Draselný živec je zastoupen vzácně a jen v podružném množství. Často je přítomen biotit a případně také muskovit.

Jemně zrnitý fylit až fylitický svor místy s cordieritem a andalusitem

Jemně zrnitý fylit až fylitický svor vystupuje v tenkém pruhu mezi svorovými pararulami a perlovými rulami severně od Borové a tvoří rozsáhlejší plochu v okolí Pasek, odkud dále pokračují přes Proseč až k Perálci. Horniny jsou jemnozrnné a tmavě šedé. Na foliačních plochách se často objevují drobně krenulační vrásky. Na některých vzorcích je vzácně zachováno litologické páskování se střídáním prachovité a písčité frakce. Nápadné jsou muskovitové pseudomorfózy o průměru až 1,5 cm. Muskovit patrně nahrazuje původní porfyroblasty andalusitu nebo cordieritu a svým složením se nijak výrazně neodlišuje od muskovitů (Al^{IV} = 5,61–5,73 apfu, Na = 0,02–0,30 apfu) v matrix horniny. Biotit tvoří drobné lupínky (X_{Fe} = 0,49–0,53, Al^{IV} = 2,58–2,64 apfu). Hypautomorfní plagioklasy mají složení An_{16-17}. Směrem k jihu se v komplexu rul začínají objevovat drobné polohy svorového vzhledu o mocnosti maximálně několik cm a horniny mohou přecházet až do rul.

V poličském krystaliniku jsou horniny s cordieritem a andalusitem přítomny pouze v severní části (Perálec). Lokalita je situována asi 500 m od východního okraje miřetínské intruze. Jde o jemnozrnné biotitické rohovce s minerální paragenezí Pl+Qtz+Bt+Cdr+Grt +And+St+Chl±Ms. Základní hmota je lepidogranoblastická tvořená směsí křemene kyselého plagioklasu a slíd. Poikiloblastický cordierit se nezachoval a dnes tvoří oválné pseudomorfózy složené hlavně z chloritu. Granáty jsou automorfní a bývají uzavírány v pseudomorfózách po cordieritu (obr. 7C). Andalusit je xenomorfní a na okrajích jej často lemuje muskovit. Staurolit tvoří relikty uzavřené v cordieritu (resp. pseudomorfózách po něm) nebo v andalusitu. V okolí rohovců jsou drobně až středně zrnité biotitické ruly o složení Pl+Qtz+Bt+Ms. Tyto horniny mají místy vyvinuty relikty sedimentárních struktur jako jsou zachované tvary klastů nebo gradační zvrstvení. Celkově velmi připomínají horniny hlinské zóny. Směrem k jihu jsou minerály jako andalusit a cordierit nahrazovány muskovitem, někdy společně s biotitem.

Grafitická rula až dvojslídný kvarcit s grafitem

Dvojslídný kvarcit s grafitem je šedý až šedočerný a tvoří několik tenkých paralelních pruhů (mocnost asi 0,2 m) severně od osady Dědek. Na rozdíl od kvarcitů svrchního pásma jsou tyto horninové pruhy obklopeny muskovit-biotitickými rulami. Kvarcity často přecházejí do grafitických rul a masivního grafitu. Jde o středně zrnitou horninu, v níž se často střídají 1 až 5 mm mocné pásky dvojslídných kvarcitů bohatých grafitem a apatitem a pásky dvojslídných grafitických kvarcitických rul. Nejhojnějším minerálem je xenomorfní undulósně zhášející křemen. Plagioklasy jsou xenomorfní až hypautomorfní, polysynteticky zdvojčatěné, 0,1 až 0,4 mm velké. Většinou jsou postiženy sericitizací, a to zejména na okrajích zrn podél štěpných trhlin. Biotit tvoří drobné lupínky o velikosti kolem 0,2 mm. Místy jsou v něm patrné pleochroické dvůrky, které obklopují monazit. Muskovit tvoří až 1,5 mm velké zprohýbané porfyroblasty, které často uzavírají lupínky grafitu. Muskovit často přerůstá již zvrásněné uzavřeniny grafitu. Grafit je přítomen jako drobné inkluze ve všech hlavních horninotvorných minerálech. Apatit vytváří až 0,2 mm velká izometrická zrna, která mohou tvořit uzavřeniny v muskovitu.

V oblasti mezi obcí Ubušín a Trhonickým potokem vystupují v muskovit-biotitických rulách drobné maximálně několik cm mocné polohy grafitických rul až kvarcitů. Jde o středně zrnitou šedou až šedočernou, stříbřitě lesklou horninu. Nejhojnějším minerálem je xenomorfní undulózně zhášející křemen. Plagioklasy (An_{35-36}) jsou xenomorfní až hypautomorfní, polysynteticky zdvojčatěné, 0,2 až 0,6 mm velké. Velmi často jsou postiženy sericitizací a to zejména na okrajích zrn podél štěpných trhlin. Vzácně se objevují drobná xenomorfní zrna draselného živce (Ab_7) srůstající s plagioklasem. Biotit má podobné složení (obr. 5) jako biotity z okolních rul (Al^{IV} = 2,44–2,45 apfu; X_{Fe} = 0,49–0,50). Tvoří lupínky o velikosti kolem 0,2 mm. Místy obsahuje pleochroické dvůrky kolem monazitu.

Muskovit se vyskytuje jen vzácně jako drobné lišty o délce až 0,5 mm. Apatit vytváří až 0,2 mm velká izometrická zrna. Grafitové lupínky jsou tenké a až 0,3 mm dlouhé.

Na zbývající ploše krystalinika jsou kvarcity zastoupeny méně často, většinou jen jako polohy v rulách mocné maximálně 1 m a několik m široké (např. jv. od obce Korouhve). Výjimku tvoří kvarcity, které se vyskytují při hranici poličského krystalinika s krystalinikem svrateckým. Východně od silnice Telecí–Borová jsou ZRŮSTKEM (1963) uváděny grafitické kvarcity a grafitické fylity. Další lokality grafitických kvarcitů zmínil SVOBODA (1956b) a to východně od České Rybné, jz. od Proseče a sz. od Svaté Kateřiny.

Biotitická až dvojslídná kvarcitická pararula

Biotitická až dvojslídná kvarcitická pararula tvoří drobná, často nemapovatelná tělesa uvnitř monotónního rulového komplexu (středního pásma). Větší tělesa vystupují při silnici Korouhev–Nedvězí a na z. okraji obce Borová. Drobná tělesa se vyskytují v celé střední části poličského krystalinika. Jde o drobnozrnné až středně zrnité lepidogranoblastické horniny. Slídy a granát tvoří dohromady 9–14 mod. %. Obsahy křemene se pohybují kolem 53–62 mod. % a zbytek tvoří plagioklas. Hypautomorfní plagioklasy (An_{15-16}) bývají polysynteticky zdvojčatěné a slabě zakalené jílovými minerály. Křemen tvoří xenomorfní undulózně zhášející zrna. Často jsou přítomna drobná izometrická zrna granátu bez výrazné chemické zonálnosti (Alm_{66-68} Sps_{17-18} Pyr_{12-14} Grs_{0-1}). Obsahuje drobné oválné inkluze křemene a ilmenitu. Ze slíd naprosto dominuje biotit (Al^{IV} = 2,58–2,62 apfu; X_{Fe} = 0,54–0,57). Muskovit je zastoupen ve zcela podružném množství. Turmalín tvoří drobné hypautomorfní sloupce uzavírající inkluze křemene a zirkonu. Na puklinách turmalínu jsou patrné drobné lišty biotitu. Z akcesorií byl zjištěn apatit a zirkon.

Metakonglomerát

Metakonglomerát tvoří drobné polohy a čočky uzavřené v dvojslídných rulách, jejichž mocnost většinou nepřekračuje 1 m. Tyto horniny vystupují v oblasti mezi Telecím a Sádkem směrem dále k jihovýchodu se zastoupení metakonglomerátů ve vulkanosedimentárním komplexu snižuje. Jde převážně o monomiktní křemenné metakonglomeráty. Struktura horniny je dobře zřetelná zejména na navětralém povrchu. Oválné křemenné klasty o velikosti 0,3 až 4 cm jsou uloženy ve středně až drobně zrnité rulové matrix (obr. 7D). Matrix je tvořena biotitickou nebo muskovit-biotitickou rulou. Křemen je xenomorfní a často undulózně zháší. Hypautomorfní plagioklas (An_{36-46}) bývá slabě zakalený jílovými minerály a to především na okrajích zrn a podél štěpných ploch. Lupínky biotitu (Al^{IV} = 2,53–2,59 apfu; X_{Fe} = 0,54–0,57) dosahují délky až 0,7 mm. Někdy bývá slabě postižen chloritizací. Tenké lupínky muskovitu mají podobnou velikost jako biotit. Turmalín tvoří až 0,3 mm dlouhé, automorfní sloupečky většinou zarostlé v biotitu. Izometrická zrna granátu bývají 0,4 až 0,6 mm velká (Alm_{66-69} Sps_{17-19} Pyr_{12} Grs_{1}). Uzavírají četné drobné inkluze opakních minerálů. Monazit tvoří drobná, maximálně 0,1 mm velká zrna většinou uzavřená v biotitu (bývají lemována pleochroickými dvůrky).

Vzácně se v okolí Sádku objevují polohy slepenců s klasty granitického složení. Do klastů s převahou křemene zarůstá tence sloupcovitý amfibol, jehož složení kolísá mezi magneziohornblendem, ferohornblendem a aktinolitem (X_{Fe} = 0,46–0,56, Si = 6,8–7,7 apfu). Matrix je tvořena biotitickou, nebo muskovit-biotitickou rulou. Biotit (Al^{IV} = 2,35–2,49 apfu; X_{Fe} = 0,51–0,58) tvoří až 0,7 mm dlouhé lupínky. Podobnou velikost mají také lupínky muskovitu. Dále jsou přítomna izometrická zrna granátu (Alm_{51-53} Sps_{12-15} Pyr_{5-7} Grs_{25-32}), protáhlá zrna turmalínu. Jako akcesorické minerály se běžně vyskytují monazit a apatit.

Vápenatosilikátové nodule

Vápenatosilikátové nodule mají vesměs kulovitý nebo vejčitý tvar a jejich průměr se pohybuje zhruba od 5 cm do 2 m. Jsou uloženy v muskovit-biotitických až biotitických ru-

lách místy s granátem a sillimanitem. Vyskytují se v nesouvislém pásu, který se táhne souhlasně s foliací celým krystalinikem od Proseče na severu, až k obci Hartmanice na jihu. Na výchozech se nodule vyskytují izolovaně a v terénu jsou jednotlivé nálezy často vzdáleny desítky až stovky metrů. Nodule jsou vázány na střední pásmo poličského krystalinika ve smyslu dělení MELICHARA (1995). Na základě petrografie je možné nodule rozdělit na několik skupin (BURIÁNEK 2005):

I. – Di+Cal+Pl+Qtz (±Ttn+Py±Amp)
II. – Di+Cal+Pl+Qtz+Czo (±Ttn±Amp±Py±Tur±Grt)
III. – Di+Cal+Pl+Qtz+Czo+Grt (±Ttn)
IV. – Amp+Pl+Qtz+Grt+Py+Bt (±Ilm±Chl)

Typické nodule jsou drobně až středně zrnité horniny. Protože petrografické popisy jednotlivých typů byly již publikovány (BURIÁNEK 2005) je v tomto článku uveden jen popis převažujícího typu těchto hornin (skupina II). Většinou již makroskopicky můžeme v noduli rozlišit dvě zóny. Na okraji bývá vyvinuta až několik cm mocná zóna bez granátu a zbytek nodule tvoří střední část, která granát obsahuje. Ve střední části nodule je minerální asociace: Di+Cal+Pl+Qtz+Czo+Grt+Ttn. Plagioklas (An_{94-97}) tvoří drobně zrnité agregáty nebo vzácně vytváří větší porfyroblasty o velikosti až 1 mm, které uzavírají inkluze křemene, kalcitu, diopsidu a klinozoisitu. Pyroxen odpovídá diopsidu (X_{Fe} = 0,35–0,49) a tvoří převážně drobná izometrická zrna. Vzácně může být přítomen v podobě poikiloblastů, které uzavírají inkluze křemene a klinozoisitu. Kalcit tvoří xenomorfní zrna často obklopená plagioklasem. Klinozoisit (Ps = 3–14 %) tvoří hypautomorfní sloupce, nebo drobná oválná zrna. V některých vzorcích je přítomen granát s převahou grosulárové komponenty (Grs_{66-91} Alm_{2-22} Sps_{1-9} Adr_{1-7} Prp_{0-1}). Granát je většinou přítomen jako shluky drobných izometrických zrn, které zatlačují klinozoisit, nebo tvoří větší poikiloblasty vyznačující se nepravidelnou smouhovitou zonálností. Jako akcesorický minerál se může objevit apatit, vzácněji monazit a zirkon. Směrem k okraji následuje u nodulí zóna o mocnosti 1–3 cm. Obsahuje minerální asociaci: Di+Cal+Pl+Qtz+Czo+Ttn. Převažujícím typem pyroxenu (X_{Fe} = 0,43–0,57) je i zde diopsid. Hedenbergit se vyskytuje jen vzácně jako nepravidelné smouhy uvnitř větších porfyroblastů. Klinozoisit (Ps = 3–7 %) tvoří automorfní až hypautomorfní sloupce a někdy i větší poikiloblasty. Bazicita plagioklasů je stejná jako v centru nodule. Zcela na okraji bývá vyvinuta až 0,5 cm mocná zóna složená pouze z plagioklasu, diopsidu a křemene.

Granátovec

Prozatím byl zjištěn jen jako ojedinělý volný blok na poli jižně od obce Korouhev (BURIÁNEK a OTAVA 2007). Granátovec tvoří střed sekreční čočky křemene o průměru kolem 25 cm, která byla nalezena v rulách nedaleko jejich kontaktu s tělesem amfibolitů. Střed sekreční čočky se skládá z automorfního až hypautomorfního granátu. Prostor mezi zrny granátu je vyplněn biotitem, nebo křemenem. Časté jsou atolové granáty. Granáty mají nevýraznou difuzní zonálnost, Mn na okraji zrna mírně stoupá a Ca klesá (Alm_{81-85} Prp_{5-8} Sps_{1-3} Grs_{4-11} Adr_{1-3}). Granát z granátovců má poněkud vyšší obsahy Fe, Ca a naopak nižší obsahy Mn, Mg než granáty v okolních rulách. Pouze v centrální části zrna se granát svým chemickým složením blíží granátu z okolních rul. Biotit chemicky odpovídá annitu (X_{Fe} = 0,76–0,78; Al^{IV} = 2,58–2,65 apfu). Ilmenity (ilmenitová složka 98–99 %, pyrofanitová složka 1–2 %, geikielitová složka 0–1 %) tvoří drobné tlustě až tence tabulkovité krystalky o délce až 20 μm. Některá zrna granátu obsahují velmi hojné drobné ilmenitové inkluze. Případný protolit by musel být poměrně bohatý na Si, Al a Fe, naopak chudý na K a Na. Jako nejpravděpodobnější scénář vzniku této čočky se pak jeví metamorfóza tufitické horniny bohaté zejména Fe v oblasti výrazné mobility fluid. V důsledku toho byly K a Na z původní horniny částečně odneseny a během vrcholu metamorfózy mohlo reziduum poskytnout vhodný protolit pro vznik granátovce.

3.2.3. Metamorfované horniny spodního pásma poličského krystalinika

Toto pásmo je petrograficky poměrně pestré. Rovněž v něm převažují dvojslídné ruly místy až svorového vzhledu, které se svou petrografií významně neliší od rul středního pásma. Tyto ruly se střídají s polohami perlových rul. Hojná jsou drobná tělesa amfibolitů, mramorů, ortorul až granulitů a dalších hornin.

Oblasti kolem obce Telecí popsali HERČÍK *et al.* (1963) jako metamorfovaný flyšový komplex střídajících se drob, drobových břidlic a pískovců s polohami jílovitých břidlic s konkordantními vložkami efuziv. V okolí Jimramova MÍSAŘ (1960b) uvádí ruly v rozdílném stupni granitizace, která se projevila vznikem různě velkých porfyroblastů kyselých plagioklasů. FAJST *et al.* (1962) pozoroval známky migmatitizace také v okolí tonalitových těles ve středním pásmu v oblasti Jedlové. Metamorfními podmínkami jižní části poličského krystalinika se zabývala ŠTOUDOVÁ *et al.* (1998 a 1999). Tito autoři se opět vrátili ke staršímu názvu „vírské granulitové těleso" a také vyjádřili nesouhlas s dřívějším názorem MÍSAŘE (1961a, 1961b), že amfibolity, které těleso lemují, s ním nesouvisí. Vyčlenili dvě asociace, z nichž starší náleží původním granulitům (Grt+Bt+Ky+Qtz+Pl+Kfs) a mladší retrográdní asociaci (Grt+Bt+Sill+Qtz+Pl+Kfs). Nově studovala metamorfní vývoj tohoto tělesa TAJČMANOVÁ *et al.* (2005).

Muskovitický až dvojslídný svor

Tyto horniny se nacházejí společně s amfibolity při hranici se svrateckým krystalinikem. Vystupují severovýchodně od obce Telecí (BURIÁNEK 2009) a drobné nemapovatelné výskyty také severovýchodně od Lačnova. Jde o středně zrnité horniny s lepidoblastickou až granolepidoblastickou strukturou (obr. 4C). Často obsahují drobné porfyroblasty granátů (Alm_{75-78} Sps_{10-11} Pyr_{9-11} Grs_{0-2}). Křemen je xenomorfní a undulózně zháší. Muskovit (Si = 6,13–6,18 apfu; X_{Fe} = 0,51–0,59; Ti = 0,08–0,11 apfu) naprosto dominuje a biotit (Al^{IV} = 2,56–2,72 apfu; X_{Fe} = 0,60–0,61) je zastoupen ve zcela podružném množství.

Mramory

Mramory poličského krystalinika rozdělil NOVÁK (1987) na dvě skupiny na základě geologické pozice a chemického složení. První skupinu tvoří trhonické mramory, pro něž je typický vyšší obsah Zn a Mn. Jejich minerální asociace obsahuje vždy kalcit, ale může být přítomen dolomit, diopsid, forsterit, gahnit, křemen, tremolit, biotit. Jejich tělesa výrazně protažená ve směru foliace okolních rul se podobně jako amfibolity táhnou podél hranice se svrateckým krystalinikem. Do druhé skupiny bývají řazeny mramory u Bystrého, které opět společně s amfibolity lemují severní okraj vírského granulitového tělesa. Chemické složení těchto mramorů je blízké mramorům svrateckého krystalinika. Jejich minerální asociace se vyznačuje přítomností kalcitu společně s flogopitem a tremolitem. Méně častý je dolomit, diopsid a křemen. Z odlišností v chemickém složení a geologické pozici NOVÁK (1987) vyvodil, že jde o dvě litologicky a zřejmě i stratigraficky odlišné jednotky v rámci poličského krystalinika. Na základě těchto výsledků zamítl starší Svobodův názor, že by mohly být trhonické mramory pokračováním nedvědických mramorů (SVOBODA *et al.* 1962). Typickým akcesorickým minerálem pro celý pruh trhonických mramorů, relativně bohatých Zn a Mn, je také gahnit ($ZnAl_2O_4$) a proto NOVÁK *et al.* (1997) srovnávali trhonické mramory s mramory staroměstského krystalinika. Na základě výskytu „exotické" minerální asociace mramorů (mj. s Mn, Pb v karbonátové vazbě) obou jednotek předpokládali, že se poličské krystalinikum podobá lugiku, tzv. skupině Hraničné.

Nevýznamnější tělesa trhonických mramorů vystupují v pruhu, který se táhne od obce Sedliště k Trhonicím. Maximální mocnost tohoto tělesa je kolem 40 m. Drobné výskyty ale zaznamenal ROSIWAL (1894) také u Borovnice a u obce Telecí. NOVÁK (1987) uvedl, že převažují kalcitické mramory, které uzavírají drobné polohy dolomitických mramorů.

Podle stejného autora obsahují kalcitické mramory minerální asociaci: Cal+Amp+Bt+Spl (gahnit) ±Fsp±Qtz a dolomitické: Dol+Cal+Tr+Bt+Di+Fo. Mramory jsou provázeny celou škálou vápenatosilikátových hornin. Jsou to středně zrnité horniny s granoblastickou strukturou a dobře vyvinutou foliací nebo deskovitou odlučností. Poměrně často mramory přechází do vápenatosilikátových hornin. V mramorech v okolí Sedliště byl popsán drobný výskyt polymetalického zrudnění (SLOBODNÍK a HLADÍKOVÁ 1994). Tato mineralizace ale byla postižena variskou metamorfózou. Mramory a vápenatosilikátové horniny obsahují drobné polohy a čočky se sulfidy (sfalerit, galenit, chalkopyrit, pyrhotin, markazit, pyrit) a barytem.

V mramorech převažují izometrická zrna kalcitu, vzácně se objevuje také dolomit (určeno opticky). Dolomit většinou tvoří izolovaná zrna vázaná na až několik mm mocné vrstvičky, které se střídají s podobně mocnými vrstvičkami kalcitických mramorů. Karbonátová zrna jsou polysynteticky zdvojčatěná. Flogopit tvoří drobné, maximálně 0,8 mm dlouhé lupínky a opět podobně jako dolomit je vázaný jen na některé vrstvičky mramorů. Běžně se vyskytuje tremolit a diopsid. Oba minerály většinou tvoří hypautomorfně omezená zrna. Často se jako akcesorický minerál vyskytuje automorfní gahnit o velikosti až 2 mm. NOVÁK (1987) dále uvedl magnetit a hematit.

Mramory jižně od obce Bystré mají podle NOVÁKA (1987) poněkud odlišné chemické složení. Jejich mineralogie je však podobná, pouze neobsahují Zn-spinel. Opět je možné vyčlenit kalcitické (Cal+Bt+Tr±Qtz) a dolomitické variety (Dol+Cal+Tr+Bt+Di±Fo). Jde o středně zrnité, někdy páskované mramory místy se silikáty.

Mramory v okolí Bystrého jsou šedobílé a středně zrnité. Kromě kalcitu mohou v menším množství obsahovat křemen, tremolit a diopsid. Tremolit tvoří hypautomorfní sloupce dlouhé až 1 cm a diopsid krátce sloupcovitá zrna o stejné velikosti.

Místy se ve zdejších mramorech vyskytují polohy bohaté na křemen. Typické ukázky můžeme najít jihozápadně od Bystrého. Kontakt kvarcitických poloh s mramory je neostrý. Kvarcity jsou šedobílé. Střídají se v nich pásky křemene s polohami bohatšími na kalcit nebo silikáty. Mocnost pásků je až několik centimetrů. Směrem od mramorů množství kalcitu a silikátů mírně ubývá. Středně zrnitá hornina se skládá hlavně z xenomorfního křemene a v malém množství je přítomen kalcit, případně tremolit nebo diopsid.

Společně s mramory vystupují různé typy vápenatosilikátových hornin, avšak mají poměrně malou mocnost (maximálně několik m). Často jsou vyvinuty na kontaktu mramorů s okolními rulami. Typickou lokalitou je lom u obce Sedliště. Vystupují zde různé typy vápenatosilikátových hornin, které vytvářejí přechody mezi mramory a rulami. Jde o středně zrnité horniny s granoblastickou strukturou. Jejich minerální parageneze je poměrně bohatá: Qtz+Pl+Di+Amp+Ttn±Scp±Bt±Cal±Kfs±Tur. Skapolitem bohaté vápenatosilikátové horniny popisuje také SEKANINA (1965) východně od Trhonic. Kromě skapolitu byly tvořeny diopsidem, plagioklasem a aktinolitem.

V mramorech z Panského lesa u Bystrého lze najít až několik decimetrů mocné polohy a čočky tvořené převážně bílým až šedobílým diopsidem (obr. 4D). Hypautomorfní zrna diopsidu jsou až 1 cm velká na okrajích zrn, které krystalují do dutin, je v katodové luminiscenci zřetelná zonálnost. Na diopsid někdy narůstají jehlice tremolitu o délce až 2 mm. Jehlice tremolitu se také objevují v žilkách kalcitu mocných až 0,2 mm, které diopsidy pronikají. Tyto starší žilky jsou porušovány mladšími čistě karbonátovými žilkami. V těsném sousedství diopsidických čoček byla v mramoru nalezena až 2 mm velká zrna po nezachovaném minerálu zcela pseudomorfovaném minerály serpentinové skupiny. Velmi pravděpodobně se jednalo o forsterit.

K mramorům poličského krystalinika někteří autoři řadí také mramory ze starých lomů ležících západně od Krouny (HANŽL *et al.* 2008). Vystupuje zde poloha dolomitických mramorů o mocnosti nepřesahující 20 m. Horniny jsou šedé, drobně až středně zrnité, granoblastické. Hlavním minerálem je kalcit a dolomit tvořící zubovitě omezená zrna. Vedlej-

šími minerály jsou tremolit a tmavá slída. Jako sekundární minerál je často přítomen chlorit. Svým chemickým složením a minerální asociací dolomit+kalcit+flogopit+forsterit +spinel neodpovídají tyto mramory karbonátovým horninám poličského ani svrateckého krystalinika (NOVÁK 1987). Drobné výskyty mramorů (max. několik dm mocné) byly zjištěny na kontaktu mezi deformovanými granitoidy a rulami poličského krystalinika západně od Proseče.

Granát-pyroxenické až pyroxenické horniny (erlany)

Jejich největší těleso leží východně od vesnice Ubušín, kde vytváří úzký hřbet o délce zhruba 0,5 km, který je orientovaný ve směru SZ–JV (BURIÁNEK 2006). Tělesa těchto hornin bývají obklopena migmatity nebo dvojslídnými rulami spodního pásma poličského krystalinika. Jde o drobně až středně zrnitou páskovanou horninu. Pásky o mocnosti 5–15 mm se odlišují svým minerálním složením a jsou provrásněné. Šedozeleně zbarvené pásky jsou tvořeny minerální asociací: Pl+Di+Qtz+Amp+Ttn+Kfs. Draselný živec (Ab_{6-7}) a křemen tvoří až 1 mm velká xenomorfní zrna. Hypautomorfní plagioklasy (An_{28-30}) jsou 0,3 až 1 mm velké. Pyroxeny jsou hypautomorfní a svým chemickým složením (obr. 3) leží na hranici mezi diopsidem a hedenbergitem (X_{Fe} = 0,49–0,52). Amfibol tvoří až 0,5 mm dlouhé sloupce odpovídající feroedenitu až feropargasitu (X_{Fe} = 0,37–0,38; Si = 6,39–6,53 apfu). Tyto pásky ostře přechází do podobně mocných poloh s minerální asociací: Pl+Kfs+Qtz+Grt+Ttn. Živcové polohy obsahují v střední části drobná zrna granátu. Automorfní granáty o velikosti 30 až 100 μm jsou nezonální (Grs_{26-27} Alm_{50-51} Sps_{15-16} Prp_{5-6} Adr_{1-3}). Často mají atolovitou strukturu a někdy uzavírají inkluze křemene, plagioklasu, draselného živce a titanitu. Draselný živec tvoří až 4 mm velká xenomorfní zrna. Hypautomorfní plagioklasy mají bazicitu (An_{77-78}). Oba živce jsou jen slabě zakalené jílovými minerály. Někdy plagioklasy na kontaktu s draselným živcem obsahují myrmekity. Křemen je zastoupen v podružném množství v podobě drobných xenomorfních zrn.

Drobné, nemapovatelné polohy nacházíme také v jiných částech krystalinika (například u obce Lačnov). Jde o asi 30–50 cm mocnou polohu v muskovit-biotitických rulách se sillimanitem tvořenou středně zrnitou nazelenalou masivní páskovanou horninu. Zastoupení minerálů v jednotlivých páscích je nerovnoměrné. Některé jsou tvořeny převážně plagioklasem a diopsidem s podružným množstvím křemene, kalcitu a titanitu. V jiných je zastoupen plagioklas, křemen, aktinolit a minerály epidotové skupiny v podstatném množství a jako vedlejší minerály jsou přítomny titanit, diopsid a karbonáty. Hypautomorfní plagioklas An_{50-65} nevykazuje zřetelnou zonálnost. Místy však obsahuje nepravidelné smouhy s vyšší bazicitou (An_{62-65}). Hypautomorfní diopsid (X_{Fe} = 0,46–0,47) uzavírá často drobná zrna křemene a titanitu. Minerály epidotové skupiny jsou zastoupeny ve dvou generacích. Starší tvoří automorfní zrna (Ps = 19 mol. %) a mladší je obrůstá v podobě symplektitů s plagioklasem (Ps = 20–21 mol. %).

Jemně až středně zrnitý páskovaný amfibolit

Pruhy amfibolitů na geologické mapě probíhají podél celého jv. okraje poličského krystalinika. Na severozápadě začínají u Proseče a pokračují až k Borovnici, kde se dělí na dvě větve, z nichž jedna dále kopíruje okraj krystalinika a na jihovýchodě končí u Víru. Druhá větev jde středem krystalinika k obci Nyklovice. Vrtný průzkum v okolí Lačnova (vrty L1–L12) prokázal, že hlavní amfibolitové pruhy jsou někdy provázeny drobnějšími, často jen několik metrů mocnými polohami amfibolitů. Amfibolity jsou tmavě šedé, místy nazelenalé, drobně až středně zrnité horniny s výraznou plošně paralelní stavbou.

V severní části krystalinika tvoří tenké pruhy na hranici tonalitů a rul nebo mezi rulami a perlovými rulami v oblasti mezi Prosečí a Svatou Kateřinou. Hornina je tmavě šedozelená masivní, často jemně páskovaná. Střídají se pásky složené převážně z plagioklasu a křemene a pásky s převahou amfibolu nad plagioklasem. V malém množství je zastoupen křemen, magnetit a titanit. Někdy se v hornině vyskytují izolované lupínky bio-

titu. Biotit také vzniká na mladších střižných zónách. U Proseče se setkáváme s amfibolitem tvořeným střídajícími se pásky původního amfibolitu s pásky složenými převážně z biotitu (X_{Fe} = 0,44–0,45, Al^{IV} = 2,36–2,42 apfu). Plagioklasy vzácně tvoří větší automorfní porfyroblasty. Většinou se vyskytují jako drobná hypautomorfní zrna v základní osnově. Bazicita plagioklasů kolísá v rozmezí An_{17-29}. Bývají jen slabě zakalené jílovými minerály nebo slabě sericitizovány. Místy se v tělesech amfibolitů vyskytují vápenatosilikátové polohy. Zde je bazicita plagioklasů vyšší An_{56-83}. Amfibol tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 1,5 mm. Množství amfibolu dosahuje 35 až 68 mod. %. Svým chemickým složením amfiboly v klasifikaci LEAKEHO *et al.* (1997) odpovídají (obr. 2) magneziohornblendu, ferohornblendu, ferotschermakitu, pargasitu, feropargasitu a edenitu (X_{Fe} = 0,37–0,62, Si = 6,2–6,8 apfu). Ve vápenatosilikátových polohách se vyskytují drobná zrna i větší porfyroblasty diopsidického pyroxenu (X_{Fe} = 0,36–0,41). Porfyroblasty pyroxenů jsou většinou omezené hypautomorfně a mají velikost až 2 mm. Hojně se objevují drobná automorfní zrna titanitu. Typickým akcesorickým minerálem je magnetit, který tvoří drobná automorfní zrna, často uspořádaná do neprůběžných pásků.

Pro amfibolity ve střední a jižní části krystalinika je typická granonematoblastická struktura, místy se mohou objevit větší porfyroblasty pyroxenu nebo porfyroklasty či porfyroblasty plagioklasu (obr. 4E). Amfibol odpovídá magneziohornblendu, ferohornblendu, tschermakitu, pargasitu a feropargasitu. Tvoří hypautomorfní sloupce o délce 0,5 až 2 mm. Většina amfibolů má poměrně homogenní složení (X_{Fe} = 0,34–0,67, Si = 6,0–7,0 apfu) pouze amfiboly ze vzorku od obce Borovnice se vyznačují vyšším X_{Fe} (X_{Fe} = 0,86–1,00, Si = 6,5–7,0 apfu). Množství amfibolu v hornině dosahuje 35 až 75 modálních %. Plagioklas (An_{29-62}) tvoří xenomorfní, až hypautomorfní zrna o velikosti 0,1 až 1 mm, která jsou jen někdy polysynteticky zdvojčatěná. Mnohdy je zakalený jílovými minerály nebo postižený sericitizací. Někdy jsou zrna plagioklasu zatlačována mladším albitem (An_{2-6}), který živce obrůstá nebo tvoří žilky.Vzácně se v amfibolitech mohou objevit v malém množství i xenomorfní zrna draselného živce (Ab_{1-7}). Některé vzorky amfibolitů z Telecího si zachovaly relikty původních staveb. Původní hornina obsahovala porfyrické vyrostlice plagioklasu a amfibolu. Dnes jsou větší porfyrické vyrostlice rekrystalované na agregáty drobných zrn. Rekrystalovaná porfyrická vyrostlice plagioklasu obsahuje ve střední části zrna s vyšší bazicitou (An_{45-62}) než na okraji (An_{32-35}). Xenomorfní zrna křemene jsou kolem 1 mm velká a v amfibolitech tvoří maximálně 5 mod. %. V některých amfibolitech se setkáváme s polohami, které obsahují drobná zrna, nebo 1 až 2 mm velké porfyroblasty klinopyroxenu. Magnetit je v amfibolitech poměrně běžnou akcesorií. Tvoří kolem 0,3 mm velká, okrouhlá zrna. Apatit je přítomen v akcesorickém množství a tvoří 0,1 mm dlouhé sloupce. Někdy je přítomen světlezelený chlorit. Je produktem sekundárních přeměn amfibolu. Jeho obsah v hornině může dosáhnout až 11 mod. %. Minerály epidotové skupiny (Ps 29–30 %) jsou přítomny jen vzácně jako až 0,5 mm dlouhé sloupce nebo zrna. Většinou jsou vázány na polohy vápenatosilikátových hornin. Titanit je v některých vzorcích poměrně hojný a dosahuje až 8 mod. %. Vesměs jde o hypautomorfní zrna 0,4 až 0,6 mm velká. Rutil tvoří až 0,3 mm velká, okrouhlá zrna a vyskytuje se pouze ve vzorku od Borové. Zcela vzácně byl u obce Borovnice nalezen vzorek obsahující drobná xenomorfní zrna granátu (max. 1 mm), která jsou částečně zatlačována chloritem. Na rozdíl od okolních rul nenesou amfibolity na mapovaném území známky migmatitizace. U obce Nedvězí se v amfibolitech vzácně vyskytují žilky a polohy tonalitového složení. Tonalit se skládá z křemene, plagioklasu a biotitu. Velmi často byla tato tavenina lokalizována na drobných střižných zónách. Často se v amfibolitech objevují až několik cm mocné polohy vápenatosilikátových hornin.

Vápenatosilikátové horniny vázané na amfibolity jsou běžnou součásti většiny těles amfibolitů (BURIÁNEK 2006). Místy je střídání amfibolitů a vápenatosilikátových hornin časté (obr. 8B) Tyto středně až drobně zrnité, masivní a někdy páskované horniny tvoří

1 cm až 5 m mocné polohy. Nejseverněji položený vzorek pochází od obce Telecí. Na výchoze se střídají polohy amfibolitů a vápenatosilikátových hornin o mocnosti 10–50 cm. Studovaná poloha obsahuje tuto minerální asociaci: Di+Pl+Czo+Amp+(Cal+Ttn±Chl). Hypautomorfní diopsidy o velikosti 0,1 až 0,5 mm jsou zonální. Střední části zrn jsou železem bohatší (X_{Fe} = 0,34–0,44) než okraje (X_{Fe} = 0,26–0,28). Xenomorfní kalcit tvoří až 0,2 mm velká nepravidelná zrna vyplňující prostory mezi ostatními minerály. Hypautomorfní plagioklasy mají relativně nízkou bazicitu (An_{32-45}) a jejich velikost se pohybuje kolem 0,2 mm. Často bývají podél okrajů a puklin zatlačovány mladším albitem (An_{3-4}). Draselný živec tvoří xenomorfní zrna, nebo inkluze uzavřené v amfibolu (Ab_7). Epidot (Ps = 24–28 mol. %) má charakter automorfních až hypautomorfních sloupců o délce až 0,3 mm. Velmi často jsou na okrajích obrůstány mladším klinozoisitem (Ps = 6–19 mol. %). Někdy se mladší klinozoisit vyskytuje na kontaktu mezi kalcitem a plagioklasem. Zrna epidotu mohou být uzavřená v pyroxenu. Drobné sloupce amfibolu odpovídají svým chemickým složením feropargasitu (X_{Fe} = 0,45–0,49; Si = 6,04–6,42 apfu) tento amfibol je obrůstán mladším magneziohornblendem. Jeho chemické složení leží na hranici s aktinolitem (X_{Fe} = 0,60–0,63; Si = 7,45–7,46 apfu). Chlorit tvoří v některých polohách lupenité agregáty, které obklopují a uzavírají sloupce epidotu. Chlorit často uzavírá drobné lupínky hematitu. Automorfní titanity vzácně uzavírají drobné relikty ilmenitu.

Nejjižněji položené lokality se nacházejí u obce Nedvězí. Zde vystupují vápenatosilikátové horniny jako 5–20 cm mocné polohy v amfibolitech, které mají poměrně jednoduchou minerální asociaci (Di+Pl+Scp+Ttn±Amp). Okolní amfibolity se skládají z amfibolu a plagioklasu. Distribuce živců v hornině je značně proměnlivá. Některé polohy obsahují převážně plagioklas, zatímco draselný živec je zastoupen jen podružně. V jiných polohách je tomu naopak. Hypautomorfní, místy až automorfní plagioklasy (An_{30-42}) mají velikost kolem 0,3 mm. Zrna jsou nezonální nebo mají nevýraznou oscilační zonálnost. Přičemž generelně klesá bazicita od středu k okraji zrna. V polohách se skapolitem je bazicita v plagioklasu poněkud vyšší (An_{38-42}) než v polohách s amfibolem a pyroxenem (An_{30-38}). Draselný živec tvoří xenomorfní až hypautomorfní zrna (Ab_{1-8}). Kalcit je přítomen vzácně jako drobná zrna vyplňující prostor mezi plagioklasy. Klinozoisit (Ps = 12–19 mol. %) se vyskytuje jen v některých vzorcích a je retrográdní. Jeho xenomorfní až hypautomorfní zrna srůstají s amfibolem nebo zatlačují plagioklasy. Někdy dokonce tvoří mladší žilky (Ps = 12–14 mol. %). Pyroxeny o velikosti 0,2 až 0,4 mm tvoří hypautomorfní zrna. Většina zrn je chemicky homogenní a odpovídá diopsidu. V polohách se skapolitem je přítomen diopsid s vyšším obsahem železa (X_{Fe} = 0,47–0,49) než v polohách bez něj (X_{Fe} = 0,37–0,40). Amfibol tvoří až 0,5 mm dlouhé hypautomorfní sloupce, které místy obrůstají zrna diopsidu. Podle klasifikace Leakeho *et al.* (1997) odpovídají amfiboly (obr. 2) ze vzorku od Nyklovic magneziohornblendu až ferohornblendu (X_{Fe} = 0,39–0,50; Si = 6,74–7,11 apfu). Tento amfibol obrůstá nebo zatlačuje starší jádra tvořená aktinolitem (X_{Fe} = 0,50–0,51; Si = 7,50–7,51 apfu). Skapolit (Me_{71-74}) tvoří hypautomorfní až 1 cm dlouhé sloupce.

Hematit-magnetitové zrudnění

Hematit-magnetitové rudy jsou prostorově svázány s pruhy amfibolitů, které vystupují podél kontaktu poličského krystalinika se svrateckým. Prozatím byly zjištěny dva povrchové výskyty těchto rud v severní a střední části poličského krystalinika (Buriánek 2008). První lokalita zrudnění leží východně od Proseče na severním svahu Farského kopce, asi 500 m severně od opuštěného lomu v amfibolitech. Druhý významnější výskyt leží asi 830 m ssv. od kostela sv. Maří Magdaleny v severní části obce Telecí. Tyto dva povrchové výskyty hematit-magnetitového zrudnění ale nemusí představovat maximální rozsah studované mineralizace, jak dokládají výsledky aeromagnetometrie (Buriánek 2008). Ze všech drobných rudních výskytů v poličském krystaliniku byly hornicky těženy jedině že-

lezné rudy u obce Telecí. V roce 1870 se tu těžila železná ruda pro vysokou pec v Polničce. Znovu bylo toto ložisko studováno v letech 1944 a 1950–1951 (TUČEK 1970).

Podle plošného rozšíření úlomků v ornici má výskyt zrudnění u městečka Proseč jen nepatrný rozsah (maximálně několik m mocná poloha nebo čočka). Jemnozrnné až drobnozrnné křemen-magnetitové rudy jsou složeny z pásků o mocnosti 0,2 až 1 mm. Ve světlých polohách je magnetit zastoupen jen podružně a hlavní složkou je xenomorfní křemen. Tmavé polohy se skládají ze zrn magnetitu o velikosti 0,1 až 0,7 mm. Na některých vzorcích podléhá magnetit částečné nebo úplné martitizaci. Během této přeměny vznikají v magnetitu lamely hematitu orientované souhlasně s plochami oktaedru. Martitizace je vázána hlavně na jemnozrnnější partie s výrazněji protaženými pásky magnetitu. Tento proces tedy postihuje hlavně partie, které nesou známky výraznější deformace. Magnetit je také typickým akcesorickým minerálem v okolních amfibolitech, kde tvoří drobná automorfní zrna, často uspořádaná do neprůběžných pásků.

Ložisko u obce Telecí bylo otevřeno asi 1 km dlouhou štolou, která odkryla 60 až 90 cm mocnou rudní polohu (KRATOCHVÍL 1957). Podle stejného autora je zrudnění tvořeno nejen magnetitem, ale i hematitem. Dnes na povrchu nalezené vzorky rudniny jsou drobnozrnné a páskované. Jde o masivní drobně až středně zrnité horniny, tvořené z 40–70 mod. % středně zrnitým křemenem. Magnetit (MnO = 0,3–0,6 hm. %, TiO_2 = 0,0–0,1 hm. %) je přítomen v okrouhlých zrnech, mnohdy seskupených do protáhlých agregátů až pásků o šířce až 2 mm. Světlé pásky tvoří xenomorfní křemen až 1 mm velký. V této hornině je možné nalézt i proužky s amfibolem a plagioklasem, které představují přechod do amfibolitů. Amfibol v těchto páscích má stejné chemické složení jako amfibol v okolních amfibolitech. Místy se vyskytuje i granát (Adr_{83-87} Sps_{2-7} Grs_{10-12}), který tvoří drobná izometrická zrna o velikosti maximálně 1 mm. Granát uzavírá četná zrna křemene a je přítomen v protáhlých zrnech o délce až 1 cm. V celém vzorku jsou roztroušena drobná zrna klinopyroxenu, která jsou silně chloritizovaná. Oba výskyty rud vystupují na okraji amfibolitových pruhů. Tomu odpovídá chemické složení amfibolu, který se vyskytuje vzácně v některých páscích uvnitř magnetitových rud. Amfiboly mají podobné chemické složení jako v okolních amfibolitech. Magnetitové rudy a amfibolity prodělaly metamorfózu v amfibolitové facii. V této souvislosti je velmi zajímavá přítomnost andraditového granátu v magnetit-hematitových rudách u obce Telecí. V amfibolitech poličského krystalinika je totiž granát poměrně vzácný a vyskytuje se jen v jižní části krystalinika v okolí obce Nyklovice, kde byly nalezeny polohy granátických amfibolitů. Almandinový granát (Alm_{68-71}) se vyskytuje v asociaci s amfiboly cummingtonit-gruneritové řady, křemenem a plagioklasem. Vznik hematitu na úkor magnetitu je výsledkem retrográdní metamorfózy. Pravděpodobně také část epidotu ve studovaných rudách vznikala během retrográdní metamorfózy BURIÁNEK (2008).

Perlové ruly (středně zrnité dvojslídné metagranity a migmatity s oky živců)

Jsou nejrozšířenějším horninovým typem spodního pásma poličského krystalinika. Vystupují hlavně podél hranice se svrateckým krystalinikem, v jehož nadloží leží. Ve starších pracích jsou „perlové“ ruly interpretovány buď jako migmatity (MÍSAŘ 1961 b) nebo jako metagranity (MELICHAR 1995). Vlastní kontakt se svrateckým krystalinikem je tektonicky modifikován v duktilních až křehce duktilních podmínkách. Ve střední části krystalinika zhruba v oblasti od Nyklovic přes Borovou až k osadě Františky tvoří sz-jv orientované pruhy porměnlivé délky s velmi nepravidelným a neostrým okrajem. Petrograficky jde o relativně homogenní skupinu dvojslídných a biotitických rul, které obsahují až několik mm velká očka plagioklasů. Někdy bývá v akcesorickém množství přítomen granát nebo sillimanit.

Geneticky můžeme „perlové ruly“ rozdělit na migmatity a metagranity (BURIÁNEK *et al.* 2009). Obě skupiny není možné v terénu jednoznačně rozlišit. Navíc se na výchozech

často střídají v polohách mocných maximálně několik metrů. Pro obě horninové skupiny je charakteristická přítomnost porfyroklastů nebo porfyroblastů živců o velikosti kolem 1–2 mm (obr. 4F). Převažují plagioklasy a draselné živce se vyskytují jen vzácně. Porfyroklasty v sobě často uzavírají drobná okrouhlá zrnka křemene a drobné lupínky biotitu. Oba minerály jsou přítomny také v základní hmotě. Plagioklasy (An_{16-25}) bývají polysynteticky zdvojčatěné a zakalené jílovými minerály. Draselné živce (Ab_{11-12}) undulózně zhášejí a někdy jsou perthitické, většinou bývají pouze slabě zakalené jílovými minerály. V základní hmotě tvoří drobná xenomorfní zrna. Křemen tvoří undulózně zhášející zrna o velikosti až 0,5 mm. V intenzivněji deformovaných vzorcích tvoří protáhlá zrna, která se často rozpadají agregáty drobných zrn. Někdy se může křemen rozpadat na drobná subzrna. Biotit tvoří 0,5 až 1 mm dlouhé lupínky a leží na hranici mezi annitem a flogopitem (Al^{IV} = 2,47–2,63 apfu; X_{Fe} = 0,50–0,54). Obsahy Ti kolísají v rozmezí 0,20 až 0,36 apfu. Pokud je přítomen muskovit, tvoří drobné lupínky (max. 0,8 mm dlouhé), které často srůstají s biotitem. Granáty jsou přítomny pouze ve vzorcích migmatitů; jejich chemické složení (Alm_{60-72} Sps_{11-30} Pyr_{5-17} Grs_{1-5}) je podobné jako složení granátů z rul. Místy bývá granát zatlačován biotitem nebo chloritem. Vzácně se vyskytují drobné pseudomorfózy chloritu po granátu. Z akcesorických minerálů jsou přítomny automorfní, až 0,3 mm dlouhé zirkony, méně často pak drobné izometrické apatity a monazit. Pravděpodobně je oblast „perlových rul“ produktem intenzivní migmatitizace spojené s injekcí tonalitové taveniny do rulového komplexu.

V severní části krystalinika kolem obcí Krouna a Rychnova vystupují perlové ruly v podloží horniny hlinské zóny a mají úzký vztah k porfyrickým metagranitům miřetínské intruze (Hanžl *et al.* 2008). V této oblasti bývají někdy uvnitř perlových rul přítomna menší tělesa gabroamfibolitů. Jde o středně zrnité biotitické až muskovit biotitické ruly s četnými porfyroblasty živců. Velikost porfyroblastů se pohybuje kolem 1–2 mm. Jsou tvořeny plagioklasem, nebo draselným živcem. Plagioklasy bývají polysynteticky zdvojčatěné a často sericitizované. Místy se objevují myrmekity. Draselné živce někdy obsahují perthity většinou bývají pouze slabě zakalené jílovými minerály. Křemen tvoří undulózně zhášející zrna o velikosti až 0,5 mm. V intenzivněji deformovaných vzorcích tvoří drobná protáhlá zrna, která společně se slídami obtékají větší porfyroblasty živců. Někdy se může křemen rozpadat na drobná subzrna. Biotit (X_{Fe} = 0,52–0,70, Al^{IV} = 2,50–2,71 apfu) tvoří 0,5 až 1 mm dlouhé lupínky. Obsahy Ti kolísají v rozmezí 0,25 až 0,42 apfu a obsahy fluoru mohou být až 0,43 apfu. Muskovit je přítomen v podobě drobných lupínků (max. 0,8 mm dlouhé), které často srůstají s biotitem. Některé vzorky z lokality při silnici Borová–Telecí obsahují drobná zrna granátu (do 1 mm v průměru). Místy bývá granát zatlačován biotitem nebo chloritem. Vzácně se vyskytují drobné pseudomorfózy chloritu po granátu. Z akcesorických minerálů jsou přítomny automorfní až 0,3 mm dlouhé zirkony. Méně často pak drobné izometrické apatity a monazit.

Muskovit-biotitické ortoruly

Nejčetněji jsou zastoupeny při hranici se svrateckým krystalinikem, např. v okolí Sedliště. Jsou to středně zrnité šedobílé nebo načervenalé horniny. Skládají se z xenomorfního až 2 mm velkého křemene a podobné rozměry mají i živce. Plagioklas je hypautomorfní a polysynteticky zdvojčatěný, často je zakalený jílovými minerály. Xenomorfní draselný živec bývá perthitický a mnohdy na něm pozorujeme i mikroklinové mřížkování. V blízkosti draselného živce se v plagioklasu objevují myrmekity. Tence lupenitý biotit je dlouhý kolem 1 mm, zatímco tlusté lupínky muskovitu mají délku kolem 2 mm. Akcesoricky se vyskytuje apatit a zirkon. Místy jsou tyto horniny méně deformované a pak připomínají granity. Jde patrně o starší intruze granitů, které byly postiženy výraznou deformací při přesunu poličského krystalinika přes svratecké.

Středně zrnité muskovitické až dvojslídné ortoruly s granátem

Tvoří protáhlá tělesa, která jsou uložena souhlasně s foliací jižně a západně od obce Nedvězí. Dále pokračují směrem k Nyklovicím, kde pozvolna přechází do granulitů. Většinou mají vyvinutu nevýraznou plošně paralelní, méně často všesměrnou stavbu. Struktura je lepidogranoblastická až granoblastická. Hypautomorfní plagioklasy jsou zakalené jílovými minerály a často sericitizované. Křemen a draselné živce bývají většinou hypautomorfní. Draselné živce bývají jen slabě sericitizované a mohou vytvářet větší porfyroklasty. Některá zrna jsou perthitická a mají na okrajích vyvinuté myrmekity. Křemen tvoří 4 mm široké a až několik cm dlouhé agregáty xenomorfních zrn protažené souhlasně s foliací. Muskovit tvoří tlusté lupínky až 3 mm dlouhé. Izometrická zrna granátu mohou obsahovat drobné inkluze křemene (někdy jde až o poikiloblasty). Chemické složení granátu z tělesa u obce Nedvězí (Alm_{88-93} Sps_{1-5} Prp_{2-5} Grs_{2-3}) a z údolí Trhonického potoka (Alm_{81-82} Sps_2 Prp_{13-14} Grs_{1-3}) se liší v obsazích pyropové komponenty. Oba zmíněné vzorky mají nižší obsahy Prp a Grs komponenty ve srovnání se vzorky granulitů z tělesa u Víru (Štoudová 1998). Biotit má poměrně homogenní složení (Al^{IV} = 2,58–2,59 apfu; X_{Fe} = 0,65–0,54) je zastoupen podružně a to jako drobné lupínky, které zatlačují granáty. Z akcesorických minerálů byly zjištěny zirkony, ilmenit, apatit. Ilmenit je chemicky poměrně čistý a obsahuje maximálně kolem 1 % geikielitové a pyrofanitové komponenty.

Granulity

S granulity se setkáváme na jv. okraji poličského krystalinika, kde tvoří trojúhelníkovité těleso ležící mezi obcemi Ubušínek, Rovečné a Vír. Vzhledem k intenzivnímu retrográdnímu metamorfnímu přetisku v amfibolitové facii byly tyto horniny Mísařem (1961a, 1961b) označeny jako ortoruly. Avšak v některých částech tělesa se zachovaly relikty starší granulitové metamorfní asociace (Štoudová *et al.* 1997, 1998, 1999 a Tajčmanová 2005). Proto toto těleso budeme označovat původním názvem vírské granulitové těleso. Těleso je tvořeno vesměs středně zrnitými granátickými granulity až ortorulami.

Typické granulity jsou bez výrazné foliace s granoblastickou základní hmotou a porfyroblasty granátu. Těchto hornin ale můžeme nalézt relativně málo. Většinou můžeme pozorovat jejich přechody do granátických ortorul až metagranitů. Tato přeměna je spojena s nárůstem zastoupení slíd a někdy i s nárůstem velikosti zrna. Některé vzorky jsou velmi podobné středně zrnitým muskovitickým až dvojslídným ortorulám s granátem od obce Nedvězí. Typický granulit obsahuje automorfně omezené granátové porfyroblasty až 1 cm velké s četnými inkluzemi křemene a plagioklasu. Někdy se jako porfyroblasty mohou objevit perthitické draselné živce. Dále hornina obsahuje hypautomorfní zrna kyselých plagioklasů a xenomorfní křemen. Někdy se objevuje kyanit jako až 5 mm dlouhé lišty. Často je však zčásti nebo zcela nahrazen sillimanitem.

Vzorky postižené výraznou retrográdní metamorfózou se nachází zejména v okrajových částech tělesa. Jsou tvořeny xenomorfním, undulózně zhášejícím křemenem o velikosti až 2 mm. Polysynteticky zdvojčatěná hypautomorfní zrna plagioklasu mají velikost až 1 mm. Často jsou zakalená jílovými minerály a někdy i sericitizovaná. Perthitický draselný živec je přítomen v xenomorfních, někdy protáhlých zrnech až 2 mm velkých, někdy v sobě uzavírá plagioklas. Okrouhlá zrna až porfyroblasty granátu o velikosti 0,5 až 5 mm mohou být částečně nebo i zcela nahrazena chloritem. Často má granát cedníkovitou strukturu. Jako uzavřeniny v granátu se objevují draselný živec, plagioklas a křemen. Lupínky muskovitu a biotitu dosahují délku až 1 mm. Biotit je často postižen chloritizací. Sillimanit je mnohdy přítomen jako až 2 mm dlouhé jehlice uspořádané do sloupcovitých agregátů, které patrně vznikly pseudomorfózou kyanitu. Výjimečně může sillimanit tvořit i vějířovité agregáty složené z tenkých jehlic až 1 cm dlouhých. Automorfní zirkon má velikost okolo 0,1 až 0,2 mm a apatit okolo 0,1 mm. Kyanit ve studovaných výbrusech nalezen nebyl.

3.3. Hydrotermální mineralizace

Literární údaje o hydrotermálních mineralizacích v poličském krystaliniku jsou velmi chudé.

V této jednotce bylo popsáno uranové zrudnění, které bylo studováno v letech 1984 až 1985 a dokonce ověřováno kutacími rýhami, šachticemi a vrty. Mineralizace je geneticky spojená s dislokačními pásmi sz. směru, při styku svrateckého a poličského krystalinika zejména v oblasti mezi obcemi Telecí a Borovnice. Bez většího úspěchu také byla průzkumnou štolu ověřována uranová mineralizace na svojanovské mylonitové zóně u osady Hamry (SEKANINA 1965).

BERNARD (1965) uvádí nález molybdenitu z lomu v tonalitech u Budislavi. Podle autorovy charakteristiky je tento molybdenit vázán na hrubozrnné pegmatity. Molybdenit se v tomto lomu vyskytuje také na hydrotermálních žilách (BURIÁNEK 1999). Tato mineralizace je vázána na křemenné žilky s amfibolem mocnosti do 1 cm. Pyrhotin je přítomen v podobě nepravidelných 1–3 mm velkých zrn a molybdenit jako několik mm dlouhé lupínky. Prostor mezi jednotlivými lupínky molybdenitu vyplňuje buď křemen, nebo amfibol. V blízkosti této mineralizace bývají i drobná zrna pyritu (velikost 0,04 mm).

V poličském krystaliniku byly nalezeny čtyři typy žil alpské parageneze (BURIÁNEK 1999), které jsou vázány hlavně na amfibolity a vápenatosilikátové horniny. Žíly vznikly během nejméně dvou mineralizačních etap. K starší etapě náleží žíly o složení pyroxen+amfibol+plagioklas+epidot+klinozoisit+chlorit+kalcit+prehnit+natrolit. Tyto žíly byly popsány z amfibolitů v opuštěném lomu na Farském kopci u Proseče. Směrem k žilám granodioritů, které amfibolity prorážejí, je v žilách alpské parageneze zřetelný nárůst zastoupení pyroxenu a naopak úbytek množství minerálů epidotové skupiny, prehnitu a natrolitu. Zdrojem tepla a fluidní fáze pro vznik těchto alpských žil mohly být granitoidy (BURIÁNEK 1999). Žíly v amfibolitech u Telecího mají poněkud jiné složení: skapolit+pyroxen+amfibol+titanit. V tomto případě se žádný vztah k granitoidům nepodařilo prokázat a jejich vznik je patrně spojen s regionální metamorfózou. Další dva typy žil náleží mladší mineralizační etapě a porušují žíly starší mineralizační etapy. Mineralogie těchto žil je podobná v celém krystaliniku. První typ žil obvykle obsahuje minerály epidotové skupiny, albit a chlorit. Jejich vznik je třeba spojovat s fluidy spojenými s retrográdními přeměnami, jako je chloritizace granátu nebo amfibolů. Žilky druhého typu jsou tvořené hlavně amfibolem a albitem. Patrně vznikaly za poněkud vyšších teplot, v závěrečných etapách retrográdní metamorfózy ve facii zelených břidlic.

Alpská mineralizace je také známa z tonalitů v lomu Budislav (BURIÁNEK 1999), kde vystupují žíly o mocnosti až 1 mm. Jsou převážně tvořeny kalcitem, v dutinách je někdy přítomen křemen a drobné krystalky pyritu. Výjimečně se též mohou vyskytnout vějířovité agregáty natrolitu až 2 cm dlouhé. Ty buď narůstají na kalcit, nebo tvoří až 0,2 mm mocné samostatné povlaky puklin. Xenolity gaber ve stejném lomu prorážejí žilky o mocnosti až 5 cm tvořené šedobílým draselným živcem a sloupci amfibolu. Někdy může být navíc přítomen hrubě zrnitý kalcit nebo až 1 cm velké krystalky titanitu.

V mramorových lomech u Bystrého jsou z pegmatitových žil známe 0,1–0,3 cm mocné žilky tvořené kalcitem, chloritem a minerály epidotové skupiny (BURIÁNEK 1999). Z lomu východně od Stašova uvedl KRATOCHVÍL (1970) laumontit a pyrit jako povlaky na smykových plochách mylonitů. Tyto dva minerály se vyskytují na smykových plochách mylonitů také u nedaleké obce Hamry (KRATOCHVÍL 1970). V granulitech u obce Vír a v rulách okolí Nyklovic nalézáme na drobných puklinách světle zelený chlorit v asociaci s křemenem, albitem a minerály epidotové skupiny. Spolu s nimi jsou přítomny hypautomorfní zrna křemene a plagioklasu. Někdy se objevují minerály epidotové skupiny v podobě až 0,2 mm velkých shluků.

4. Tektonika

4.1. Struktury duktilní deformace

Metamorfované horniny

V převážné části poličského krystalinika byla jako hlavní deformační stavba dešifrována metamorfní foliace s maximem orientace SZ–JV, která upadá pod mírnými až strmými úhly (kolem 40 až 70°) převážně k SV (obr. 9). Poměrně vzácné jsou foliace orientace upadající pod středními až strmými úhly k ~JV. Ve východních částech PK (v blízkosti svojanovské mylonitové zóny) se foliační plochy stáčejí do směru S–J a sklon je 45 až 70°. Odlišnou stavbu můžeme také pozorovat v okolí miřetínského plutonu kde foliace upadají pod středními úhly k Z až SZ.

Foliace místy nese minerální lineaci a lineaci protažení agregátů slíd, křemene a živců v subhorizontální orientaci (obr. 9) a průběhu SZ–JV (mírně kosý ke směru metamorfní foliace). Podobný směr má také lineace, která má charakter striací na plochách foliace. Vzácně se objevuje lineace orientovaná po spádnici foliace

Dvě maxima v diagramu foliací indikují mezoskopické provrásnění hornin poličského krystalinka. Na výchozech bývají vrásy poměrně vzácné. Většinou jde o vrásy sevřené až izoklinální, převážně decimetrového měřítka s vergencí k JZ. Osy vrás jsou subhorizontální s orientací ve směru SZ–JV, který je paralelní s lineací roztažení (obr. 9).

Plutonické horniny

Tělesa gabrových a ultrabazických hornin většinou tvoří drobná tělesa o rozměrech desítek až stovek metrů. Jejich hranice jsou místy modifikovány regionální deformací. V centrálních partiích těchto těles jsou často zachovány primární magmatické stavby s variabilní mírou metamorfní rekrystalizace. Okrajové části těchto těles vykazují metamorfní foliace, které vznikají v teplotně-tlakových podmínkách regionálního vývoje krystalinika.

Strukturní záznam v tělesech granodioritů, tonalitů až křemenných dioritů je dán vzájemnou superpozicí magmatických a subsolidových staveb (Vondrovic 2006 a 2008).

V budislavském plutonu relativně starší stavby magmatického až submagmatického charakteru upadají převážně pod mírnými úhly (20–40°) k Z–JZ. Jejich orientace je diskordantní vůči intruzivním kontaktům těles a metamorfním stavbám v okolních horninách (Vondrovic 2008). Převažující magmatické až subsolidové foliace upadají pod středními až mírnými úhly k SV a jsou konkordantní s orientací regionálních metamorfních foliací. V plutonických horninách budislavského plutonu je lineace roztažení na většině výchozů špatně pozorovatelná. Jde převážně o lineaci horizontální až subhorizontální (~SZ–JV).

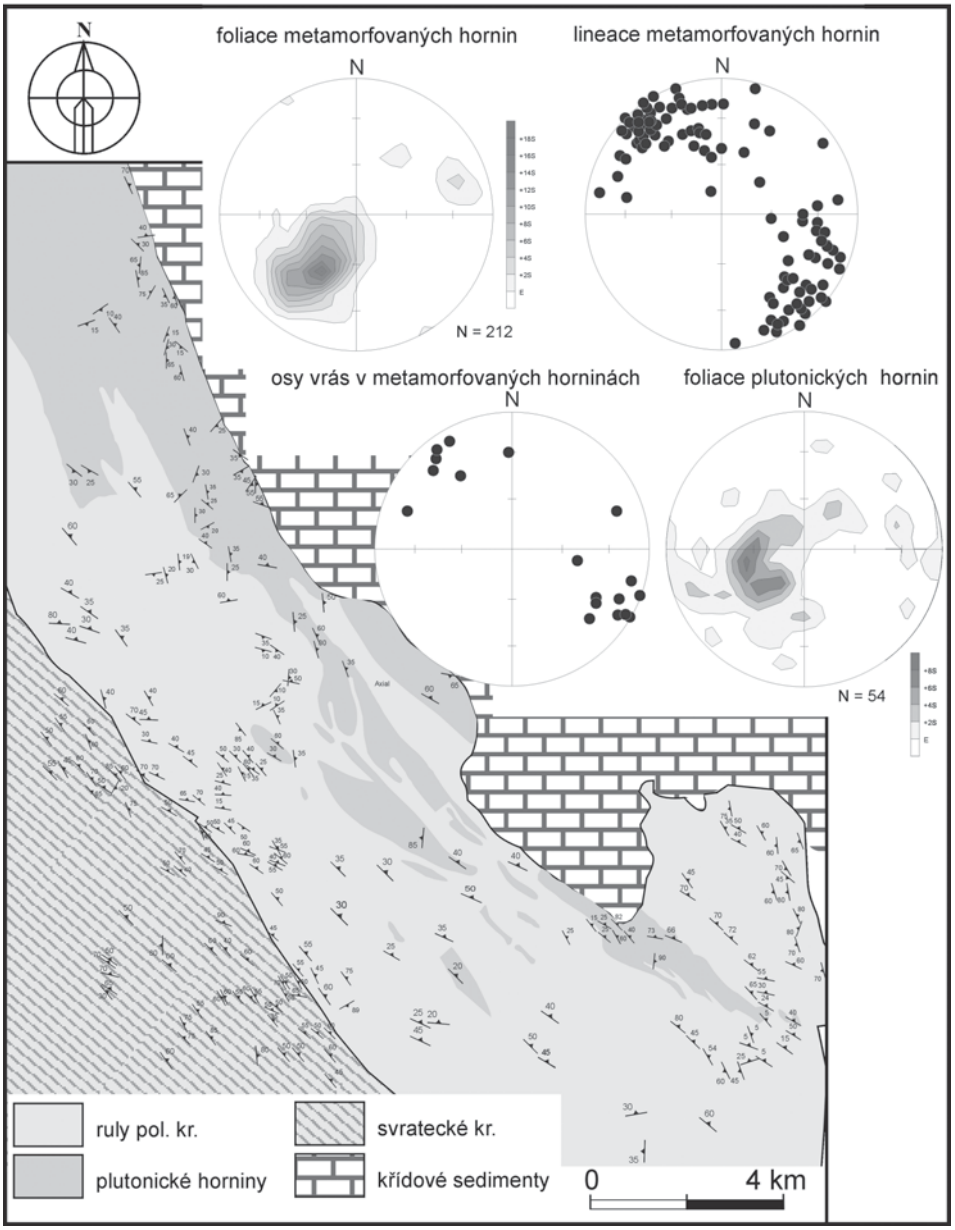
V miřetínském plutonu identifikoval (Vondrovic 2008) starší pervazivní výšeteplotní subsolidovou stavbu, která odpovídá podmínkám vzniku a orientaci regionální metamorfní foliace v poličském krystaliniku. Mladší, nízkoteplotní subsolidová stavba, která upadá pod středními úhly k Z až SZ má poklesovou geometrii (Vondrovic 2008).

4.2. Struktury křehkého porušení

Dominantním souborem puklin v horninách poličského krystalinika jsou strmě až středně ukloněné k ~SV upadající extenzní pukliny bez minerální výplně. Dalším, méně výrazným systémem jsou pak suvbertikální pukliny směru SV–JZ (Buriánek *et al.* 2009).

Zlomové systémy jsou reprezentovány několika výraznějšími směry:

Zlomové omezení křídových sedimentů a částečné tektonické modifikace hranice mezi poličským a svrateckým krystalinikem jsou dány strukturami s průběhem SZ–JV. Nejvýznamnější strukturou na hranici s křídou je poličský zlom. Zima (1960) charakterizoval tento zlom jako poklesový s relativní výškou poklesu v. kry přes 200 m. Paralelně s poličským zlomem probíhá v křídových sedimentech několik dalších zlomů. Na kontak-



Obr. 9. Zjednodušená strukturní mapa převážné části poličského krystalinika a přilehlé části svrateckého krystalinika s vybranými foliacemi v metamorfovaných a vyvřelých hornin, doplněná orientačními diagramy duktilních deformačních struktur.

Fig. 9. Simplified structural map of the main part Polička Crystalline Complex and neighbouring part Svratka Crystalline Complex with selected foliations metamorphic and igneous rocks, supplemented by orientation diagrams ductile deformation structures.

tu s poličským krystalinikem jde zejména o strukturu lačnovského zlomového pásma (ZRŮSTEK 1963), které má poklesový charakter (MELICHAR 1995). V místech průběhu těchto zlomových struktur byly nalezeny tektonické brekcie tmelené limonitem (BURIÁNEK *et al.* 2009).

Na východní hranici poličského krystalinika je nejvýznačnější strukurou S–J orientovaná svojanovská mylonitová zóna. Tato struktura byla dříve interpretována jako drcené pásmo bez posunů (BENEŠ 1964), nebo násunová střižná zóna (PRŮCHA 1989). MELICHAR a JANOŠKA (1994) interpretovali tuto strukturu jako pravostranný horizontální posun, vzniklý v důsledku pohybu moldanubika na sever po nasunutí morávních příkrovů.

Další výrazný systém představují zlomy směru SV–JZ. Tyto zlomy jsou subparalelní s nejvýraznějším systémem puklin. Například jde o zlom navazující na zlom v údolí Desné v Poříčí či zlomy v okolí Luckého vrchu. Podobné zlomy vystupují také v oblasti obce Telecí a Borovnice.

V rámci území poličského krystalinika byly dále detekovány méně význačné zlomové struktury směru: V–Z, ZSZ–VJV a SSV–JJZ.

5. Názory na stáří a datování hornin poličského krystalinika

KODYM a SVOBODA (1950) uvažovali proterozoické stáří rul. Podle SVOBODY (1956b) na tomto komplexu leží relikty silurských hornin převážně kvarcitů, které uvádí například od Sv. Kateřiny či Stašova. Tento názor však popřel FAJST (1961a), který nalezl odkryvy, kde kvarcity tvoří již primárně odlišné polohy ve svorech. Kvarcity nejsou do svorů zavrásněny, ani netvoří denudační zbytek a obě horniny mají shodné stáří. Stejný autor považoval gabra za horniny mladší než tonality, u kterých předpokládal, že jsou kaledonské. KODYM a SVOBODA (1950) rozdělili vyvřeliny na starší dioritové horniny kaledonského stáří a mladší hercynské žuly. Předpaleozoické stáří metamorfózy uvedl MÍSAŘ (1960b). SVOBODA (1964) připustil i možnost ovlivnění starokaledonskou orogenezí, mladokaledonská však toto krystalinikum již podle něj neovlivnila.

Stáří granulitů vírského tělesa bylo metodou izotopického poměru $^{87}Sr/^{86}Sr$ z horniny na 425 milionů let a metodou $^{207}Pb/^{206}Pb$ na zirkonu na 480 milionů let (ZOUBEK 1988). Monazit ze stejného tělesa poskytuje věky 338 ±3 milionů let (van BREEMEN *et al.* 1982). Tento věk se poměrně dobře shoduje s datováním zirkonu z leukosomu migmatitizovaných amfibolitů, které lemují vírské granulitové těleso 339 ±1 milionů let (SCHULMANN *et al.* 2005).

VONDROVIC (2008) uvedl jako stáří krystalizace budislavského plutonu hodnotu 350 ±5 milionů let (U–Pb na zirkonu). Poněkud nižší stáří poskytlo datování monazitu metodou CHIME pro křemenný diorit od Kamence u Poličky (340 ±41 milionů let) a xenolitu metapelitů v tonalitech z lokality Budislav (340 ±36 milionů let). Tato metoda má však nízkou přesnost. Monazity z některých hornin tonalitové suity poskytly nižší stáří (326 ±13 milionů let, tab. 1). Datování biotitu metodou K/Ar poskytlo stáří 330 milionů let pro podobné plutonickou horninu z budislavského plutonu (ŠMEJKAL 1964). Toto stáří patrně reprezentuje období, kdy se teplota horniny pohybovala kolem 280 ±40 °C, což je blokující teplota pro biotit při měření stáří metodou K/Ar (ROLLINSON 1993).

Granodiority miřetínského plutonu poskytly stáří 348 ±7 milionů let metodou U–Pb na zirkonech (VONDROVIC a VERNER 2008). Je zajímavé, že pro stejné těleso udal SCHULMANN *et al.* (2005) datování s nižším stářím (327 ±6 milionů let na zirkonu metodou U–Pb a 323 ±1,1 milionů let metodou Pb–Pb zirkonové evaporace). Naopak datování granodioritu metodou K/Ar u České Rybné poskytlo stáří kolem 351 milionů let (ŠMEJKAL 1960).

Horniny v severní části krystalinika postižené nízkotlakou a středně teplotní metamorfózou poskytly podobné věky metamorfózy (datování monazitů metodou CHIME).

Tabulka 1. Seznam nových a publikovaných geochronologických dat z poličského krystalinika.
Table 1. List of new and published geochronological data from the Polička Crystalline Complex.

metoda	hornina	lokalita	autor	stáří
Hornina 87Sr/86Sr	granulit	Vír	Zoubek (1988)	425
Zirkon 207Pb/206Pb	granulit	Vír	Zoubek (1988)	480
Monazit U/Pb	ortorula (retrog. granulit)	Vír	van Breemen et al. (1982)	338 ±3
Zirkon U–Pb	mladá tav. v amfibolitu	Vír	Schulman et al 2005	341 ±6
Zirkon U–Pb	mladá tav. v amfibolitu	Vír	Schulman et al 2005	339 ±1,1
Zirkon U–Pb	tonalit (bud. pluton)	Borová	Vondrovic (2008)	350 ±5
Monazit (CHIME)	tonalit (bud. pluton)	Oldříš	tato práce	326 ±13
BiotitK/Ar	Bt diorit (bud. pluton)	Borová	Šmejkal (1962)	330
Zirkon U–Pb	granodiorit (miř. pluton)	Miřetín	Vondrovic – Verner (2007)	348 ±7
Hornina K/Ar	granodiorit (miř. pluton)	Česká Rybná	Šmejkal (1960)	351
Zirkon Pb–Pb	granodiorit (miř. pluton)	Otradov	Schulmann et al. (2005)	327 ±6
Zirkonová evaporace	granodiorit (miř. pluton)	Otradov	Schulmann et al. (2005)	323 ±1,1
Monazit (CHIME) – středy zr.	Ms–Bt rula	Proseč	tato práce	353 ±28
Monazit (CHIME) – středy zr.	Cdr rohovec	Perálec	tato práce	342 ±32
Monazit (CHIME)	Ms–Bt rula	Korouhev	tato práce	325 ±10
Monazit (CHIME)	St svor	Stašov	tato práce	321 ±23
Monazit (CHIME)	Grt-St svor	Stašov	tato práce	327 ±21

Fylit s cordieritem a andalusitem od Perálce poskytl stáří 342 ±32 milionů let a muskovit-biotitická rula (metadroba) od Proseče 353 ±28 milionů let (tab. 1). Vzorek muskovit-biotitické ruly (metadroba) ale obsahoval mladší muskovit, který naznačuje slabý metamorfní přetisk. Této skutečnosti by mohlo odpovídat datovanání mladších okrajů zrn monazitů (309 ±42 milionů let). Podobně také rula ze středního pásma krystalinika obsahuje monazit, jehož datováním bylo zjištěno stáří 325 ±10 milionů let). Stáří kolem 320–330 milionů let indikují také monazity ze svorů ve východní části poličského krystalinika (tab. 1).

6. Metamorfóza poličského krystalinika

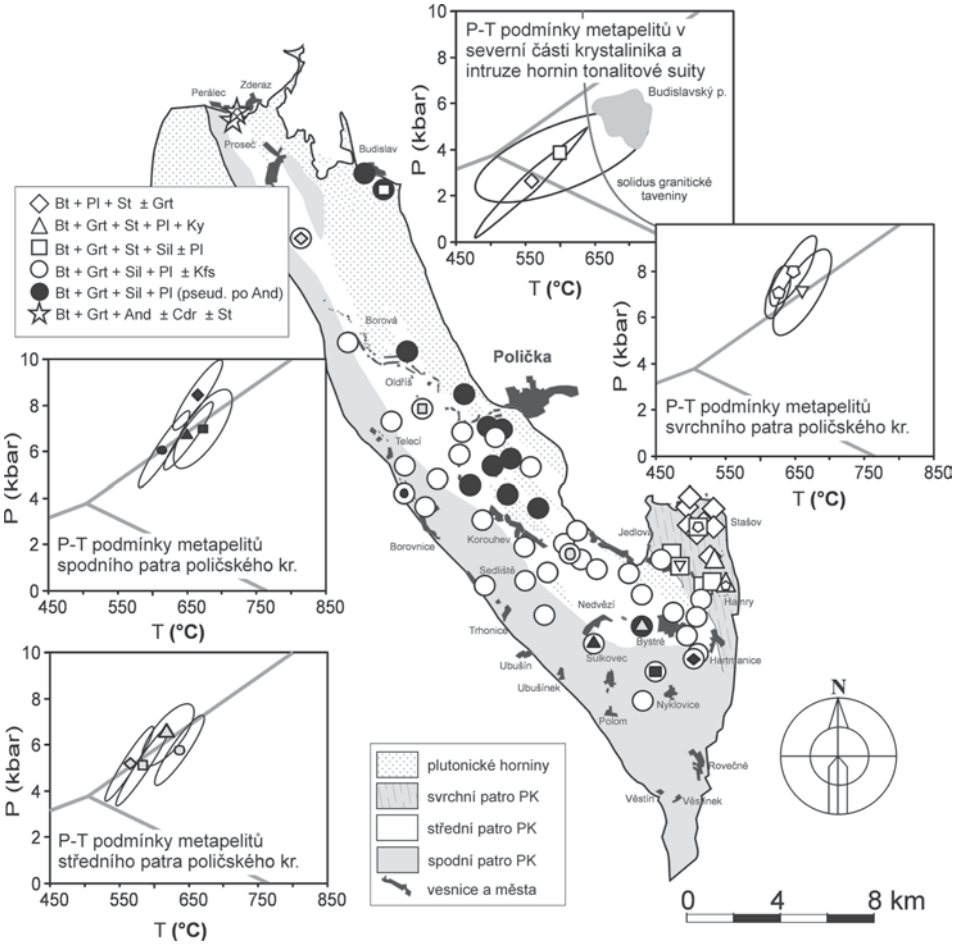
Již Svoboda (1956a) si všiml, že metamorfóza v tomto krystaliniku roste od severu k jihu. Na jihovýchodním okraji krystalinika petrograficky zpracoval metamorfované horniny Jonáš (1959). Metamorfní zóny ve svrateckém krystaliniku se pokusil vymezit Němec (1968) přičemž pokryl i území sousedního poličského krystalinika. Zjistil, že v poličském krystaliniku má muskovit v celkovém obsahu slíd mnohem menší zastoupení, než v krystaliniku svrateckém. Na jednom místě pak nalezl sillimanit s draselným živcem. Ostatní vzorkované horniny sillimanit neobsahovaly. Výsledky předchozích výzkumů jsou shrnuty v mapě metamorfní stavby (Dudek *et al.* 1973). Přehled minerálních asociací v jednotlivých typech metamorfitů tohoto krystalinika podali Cháb a Suk (1977).

Horniny poličského krystalinika můžeme rozdělit na několik skupin, z nichž každá měla poněkud odlišný metamorfní vývoj (obr. 10): 1) plutonické horniny, 2) horniny spodního pásma poličského krystalinika, 3) horniny středního pásma poličského krystalinika, 4) metamorfované horniny v severní části poličského krystalinika (součást středního pásma poličského krystalinika ve smyslu Melichara 1995), 5) horniny svrchního pásma poličského krystalinika.

6.1. P–T podmínky vývoje intruzivních hornin poličského krystalinika

Bazická suita

Bazické horniny nesou známky metamorfního postižení. V mnoha gabrech byly původně patrně přítomny pyroxeny, ale byly nahrazeny amfiboly. Pyroxen se zachoval jen vzácně a to v xenolitech gaber v tonalitech. Teplota zjištěná amfibol-plagioklasovým ter-



Obr. 10. Zjednodušená geologická mapa poličského krystalinika s vyznačenou pozicí minerálních asociací vzorků metamorfovaných hornin a P–T diagram s reprezentativními daty pro metapelity z jednotlivých litologických subjednotek poličského krystalinika. P–T diagramy byly vypočteny s použitím metody „average P–T“ (Powell a Holland 1994). Pozice trojného bodu Al_2SiO_5 podle Holdawaye a Mukhopadhyayho (1993). Pomocí malých značek je vyznačena pozice vzorků využitých při P–T výpočtech (tyto značky jsou uvnitř značek označujících složení minerální asociace).

Fig. 10. Simplified geological map of the Polička Crystalline Complex with locations of mineral assemblages metamorphic rocks and P–T plot for metapelites from individual lithostratigraphic subunits in the Polička Crystalline Complex. P–T results for selected samples calculated using the “average P–T” method (Powell and Holland 1994). The position of the Al_2SiO_5 triple point is taken from Holdaway and Mukhopadhyay (1993). Samples using for P–T calculations are localized as small symbols inside large symbols (metamorphic assemblage).

mometrem (Holland a Blundy 1994) pro amfibolická a amfibolicko-biotitická gabra se pohybuje v rozmezí 600 až 670 °C pro tlak 5 kbar. Poněkud nižší teploty (535 až 565 °C) indikuje metamorfní minerální asociace ultrabazických hornin (Atg+Chl+Tr+Ol). Pole stability této minerální asociace je v P–T diagramu poměrně široké, ale z velké části leží v oblasti spadající do amfibolitové facie.

Metagabra u Otradova jsou obklopená horninami miřetínské intruze a vykazují známky metamorfózy v amfibolitové facii, což dokládají teploty zjištěné amfibol-plagioklasovým termometrem (HOLLAND a BLUNDY 1994), které se pohybují v rozmezí 650–700 °C pro tlak 4 kbar. Tlak byl odhadnut na základě geologické pozice na okraji miřetínské intruze.

Tonalitová suita

Teploty zjištěné na základě zirkonové saturační teploty (WATSON a HARRISON 1983) se pro horniny tonalitové suity pohybují v rozmezí 730–766 °C. Pro horniny tonalitové suity byl použit amfibol-plagioklasový termometr (HOLLAND a BLUNDY 1994) a amfibolový barometr (HAMMARSTROM a ZEN 1986).

Pro budislavský pluton byly zjištěny P–T podmínky 559–750 °C a 4–5 kbar a pro těleso u Jedlové 656–785 °C a 4–6 kbar. Část zjištěných teplot leží pod hranicí solidu H_2O-saturované granodioritové taveniny (BURIÁNEK *et al.* 2003). Patrně je to důsledek změn chemického složení amfibolů za podmínek subsolidu. Na základě studia pararulových xenolitů byly zjištěny P–T podmínky této intruze na 605 ±101 °C a 3,7 ±1,6 kbar (tab. 2). Údaje zjištěné z T–X_{CO2} diagramu pro xenolity mramorů (670–550 °C pro tlak 4 kbar) dobře korespondují s P–T podmínkami vypočítanými pro okolní tonality a xenolity rul a ukazují, že minerální asociace v xenolitech mramorů nevznikaly za tlaků nižších než 4 kbary (BURIÁNEK 2002).

Pro amfibol-biotitické granodiority miřetínského plutonu byly zjištěny amfibolovým barometrem (HAMMARSTROM a ZEN 1986) tlaky kolem 3–4 kbar a z inkluzí plagioklasu uvnitř zrn amfibolů byly vypočteny teploty 700–775 °C pomocí amfibol-plagioklasového termometru (HOLLAND a BLUNDY 1994).

Granity

Pro výpočet teploty krystalizace hornin granitové suity (741–765 °C) byla použita zirkonová saturační teplota (WATSON a HARRISON 1983).

6.2. P–T podmínky metamorfovaných hornin spodního pásma poličského krystalinika

Metamorfované horniny spodního pásma prošly metamorfózou v amfibolitové facii (tab. 2). Z muskovit-biotitických rul u Telecího byly vypočteny P–T podmínky (THERMOCALC 2.7.): 624 ±29 °C a 5,7 ±1,2 kbar. Pro migmatitizované muskovit-biotitické ruly od Nedvězího 654 ±29 °C a 6,7 ±1,2 kbar. Z podobné horniny u obce Nyklovice byly zjištěny dokonce ještě vyšší P–T podmínky (675 ±35 °C a 7,0 ±1,4 kbar). Tyto údaje relativně dobře souhlasí s teplotami pro tlak 6 kbar vypočtenými amfibol-plagioklasovým termometrem pro amfibolity od Telecího 598–629 a Nyklovic 576–618 °C (HOLLAND a BLUNDY 1994). Migmatitizované ruly na východním okraji Hartmanic mají minerální asociaci Qtz+Pl+Bt+Ms+Kfs+Grt+Sil a indikují P–T podmínky 668 ±28 °C a 8,7 ±1,2 kbar (tab. 2). Tato pozorování potvrzují nárůst intenzity metamorfózy od SZ k JV (tab. 2).

Perlové ruly interpretované jako deformované granitoidy poskytly P–T podmínky 795 ±33 °C a 7.0 ±1.0 kbar a 755 ±22 °C a 6.9 ±0.9 kbar. Pro granulity byly vypočteny P–T podmínky 850–900 °C a 13–14 kbar (TAJČMANOVÁ *et al.* 2005).

6.3. P–T podmínky metamorfovaných hornin středního pásma poličského krystalinika

Ruly v převážné části poličského krystalinika mají minerální asociaci Qtz+Pl+Bt±Ms±Grt±Sil±Tu. Avšak je zde patrný trend vzrůstu metamorfózy od SZ k JV. U osady Paseky na severozápadě krystalinika byly v metapelitech zjištěny P–T podmínky 566 ±28 °C a 5,2 ±1,3 kbar (tab. 2). Výpočty byly prováděny pomocí programu THERMOCALC 2.7. (HOLLAND a POWELL 1998).Ve střední části krystalinika u obce Sádek byly pro horninu se shodnou minerální asociací zjištěny P–T podmínky 586 ±29 °C

Tabulka 2. Vybraná průměrná termobarometrická data z metapelitů vypočtená pomocí metody „optimal thermobarometry“ Powell a Holland (1994), sd (P) a sd (T) jsou směrodatné odchylky určení tlaku a teploty, „corr“ je diskutováno Powell a Holland (1994).

Table 2. Selected average thermobarometric data from metapelites calculated using “optimal thermobarometry” approach of Powell and Holland (1994), sd (P) and sd (T) are standart deviation on pressure and temperature, „corr“ is discused in Powell and Holland (1994).

vzorek	lokalita	minerální asociace	avT	sd(T)	avP	sd(P)	corr
Svrchní patro							
188	Stašov	Qtz+Ms+Pl+Bt+St+Grt	649	27	8,0	1,2	0,791
109	Hamry	Qtz+Ms+Bt+Pl+St+Grt+Ky	626	15	7,1	0,9	0,638
145	Jedlová	Qtz+Ms+Bt+Pl+Grt+Sill	661	33	7,1	1,5	0,730
Střední patro							
22	Sádek	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	586	29	5,0	1,3	0,932
142	Paseky	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	566	28	5,2	1,3	0,940
70	Bystré	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill (And)+Grt	621	31	6,4	1,1	0,766
87	Korouhev	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	640	30	5,7	1,2	0,919
Spodní patro							
1003	Hartmanice	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt+Kfs	668	28	8,4	1,2	0,899
331	Nedvězí	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	654	29	6,7	1,2	0,910
127	Borovnice	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	619	29	6,1	1,3	0,921
14	Nyklovice	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	675	35	7,0	1,4	0,729
Severní konec krystalinika							
31	Budislav	Qtz+Pl+Ms+Bt+Sill+Grt	605	101	3,7	1,6	0,666
10	Perálec	Qtz+Bt+Ms+Pl+And+Cdr+Grt+St	559	65	2,6	1,9	0,980

a 5,0 ±1,3 kbar. Od Sádku také pochází nodule erlanu s minerální asociací: Grt+Di+Pl +Qtz+Czo+Cal+Ttn. Z této minerální asociace byly vypočteny P–T podmínky 564 ±73 °C a 4,9 ±2,0 kbar.

V okolí Perálce na severním okraji poličského krystalinika se vyskytují metapelity s minerální asociací Pl+Bt+Crd+Grt±And±St±Chl. Pro danou minerální asociaci byly vypočteny teploty 559 ±65 °C a tlaky 3 ±2 kbar (tab. 2). K těmto horninám náleží pás drobových rul a fylitů s vložkami grafitických hornin, který se táhne podél hranice mezi středním a spodním pásmem poličského krystalinika od Proseče směrem k severnímu okraji Borové.

6.4. P–T podmínky metamorfovaných hornin svrchního pásma poličského krystalinika

Pro reprezentativní vzorky svorů byly vypočteny P–T podmínky v programu THERMOCALC 3.25 (Buriánek 2009). Svory s minerální asociací St+Pl±Grt±Ky±Sill indikují P–T podmínky kolem 630–660 °C a 7–8 kbar. Při kontaktu s typickými rulami poličského krystalinika v okolí Jedlové je patrný vznik sillimanitu na úkor staurolitu.

7. Interpretace litologické pestrosti poličského krystalinika

Spodní pásmo poličského krystalinika je petrograficky pestré a převažují v něm biotitické a dvojslídné ruly postižené menším nebo větším stupněm migmatitizace a často přecházejí do perlových rul. Pod pojmem perlové ruly je zahrnuta poměrně široká skupina hornin vzniklých deformací migmatitů i granodioritů (patrně náležejí k tonalitové suitě). Tento komplex hornin je prorážen celou řadou žil biotitických a muskovit-biotitických granitů, které jsou často postiženy deformací. Amfibolity v tomto pásmu mají výraznou afinitu k MORB bazaltům (Melichar a Hanžl 1997). S těmito amfibolity jsou prostorově svázány mramory a vápenatosilikátové horniny. Spodní pásmo tedy můžeme interpretovat

jako výraznou subjednotku, která vznikla po uzavření oceánského bazénu. Granátické ortoruly v jižní části tohoto pásma jsou produktem retrográdní metamorfózy granulitů. Granulity představují segment spodní kůry, který se do dnešní pozice dostal v důsledku pohybů na okraji poličského krystalinika. Při kontaktu se svrateckým krystalinikem se uvnitř poličského krystalinika nachází polohy svorů. Například severně od obce Telecí a u Borovnice mají tyto svory stejné mineralogické složení jako svory svrateckého krystalinika (Buriánek 2009).

Horniny středního pásma představují typickou litologii poličského krystalinika a převažují zde drobně až středně zrnité biotitické až muskovit biotitické ruly s vložkami svorových dvojslídných rul. Obě skupiny hornin se liší také svým chemickým složením. První typ rul odpovídá spíše drobovému protolitu a druhý má chemické složení blízké pelitům (Buriánek 1999). V těchto horninách nacházíme vzácně drobné polohy metakonglomerátů a poměrně často se v nich vyskytují nodule vápenatosilikátových hornin. Ve střední části tohoto pásma jsou metapelity metamorfovány intenzivněji než v části severní. Severní část středního pásma se svou litologií a petrografií již velmi podobá horninám hlinské zóny.

Pro svrchní pásmo poličského krystalinika jsou typické grafitické kvarcity a svory. Litologie tohoto pásma je odlišná od zbytku krystalinika. Svrchní pásmo patrně náleží k letovickému krystaliniku, které bylo nasunuto přes poličské krystalinikum během variské orogeneze (Buriánek 2009).

8. Geologický vývoj poličského krystalinika (diskuse)

Protolitem hornin poličského krystalinika byly pravděpodobně mořské flyšové sedimenty obsahující intruze subalkalických bazických vulkanitů tholeitového charakteru (typu MORB). Protolit značné části krystalinika je pravděpodobně prevariského (snad i proterozoického) stáří (např. Kodym a Svoboda 1950, Mísař 1960a).

Jednotlivá patra poličského krystalinika (dělení podle Melichara 1995) vykazují rozdílný metamorfní vývoj.

Metamorfní vývoj svrchního pásma poličského krystalinika je popsán v tomto čísle v dalším článku (Buriánek 2009). Minerální asociace svorů vznikala za poněkud vyšších tlaků (630–660 °C a 7–8 kbar) než minerální asociace rul středního pásma poličského krystalinika.

Variská orogeneze se ve středním pásmu poličského krystalinika projevila nejméně dvěma metamorfními a deformačními fázemi. Za relikt starší metamorfózy M1 můžeme považovat andalusit, který se vyskytuje v celém středním pásmu poličského krystalinika a je pseudomorfován mladším sillimanitem. S touto metamorfní fází (D1) je spojen vznik foliace, jejíž pozůstatky vzácně nacházíme uvnitř porfyroblastů andalusitu. Metamorfóza M2 postihla většinu hornin poličského krystalinika byla střednětlaká a středně teplotní (580–680 °C a 5–7 kbar). Metamorfní P–T dráha pro horniny středního patra poličského krystalinika tedy může být popsána jako „anticlockwise“. Horniny tonalitové suity intrudovaly během vrcholu metamorfózy M2 stáří této intruze je kolem 350 milionů let (Vondrovic 2008). Intruze tonalitů proběhla během deformace D2. Deformace D2 se projevila vznikem hlavní metamorfní foliace v horninách vulkano-sedimentárního komplexu a v části hornin tonalitové suity. Hlavní metamorfní foliace je dále ojediněle vrásněna do otevřených vrás s vrásovými osami upadajícími k severu (D3). Vyvřelé i metamorfované horniny poličského krystalinika často nesou známky deformace, která probíhala v podmínkách facie zelených břidlic, která se projevila vznikem drobných střižných zón. Dvojslídná rula v ze středního pásma poličského krystalinika (lokalita Korouhev) poskytla stáří kolem 325 milionů let (metodou CHIME na monazitu), což může být interpretováno jako věk exhu-

mace těchto rul. Také horniny tonalitové suity nesou známky mladší retrográdní metamorfózy, což potvrzuje datování okrajů monazitových zrn stejnou metodou, které poskytlo věk kolem 326 milionů let. Kolem 330 milionů let se teplota hornin tonalitové suity pohybovala kolem 300 °C, jak dokládá datování biotitu s hornin tonalitové suity (ŠMEJKAL 1964). V závěrečných fázích vývoje této jednotky intrudovaly horniny granitové suity (biotitické až muskovit-biotitické granity zderazského masivu a s nimi spojené žilné granity). Intruze těchto granitů své okolí ovlivnily jen málo, pouze lokálně došlo na kontaktu s amfibolity biotitizaci amfibolů.

Na severním okraji středního patra se vyskytují metapelity s minerální asociací Pl+Bt+Crd+Grt±And±St±Chl, které vykazují nízkotlakou a středně teplotní metamorfózu kolem 600 °C a 3 kbar (M1). Tyto horniny mohou představovat relikt starší metamorfózy M1. Avšak prozatím je jejich pozice nejasná. Horniny s podobnou minerální asociací popsali PITRA a GUIRAUD (1996) v sousední hlinské zóně.

Během vrcholu metamorfózy M2 proběhla patrně ve spodním pásmu poličského krystalinika intenzivní migmatitizace spojená s intruzí granitoidů. Dnes jsou tyto horniny označovány jako „perlové ruly". Intruze těchto granitoidů („perlových rul") souvisela s vmístěním hornin tonalitové suity. V severní části tohoto patra byly z metapelitů vypočteny P–T podmínky kolem 625 °C a 6 kbar (Telecí) a v jižní části z okolí Nedvězího a Nyklovic 655–675 °C a 7 kbar. Granitoidy, které jsou dnes v důsledku deformace změněny na perlové ruly, indikují P–T podmínky kolem 800 °C a 7 kbar. Pro granulity byly vypočteny P–T podmínky 850–900 °C a 13–14 kbar (TAJČMANOVÁ *et al.* 2005). Exhumaci těchto hornin do úrovně středních tlaků datuje zjištěné stáří monazitu přímo z granulitů kolem 338 milionů let (van BREEMEN *et al.*. 1982) a zirkonu z leukosomu v migmatitizovaných amfibolitech, které lemují vírské granulitové těleso (339 ±1 milionů let, SCHULMANN *et al.* 2005).

9. Shrnutí

Rozdělení poličského krystalinika (MELICHAR 1995) na tři pásma odráží nejen jejich odlišnou litologii, ale odděluje i části s odlišným variským metamorfním vývojem.

Svrchní pásmo je reprezentováno hlavně svory a kvarcity, které jsou geneticky spjaty s letovickým krystalinikem. Oproti zbytku poličského krystaliniku vykazují poněkud vyšší tlaky metamorfózy. Svory svrchního pásma indikují P–T podmínky kolem 630–660 °C a 7–8 kbar.

Střední pásmo poličského krystalinika je petrograficky poměrně jednotvárné. Naprosto zde dominují biotitické a dvojslídné ruly. K tomuto pásmu byly přiřazeny horniny v severní části poličského krystalinika v okolí Perálce, které nesou známky nízkotlaké metamorfózy ~560 °C a 3 kbar. Střední pásmo indikuje vývoj od starší nízkotlaké a středně teplotní metamorfózy (M1) k středně tlaké a středně teplotní metamorfóze (M2). P–T podmínky metamorfózy M2 jsou 580–680 °C a 5–7 kbar. Během exhumace prošly horniny poličského krystalinika retrográdní metamorfózou ve facii zelených břidlic, která se v rulách projevila vznikem muskovitu na úkor draselného živce (M3).

Spodní pásmo je petrograficky velmi pestré. V rulách nacházíme polohy amfibolitů, vápenatosilikátových hornin (erlanů), mramorů a ortorul. V jihovýchodní části krystalinika navíc vystupuje rozsáhlé těleso granulitů postižené výrazným metamorfním přetiskem v amfibolitové facii. Vývoj spodního pásma byl výrazně ovlivněn intruzí granitoidů, dnes perlových rul, při kontaktu se svrateckým krystalinikem. P–T podmínky metamorfovaných hornin spodního pásma poličského krystalinika ~650 °C a 6–7 kbar. Granulity (850–900 °C a 13–14 kbar, TAJČMANOVÁ *et al.* 2005), inkorporované do tohoto pásma tektonicky, indikují téměř izotermální dekompresi.

Metamorfovaný vulkanosedimentární komplex je pronikán plutonickými horninami. Nejstarší jsou horniny ultrabazické a bazické, které tvoří oválná tělesa a nesou známky variské metamorfózy. Dominantním typem plutonických hornin jsou křemenné diority, tonality a granodiority budující dva velké plutony (budislavský a miřetínský). Nejmladší jsou granity tvořící větší těleso v severní části poličského krystalinika (zderazký masiv) a četné drobnější žíly v celém krystaliniku.

Poděkování

Autor děkuje R. Melicharovi a L. Vondrovicovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu MŽP 6352: „Korelace litologicky kontrastních hornin v jednotkách krystalinika při sv. okraji moldanubika.

LITERATURA

Beneš, K., 1964: Analýza vnitřní stavby moldanubcko-assyntské hraniční oblasti při sv. okraji moldanubického jádra. – *Rozpr. Čs. Akad. Věd. Ř. mat. přír. věd*, 74, 2, 1–80.

Bernard, J. H., 1965: Uplatnění molybdenitu v čs. části Českého masivu. – *Věst. Ústř. úst. geol.* 40, 4, Praha.

Buriánek, D., 1999: Metamorfní charakteristika poličského krystalinika. – *MS*, *diplomová práce,* PřF MU Brno, p 67.

Buriánek, D., 2002: Xenolity mramorů uzavřené v tonalitech budislavského masivu (poličské krystalinikum). – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 2001*, 9, 72–74.

Buriánek, D., 2005: Nodule vápenatosilikátových hornin v poličském krystaliniku a jejich litologický význam. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 90: 121–146.

Buriánek, D., 2006: Vápenatosilikátové horniny v poličském krystaliniku. – *Acta Musei Moraviae, Sci. geol.*, 91: 191–206.

Buriánek, D., 2008: Hematit-magnetitové rudy v poličském krystaliniku. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 2007*, 66–71, Brno.

Buriánek, D., 2009: Metamorfní vývoj svorů a jejich tektonická pozice v poličském krystaliniku. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 94, 111–128.

Buriánek, D., Břízová, E., Čech, S., Čurda, J., Fürych, V., Hanžl, P., Kirchner, K., Lysenko, V., Roštínský, P., Rýda, K., Skácelová, D., Skácelová, Z., Vít, J. Verner, K. (2009): Základní geologická mapa České republiky 1:25 000 s Vysvětlivkami, list 24-112 Jedlová. – 76 s. Česká geologická služba. Praha.

Buriánek, D., Němečková, M., Hanžl, P., 2003: Petrology and geochemistry of tonalites from the Polička and Zábřeh crystalline units (NE Bohemian Massif). – *Bull. Czech Geol. Survey*, 78, 1, 9–22.

Buriánek, D., Otava, J., 2007: Tři geneticky rozdílné typy granátovců z hlinské zóny a poličského krystalinika. – *Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.*, 92, 143–150.

Buriánková, K., Buriánek, D., Hanžl, P., 2006: Výskyt poličského krystalinika v moldanubiku u Stržanova. – *Moravskoslezské paleozoikum 2006: sborník abstraktů*, s. 8. Masarykova univerzita. Brno.

Čech, S., Břízová, E., Buriánek, D., Čurda, J., Fürych, V., Kirchner, K., Lysenko, V., Mrnková, J., Roštínský, P., Rýda, K., Skácelová, Z., Vít, J. 2009: Základní geologická mapa České republiky 1:25 000 s Vysvětlivkami, list 14-334 Polička. – 68 s. Česká geologická služba. Praha.

Demek, J. ed. 1987: Zeměpisný lexikon ČSR. Hory a nížiny. – Academia. Praha.

Dovolil, M., 1959: Průzkum kamene ČSR – 1959 Zderaz. – *MS,Výzkumná zpráva,* Geofond Praha, GP Brno, 23 str.

Dovolil, M., 1967: Závěrečná zpráva Proseč (podrobná etapa). – *MS*, *Výzkumná zpráva,* Geofond Praha, GP Jihlava, 55 str.

Droop, G. T. R., 1987: A general equation for estimating Fe^{3+} concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. – *Mineral. Mag.*, 51, 431–435.

Dudek, A., 1958: Přehled geologických a petrografických výzkumů Českomoravské vrchoviny a dolnorakouské Lesní čtvrti. – *Knih. Ústř. Úst. geol.*, 33, 1–176. Praha.

Dudek, A., Cháb, J., Chaloupský J., Kamenický J., Krist E., Mísař Z., 1973: Mapa metamorfní stavby ČSSR 1:1000 000. – *Ústř. Úst. Geol.* Praha.

Fajst, M., 1961a: Geologické a hydrogeologické poměry krystalinika a křídového útvaru jižně a východně od Poličky. – *MS*, *Výzkumná zpráva,* Geofond, Praha. P 12698.

FAJST, M., 1961b: Krystalinikum a křída jižně a východně od Poličky. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960*, 34–36. Praha.
FAJST, M., HORÁK, L., MÍSAŘ, Z., 1962: Výsledky geologického mapování na listu Bystřice nad Pernštejnem. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1961*, 46–49. Praha.
FIALA, F., 1929: Petrografické poměry křídového podloží v jihovýchodním okolí Proseče. – *Věst. Král. čes. Společ. Nauk, Tř. mat.-přírodověd.*, 1928, 1, 1–87. Praha.
GREGEROVÁ, M., 1994: Petrografická charakteristika hornin z vrtů v okolí Kamence u Poličky. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 1993*, Brno, MU Brno, ČGÚ Brno. 1994, vol. 1., no. 1, s. 75–76.
HAMMARSTROM, J. M., ZEN, E., 1986: Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. – *Am. Mineral.*, 71, 1297–1313.
HANŽL, P., BURIÁNEK, D., ČURDA, J., FÜRICH, V., HRDLIČKOVÁ, K., KIRCHNER, K., LYSENKO, V., MRNKOVÁ, J., OTAVA, J., PERTOLDOVÁ, J., ROŠTÍNSKÝ, P., RÝDA, K., SKÁCELOVÁ, Z., VÍT, J., ZELENKA, P., 2008: Základní geologická mapa České republiky 1:25 000 s Vysvětlivkami, 14-333 Svratka. – 62 s. Česká geologická služba. Praha.
HERČÍK, F., HRUŠKOVÁ, Z., STEHNOVÁ, I., ZRŮSTEK, V., 1963: Zpráva o geologickém mapování v širším okolí obce Telecí. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1962*, 64–66. Praha.
HOLDAWAY, M. J., MUKHOPADHYAY, B., 1993: A reevaluation of the stability relations of andalusite: Thermochemical data phase diagram for the aluminum silicates. – *Am. Mineral.*, 78, 298–315.
HOLLAND, T. J. B., BLUNDY, J., 1994: Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. – *Contrib. Mineral. Petrol.*, 116, 433–447.
HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1994: Optimal geothermometry and geobarometry. – *Am. Mineral.,* 79, 120–133.
HOLLAND, T. J. B., POWELL, R., 1998: An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. – *J. Metamorphic Geol.*, 16, 309–343. Boston.
CHÁB, J., SUK, M., 1977: Regionální metamorfóza na území Čech a Moravy. – *Knihovna Ústř. Úst. Geol.*, 50, 1–156. Praha.
CHÁBERA, S., LAŠTOVIČKA, Z., NOVÁK, V., 1980: Mineralogicko-geologická bibliografie Českomoravské vrchoviny, 1786–1975. – Jihočeské muzeum, České Budějovice.
JANOŠKA, M., 1990: Strukturně geologický výzkum vztahu letovického a poličského krystalinika v okolí Hamrů. – *MS*, PřF MU. Brno.
JONÁŠ, J., 1959: Geologický výzkum a mapování v západní části olešnické antiklinály. – *Diplomová práce MS,* Přír. fak. Univ. Karl. Praha. Praha.
KODYM, O., SVOBODA, J., 1950: Zpráva o geologických výzkumech širšího okolí Jevíčka, Letovic a Poličky. – *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 15, 109–160. Praha.
KRATOCHVÍL, J., 1957: Topografická mineralogie Čech, 2. vyd. – *ČSAV Praha*, 1432 s.
KRETZ, R., 1983: Symbols for rock- forming minerals. – *Am. Mineral.*, 68, 277–279.
LEAKE, B. E., WOOLLEY, A. R., ARPS, C. E. S., BIRCH, W. D., GILBERT, M. C., GRICE, J. D., HAWTHORNE, F. C., KATO, A., KISCH, H. J., KRIVOVICHEV, V. G., LINTHOUT, K., LAIRD, J., MANDARINO, J., MARESCH, W. V., NICKEL, E. H., ROCK, N. M. S., SCHUMACHER, J. C., SMITH, D. C., STEPHENSON, N. C. N., UNGARETTI, L., WHITTAKER, E. J. W., YOUZHI, G., 1997: Nomenclature of amphiboles. Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. – *Eur. J. Mineral.*, 9, 623–651. Stuttgart.
MELICHAR R., HANŽL P., 1997: Lithotectonic correlation of the Polička and Zábřeh crystalline units. – MAEGS – 10, *J. Czech Geol. Soc.,* 42, 3. 64. Praha.
MELICHAR, R., 1993: Přehled geologických výzkumů poličského a svrateckého krystalinika. – *Vlastivěd. Sbor. Vysočiny*, 11, 27–73. Jihlava.
MELICHAR, R., 1995: Analýza vztahů poličského a svrateckého krystalinika. – *MS*, Přír. fak. Univ. Karl. Praha.
MELICHAR, R., JANOŠKA, M., 1994: Strukturně-geologický výzkum vztahu poličského a letovického krystalinika v okolí Hamrů. – *Geol. Výzk. Mor. Slez. v Roce 1993*, 89–90. Brno.
MÍSAŘ Z. a kol. 1983: Geologie ČSSR I. Český masív. – SNP. Praha.
MÍSAŘ, Z., 1960a: Geologické problémy krystalinika na severovýchodním okraji Českého masivu v literatuře od roku 1850. – Krajské nakladatelství. Ostrava.
MÍSAŘ Z., 1960b: Mapování krystalinika v okolí Jimramova. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1958*, 106–108. Praha.
MÍSAŘ, Z., 1961a: Geologické mapování granulitového masívku v severovýchodním okolí Výru. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1960*, 32–34. Praha.
MÍSAŘ, Z., 1961b: Geologické postavení a vývoj leukokratních žulorul v okolí Víru. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28, 31–52. Praha.
MÍSAŘ, Z., 1962: Svojanovská mylonitová zóna v krystaliniku při západním okraji svratecké klenby. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, 28, 31–52. Praha.

MÍSAŘ, Z., DUDEK, A., 1993: Some critical eventsin the history of eastern margin of the bohemian massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 38, 1–2, 9–20. Praha.

MÍSAŘ, Z., NEKOVAŘÍK, Č., ZELINKA, P., 1995: Geologická mapa ČR: list 24-12, Letovice, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

MORIMOTO, N., FABRIES, J., FERGUSON, A.K., GINZBURG, I.V., ROSS, M.; SEIFERT, F. A.; ZUSSMAN, J.; AOKI, K., GOTTARDI, G., 1988: Nomenclature of pyroxenes. – *Am. Mineral.*, 73:1123–1133.

NÁVRH 1976: Návrh regionálně geologické klasifikace Českého masívu. – *Čas. Mineral. Geol.*, 21, 1, 1–21. Praha.

NĚMEC, D., 1968: Die Metamorphose des NE-Randes des Kernes der Bohemische Masse. – *Verh. Geol. Bundesanst.* (Wien), 1968, 1–2, 189–203. Wien.

NOVÁK, M., 1987: Metamorfované karbonátové horniny při severovýchodním okraji moldanubika. – *Čas. Morav. Muz., Vědy přír.*, 72, 5–28.Brno

NOVÁK, M., HOUZAR, S., ŠREIN, V., 1997: Gahnite-bearing marbeles and their significance for regional classification of the estern part of the Bohemian Massif. – *J. Czech Geol. Soc.*, 42, 1–2, 33–40. Brno.

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, 15–30.

PITRA, P., GUIRAUD, M., 1996: Probable anticlockwise P–T evolution in extending crust: Hlinsko region, Bohemian Massif. – *J. Metamorphic Geol.*, 14, 49–60.

POUCHOU, J. L., PICHOIR, F., 1985: „PAP" procedure for improved quantitative microanalysis. – *Microbeam Analysis*, 20, 104–105.

PRŮCHA, J., 1989: Nové výzkumy ve svojanovské mylonitové zóně. – *Acta. Univ. Carol., Geol.*, 1988, 4, 500–502. Praha.

ROLLINSON, H. 1993: Using geochemical data (Longman Group, ed.). – Reino Unido., 352 p.

ROSIWAL, A., 1894: Aus dem krystallinischen gebiete des Oberlaufes der Schwarzawa III. – *Verh. Geol. Reichsanst.* (Wien), 1894, 4, 136–148. Wien.

ROSIWAL, A., 1915: Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Konigreiche und Lander der Osterreichisch-Ungarischen Monarchie neu afgenomme und herausgegeben durch die k.k. Geologische Reichanstalz. Polička und Neustatdt. – *Verlag der K.k. Geologischen Reichsanstalt*, Wien.

RUBÍN, J., BALATKA, B., a kol. 1986: Atlas skalních, zemních a půdních tvarů. – Academia, Praha.

SEKANINA, J., 1965: Minerály a jejich genetické vztahy k horninám na území geologické mapy 1:50 000, list M-33-93-B /Bystřice nad Pernštýnem/. – *MS*, MZM, p 171, Brno.

SCHULMANN, K., KRÖNER, A., WENDT, I. J., HEGNER, E., KONOPÁSEK, J., LEXA, O., ŠTÍPSKÁ, P., 2005: Chronological constraints on the Palaeozoic evolution of the Variscan orogenic root system in the eastern Moldanubian zone of the Bohemian Massif. – *Am. J. Sci.*, 305 (2005): 407–448

SLOBODNÍK, M., HLADÍKOVÁ, J., 1994: Sulphidic mineralization in the Polička crystalline complex; a discusion of the sediment-hosted type mineralization. – *Věst. Čes. geol. Úst.*, 69, 3,37–45. Praha.

SOLDÁN, J., 1972: Geologické poměry západně a severozápadně od Proseče na Poličsku. – *Rigorózní práce, MS,* Přír. fak. Univ. Karl. Praha.

STÁRKOVÁ, I., MACEK, J., MOUPIC, Z., 1996: Geologická mapa ČR: list 24-11, Nové Město na Moravě, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

STÁRKOVÁ, I., OPLETAL, M., ADAMOVIČ, J., MACEK, J., 1998: Geologická mapa ČR: list 14-33, Polička, 1:50 000. – Praha, Český geologický ústav.

SUESS F. E. 1912: Die moravischen Fenster und ihre Beziehungen zum Grundgbirge des Hohen Gesenkes. – *Denk. Akad. Wissenschaft,* 88, 541–631.

SULOVSKÝ, P., ČOPJAKOVÁ, R., ŠKODA, R., 2004: Možnosti a omezení stanovení absolutního stáří monazitu pomocí elektronové mikrosondy. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 2003*, 122–125.

SVOBODA, J. et al. 1962: Vysvětlivky k přehledné geologické mapě ČSSR 1: 200 000 list M-33-XXIII Česká Třebová. – Naklad. Čs. Akad. Věd., Praha.

SVOBODA, J., 1956a: Zpráva o mapování poličského krystalinika pro gener. mapu, list Vysoké Mýto. – *Zpr. geol. Výzk. v Roce 1955*, 194–197. Praha.

SVOBODA, J., 1956b: Příspěvek ke paleogeografi siluru v českém masivu. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 31, 120–127. Praha.

SVOBODA, J., 1964: Poličské krystalinikum. – In: Svoboda et al.: *Regionální geologie ČSSR. I. Český masiv. 1. Krystalinikum*, 130–132. Ústř. Úst. geol. Praha.

ŠMEJKAL, V., 1960: Absolutní stáří některých granitoidů a metamorfitů českého masívu stanovené kalium-argonovou metodou. – *Věst. Ústř. Úst. Geol.*, 35, 6, 441–446. Praha.

ŠMEJKAL, V., 1964: Absolutní stáří některých vyvřelých a metamorfovaných hornin Českého masívu stanovené kalium argonovou metodou (II. část). – *Sbor. geol. Věd, Geol.,* 4, 121–136, Praha.

Šouba, M., Duda, V., 1975: Charakter styku svratecké antiklinály a poličského krystalinika severozápadně od Jimramova. – *Sbor. geol. Věd, Geol.*, 27, 83–97. Praha.

Štoudová, S., Schulmann, K., Konopásek, J., 1997: Kontrastní PT a strukturní vývoj vírské granulitové megabudiny a okolních metapelitů: Poličské krystalinikum, východní okraji Českého Masivu. – *Sborník II. semináře České tektonické skupiny*, 69–70. Ostrava.

Štoudová, S., Schulmann, K., Konopásek, J., 1998: The Contrast Between Metamorphic and Structural Evolution of the Vír Granulite and Surrounding Metapelites of the Polička Crystalline Unit. – *Geolines* 6, 60.

Štoudová, S., Schulmann, K., Konopásek, J., 1999: A Contrast between Metamorphic and Structural Evolution of the Vír Granulite and Surrounding Rocks of the Polička Crystalline Unit. – *Geolines*, 8, 64.

Tajčmanová, L., Verner, K., Pertoldová, J. 2005: Correlation of Structural and Metamorphic Evolution of Metamorphic Rocks from the Svratka and Polička Crystalline Complexes. – *Geolines*, 19, 112.

Tuček, K., 1970: Naleziště českých nerostů a jejich literatura 1951–1965. – 757 s, Academia, Praha.

Ulrich, F., 1926: Příspěvky k topografické mineralogii Čech. – *Věst. St. geol. Úst. Čs. Republ.*, 2, 4–6, 292–305. Praha.

Vachtl, J. 1962: Hlinecké starší paleozoikum a jeho vztahy k sousedním oblastem. – *Sbor. Ústř. Úst. geol., Odd. geol.*, XXVII-1960. Praha.

van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Z., Povondra, P., and Vrána, S., 1982: Geochronological studies of the Bohemian Massif, Czechoslovakia, and their significance in the evolution of central Europe. – *Transactions of the Royal Society of Edinburgh, Earth Science Series*, v. 73, p. 89–108.

Vondrovic, L., 2006: Aplikace metody anizotropie magnetické susceptibility (AMS) při strukturní analýze granitoidů. Záznam strukturního vývoje budislavského plutonu (poličské krystalinikum). – *MS, bakalářská práce,* Přír. fak. Univ. Karl. Praha.

Vondrovic, L., 2008: Záznam strukturního vývoje magmatických hornin poličského krystalinika. – *MS, diplomová práce* Přír. fak. Univ. Karl. Praha, 74 s.

Vondrovic, L., Verner, K., 2007: Structural Evolution and U–Pb Zircon Dating of Tonalite Intrusions in the Polička Crystalline Unit, Bohemian Massif: Implications for Tectonic Evolution of the NE Part of Variscan Orogenic Root. In Zdeněk Venera: *CzechTec 07 5th Meeting of the Central European Tectonic Studies Group (CETeG) & 12th Meeting of the Czech Tectonic Studies Group (ČTS) April 11–14, 2007, Teplá, Czech Republic Proceedings and excursion guide*, s. 90–91.

Watson, E. B., Harrison, T. M., 1983: Zircon saturation revisited: temeperature and composition effects in a variety of crustal magma types. – *Earth. Planet. Sci. lett.*, 64, 294–304.

Zapletal, K., 1930: Krystalinikum mezi Železnými horami, Českomoravskou vysočinou a Sudetami. – *Sbor. Klubu přírodověd*, (Brno) za Rok 1929, 12, 95–103. Brno.

Zima, K., 1960: Podzemní vody křídového útvaru v okolí Poličky. – *Vodní hospodářství,* 9, 372–379. Praha.

Zoubek, J., 1964: Geologické poměry krystalinika mezi Borovnicí a Kamencem u Poličky. – *MS, diplomová práce*, Přír. fak. Univ. Karl. Praha. DP 783.

Zrůstek, V., 1963: Závěrečná zpráva o geologickém mapování oblasti styku svratecké antiklinály a poličského krystalinika v širším okolí obce Telecí v roce 1962. *MS* geofond Praha. P15908.