ISSN 1211–8796

Acta Mus. Moraviae, Sci. geol.
XCVIII (2013): 1, 65–78, 2013

MINERALOGIE Th-BOHATÝCH GRANITŮ A GRANODIORITŮ NA VÝCHODNÍM OKRAJI DYJSKÉHO TERÁNU BRUNOVISTULIKA (BRNĚNSKÝ BATOLIT)

MINERALOGY OF Th-RICH GRANITES AND GRANODIORITES FROM THE EASTERN MARGIN OF THE THAYA TERRANE IN BRUNOVISTULICUM (BRNO BATHOLITH)

DAVID BURIÁNEK

Abstract

Buriánek, D. (2013): Mineralogie Th-bohatých granitů a granodioritů na východním okraji dyjského teránu brunovistulika (brněnský batolit). – Acta Mus. Moraviae, Sci. geol., 98, 1, 65–78.

Mineralogy of Th-rich granites and granodiorites from the Eastern margin of the Thaya Terrane in Brunovistulicum (Brno Batholith)

The slight positive Th-anomaly detected by the airborne gamma-ray spectrometry in the rocks Tetčice Suite at the western part Brno Batholith was confirmed by the field measurements. Irregular spatial distribution of Th in the biotite granites and amphibole-biotite granodiorites reflect complicated evolution including assimilation of metamorphic rocks, magma mixing and mingling. Granites and granodiorites with maximum content of Th are predominantly present near the boundary with the wall rocks of the batholith. The most important carriers of Th and U in the rocks Tetčice Suite are zircon, xenotime-(Y), thorite and allanite-(Ce). Contents of Th and U in another common accessory minerals such as apatite and titanite are below the detection limit of WDS electron-microprobe. The high content of Th in the biotite granites is related to presence of thorite, while the main carrier of Th in the amphibole-biotite granodiorites is allanite-(Ce).

Key words: zircon, thorite, xenotime-(Y), allanite-(Ce), Th-rich granites and granodiorites, Brno Batholith.

David Buriánek, Czech Geological Survey, Leitnerova 22, 658 59, Brno; Czech Republic; david.burianek@geology.cz

1. Úvod

Granitoidy západní části brněnského batolitu mají ve srovnáni s východní částí průměrně dvojnásobnou úhrnnou aktivitu gama (Štelcl a Weiss *et al.* 1986). Zejména podél kontaktu západního okraje metadioritové zóny je na mapách letecké gamaspektrometrie (Dědáček *et al.* 1990, 1992, 1994) patrná pozitivní anomálie Th. Tato nevýrazná Th anomálie (koncentrace zjištěné leteckou gamaspektrometrií se ve studované oblasti obvykle pohybují 8–14 ppm) byla ověřena pozemním měřením, které místy zjistilo až čtyřnásobně vyšší hodnoty (56 ppm; Sedláková a Leichmann 2009). Zvýšené hodnoty Th jsou podle některých autorů prostorově vázány na výskyty červených středně zrnitých granitoidů a mohou také souviset s hojným výskytem kyselých žilných hornin (Sedláková a Leichmann 2009). Popisovaná Th anomálie byla nově ověřena během geologického mapování 1:25 000 na území mapových listů Oslavany a Brno-jih (Buriánek *ed.* 2010, 2013). Její původ byl také řešen v rámci bakalářské práce (Skála 2012), a to na základě mikrosondových

dat poskytnutých autorem tohoto článku. Přes řadu nových údajů se problém geneze Th anomálie nepodařilo jednoznačně vyřešit a otevřená také zůstává vazba Th na jednotlivé minerální fáze. Tento článek se věnuje akcesorickým minerálům v granitech a granodioritech tetčické suity. Některé z těchto hornin mají mírně zvýšené obsahy Th, což nebylo prozatím po stránce mineralogické uspokojivě vysvětleno. Podle letecké gamaspektrometrie vystupují Th bohaté horniny zejména podél východního kontaktu granitů dyjského teránu s horninami metadioritové zóny. Pomocí výsledků gamaspektrometrie, mineralogie a petrografie se tento příspěvek snaží vysvětlit původ a pozici pozitivní Th anomálie v horninách brněnském batolitu.

2. Geologická pozice

Brněnský batolit je největším povrchovým výskytem kadomsky konsolidované jednotky označované jako brunovistulikum (Dudek 1995). Od Z k V je brněnský batolit členěn na západní granodioritovou oblast náležející k dyjskému teránu, centrální bazický pás a východní granodioritovou oblast patřící k slavkovskému teránu (Hanžl a Melichar 1997; Jelínek a Dudek 1993). Centrální bazický pás je ve své západní části tvořen různými typy slabě metamorfovaných mafických a ultramafických hornin, které jsou souhrnně označovány jako metadioritová zóna. Východní, metabazitová zóna je složena ze slabě metamorfovaných kyselých a bazických vulkanických a vulkanoklastických hornin.

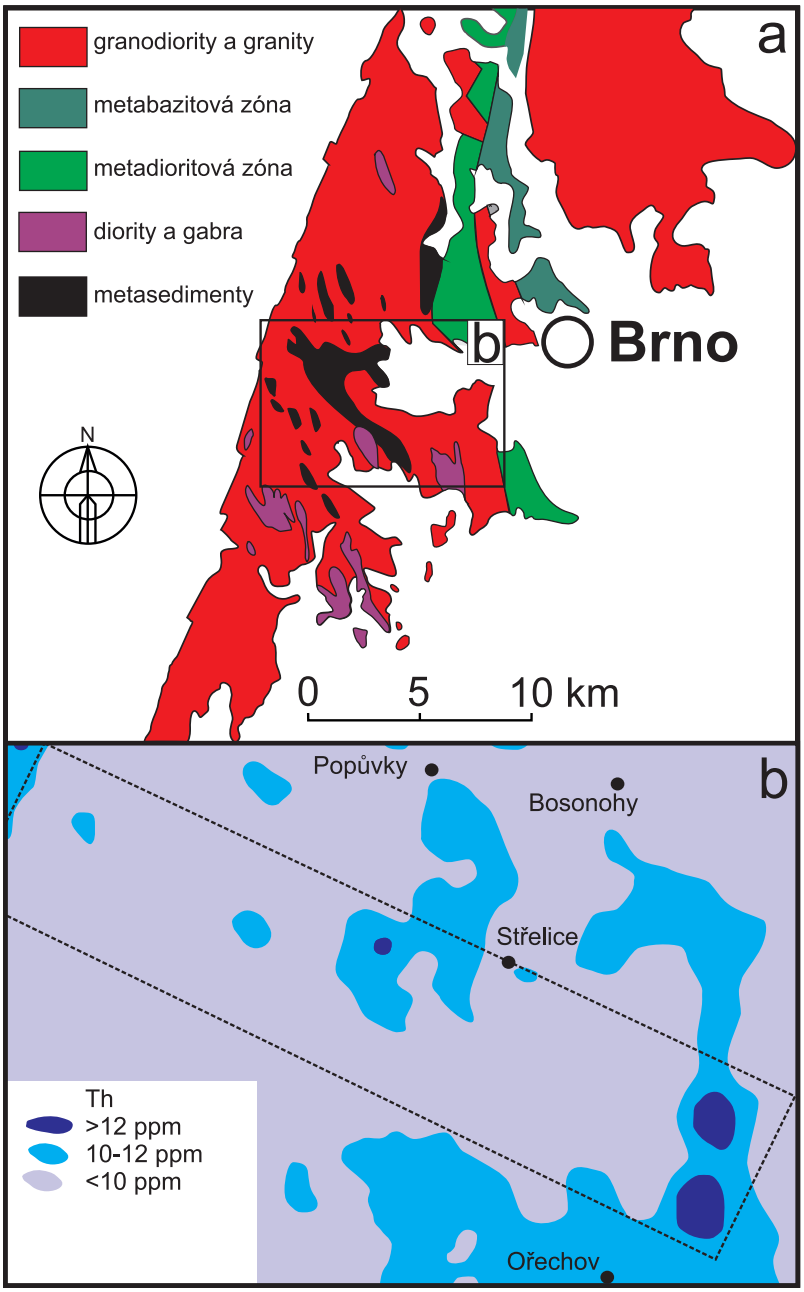
Granodiority a granity dyjského teránu jsou dominantními horninami v západní části brněnského batolitu (např. Finger *et al.* 1995). Intrudovaly do metamorfovaného vulkanosedimentárního komplexu a hornin metadioritové zóny v období kolem 600 Ma (Finger *et al.* 1995; van Breemen *et al.* 1982).

Západní část brněnského batolitu (obr. 1a) byla rozčleněna na několik typů granitoidů, avšak toto dělení se u jednotlivých autorů může lišit (Mitrenga a Rejl 1993; Štelcl a Weiss *et al.* 1986; Leichmann a Höck 2008). Většina starších prací vycházela z dělení na sedm typů granitoidů zavedeného Mitrengou a Rejlem (1993). Tito autoři vyčlenily typy Veverská Bítýška, Kounice, Tetčice, Hlína, Vedrovice, Olbramovice, Réna a Krumlovský les. Zmíněné členění je však příliš schematické a je z velké části založeno na rozdílech geofyzikálních vlastností hornin v jednotlivých segmentech brněnského batolitu. Petrografické charakteristiky uváděné například Štelclem a Weissem *et al.* (1986) totiž obvykle nepostihují celou variabilitu takového typu granitoidu a proto někteří autoři zvolili dělení na suity (soubor kogenetických hornin s podobnými geochemickými charakteristikami). Západní část brněnského batolitu se tak podle Leichmanna a Höcka (2008) dělí na granitoidy suity Tetčice, Réna a Hlína. V rámci jednotlivých suit pak bývají rozlišovány různé texturní typy, které vznikly v důsledku kombinace více faktorů jako je magmatické diferenciace, asimilace a míšení magmat.

Plutonické horniny v západní části brněnského batolitu místy obsahují poměrně hojné zbytky metamorfního pláště tvořeného hlavně rulami až migmatity, bazickými horninami a vápenato-silikátovými horninami až amfibolity. Enklávy představují relikty metasedimentů, jejichž materiál byl derivován ze starší kontinentální kůry aktivního kontinentálního okraje Gondwany (Finger *et al.* 2000). Metamorfní plášť brněnského batolitu prošel polyfázovým metamorfním vývojem, který z velké části probíhal během kadomské orogeneze (Dudek 1995; Hanžl *et al.* 1999; Buriánek 2010).

3. Metodika

Letecká gamaspektrometrie byla upravena podle schémat pro listy 1:25 000 pro list Oslavany a Brno jih (Buriánek *ed.* 2010; Buriánek *ed.* 2013). Tato schémata byla vyhodnocena na základě dat naměřených Dědáčkem *et al.* (1990, 1992, 1994).



Obr. 1. Zjednodušená geologická mapa střední části brněnského masívu (a) s vyznačením pozice studované oblasti (upraveno podle Mitrenga a Rejl 1993) a mapa obsahů thoria (b; letecká gamaspektrometrie; Dědáček *et al.* 1990, 1992, 1994) s vyznačením rozsahu schematické geologické mapy obr. 2 (přerušovaná čára).

Fig. 1. Simplified geological map central part of the Brno Massif (a) showing the position of the study area (modified from Mitrenga and Rejl 1993) and thorium content map (b; air gamma-ray spectrometry; Dědáček *et al.* 1990 1992, 1994) with the position of schematic geological map of Figure 2 (dashed line).

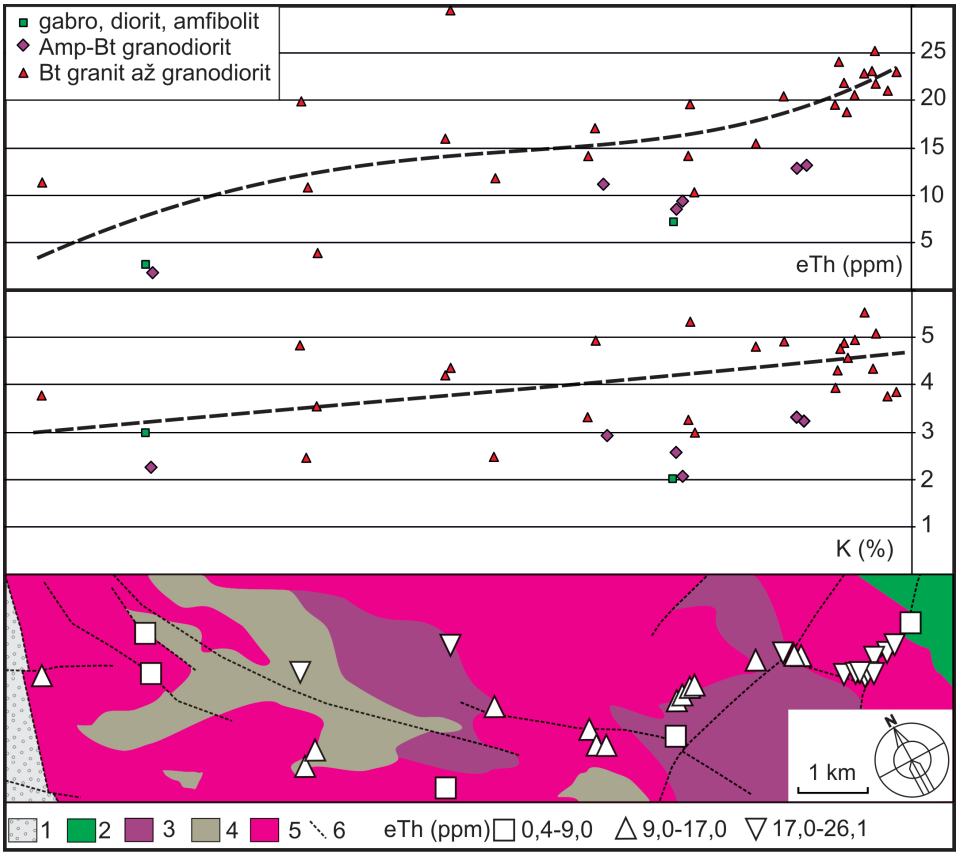
Pro terénní měření byl použity Scintilační radiometr GMR260 (měření provedla Z. Skácelová) a RS 230 BGO Super Spec (měření provedl P. Skála). Kontrolní měření na 4 lokalitách potvrdilo zanedbatelné rozdíly při měření s oběma přístroji. Metoda gamaspektrometrie byly přímo v terénu na vybraných výchozech měřeny hodnoty obsahu draslíku (%), uranu (eU = ekvivalentu obsahů uranu v ppm) a thoria (eTh = ekvivalentu obsahů thoria v ppm). Naměřené hodnoty jsou součástí interní databáze dokumentačních bodů ČGS.

Analýzy minerálů byly provedeny na elektronové mikrosondě Cameca SX-100 na Ústavu geologických věd PřF MU v Brně. Měření probíhalo ve vlnově disperzním módu za následujících podmínek: urychlovací napětí 15 kV, průměr elektronového svazku 5 μm, proud 20 nA, načítací čas 20 sekund, operátoři Š. Benedová a P. Gadas. Jako standardu bylo užito (Kα rtg linie): augit (Si, Mg), ortoklas (K), jadeit (Na), chromit (Cr), almandin (Al), andradit (Fe, Ca), rodonit (Mn), TiO (Ti), ThO_2 (Th), U (U), $ScVO_4$ (Sc), columbit (Nb), YAG (Y), $LaPO_4$ (La), $CePO_4$ (Ce), $NdPO_4$ (Nd), SmF_3 (Sm), PrF_3 (Pr), $DyPO_4$ (Dy), $ErPO_4$ (Er), $GdPO_4$ (Gd), topaz (F), $YbPO_4$ (Yb), PbS (Pb), zirkon (Zr). Empirický vzorec amfibolů byl přepočten na 23 kyslíků a poměr Fe^{2+}/Fe^{3+} byl odhadnut metodou 13 eCNK (Schumacher 1996; Leake *et al.* 1997). Empirické vzorce minerálů epidotové skupiny jsou přepočteny na 8 kationtů. Krystalochemické vzorce chloritu jsou vypočteny na 20 O + 16 (OH + F). Krystalochemické vzorce slíd jsou vypočteny na 20 O + 4 OH + F a krystalochemický vzorec živců byl vypočten na 8 O. Krystalochemický vzorec zirkonu, thoritu a xenotimu byl přepočten na 4 O. Použité zkratky minerálů jsou podle práce Whitney a Evans (2010).

4. Charakteristika Th anomálie v granitech

Z dat letecké gamaspektrometrie (Dědáček *et al.* 1990, 1992, 1994) je zřetelná kladná Th anomálie, která se táhne podél intruzivního kontaktu granitoidů dyjského teránu a metadioritové zóny (obr. 1b). V oblasti této anomálie (obr. 2) mezi obcemi Želešice a Ostopovice vystupují načervenalé středně až hrubě zrnité biotitické granity až granodiority, které mají oproti horninám metadioritové zóny (0,4–1,5 ppm) podstatně vyšší hodnoty eTh (4–26 ppm). Ve stejné oblasti jsou však také poměrně hojné žíly aplitů a ryolitů, které mohou mít taktéž vliv na anomální pole Th. Podle pozemního měření však žilné horniny v této oblasti vykazují podobné hodnoty eTh (medián hodnot 19 ppm) jako okolní granity (medián hodnot 20 ppm). Popisovaná Th anomálie je prostorově spjatá s nevýraznou anomálií K (Dědáček *et al.* 1990, 1992, 1994). I v tomto případě bylo pozemním měřením zjištěno že obsahy K v granitech a žilných horninách jsou podobné (obr. 2, 3a). Další kladná Th anomálie se nachází mezi obcemi Střelice a Omice. V tomto případě se její maximum nachází poblíž kontaktu amfibol-biotitických granodioritů a biotitických granitů. Zmíněný kontakt se nachází nedaleko několik km velkého xenolitu hornin metamorfního pláště intruze (migmatity). Pozemním měřením zde byly zjištěny vysoké obsahy Th (eTh až 19,8 ppm) v amfibol-biotitických granodioritech, které vznikly magmatickým míšením (Leichmanna a Höcka 2008) granitového magmatu s magmatem bazickým (charakter těchto bazických magmat můžeme odvodit na základě studia enkláv amfibol-biotitických gaber až dioritů v granodioritech). Na zbytku studovaného území mezi Tetčicemi a Želešicemi vykazují při pozemním měření biotitické granity až granodiority i amfibol-biotitické granodiority hodnoty eTh pod 17 ppm (obr. 2, 3a, b). Přitom biotitické granity až granodiority mají většinou poněkud vyšší hodnoty eTh (4–17 ppm) než amfibol-biotitické granodiority případně enklávy dioritů a gaber v nich obsažené (3–14 ppm). Ruly a migmatity tvořící xenolity a septa v granodioritech mají obvykle hodnoty v rozmezí 14–18 ppm eTh.

Výsledky letecké gamaspektrometrie poměrně dobře souhlasí s pozemním měřením (obr. 1, 2). Nižší maximální hodnoty udávané při leteckém měření ve srovnání s pozemním jsou z velké části způsobeny clonícím účinkem lesního pokryvu. Důležitá je také mocnost půdního pokryvu případně dalších sedimentů či vodních ploch. Tyto povrchové podmínky část záření gama odstiňují a způsobují tak snížení hodnot radiometrického pole.



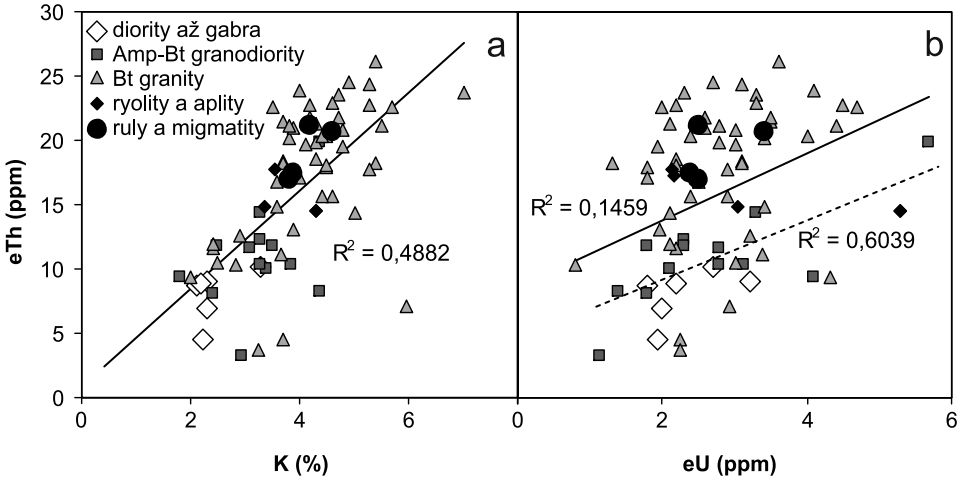
Obr. 2. Zjednodušená geologická mapa oblasti mezi obcemi Želešice a Tetčice s vyznačením pozice pozemních gamaspektrometrických měření (1 – sedimentární horniny boskovické brázdy, 2 – amfibolity, 3 – amfibol-biotitické granodiority, 4 – ruly a migmatity, 5 – biotitické granity až granodiority, 6 – zlomy). Výsledky jsou zobrazeny ve dvou diagramech v podobě mediánů hodnot eTh a K.

Fig. 2. Simplified geological map of the area between the villages Želešice and Tetčice showing the position of gamma-spectrometric measurements (1 – sedimentary rocks Boskovice furrow, 2 – amphibolites, 3 – amphibole-biotite granodiorites, 4 – gneisses and migmatites, 5 – biotite granites to granodiorites, 6 – faults). The results are shown in the two diagrams as median values of eTh and K.

Z pozemních měření je zřetelná poměrně dobrá korelace mezi obsahy K a eTh (obr. 3a) hodnota spolehlivosti je pro měření ze všech studovaných granitů a granodioritů R^2 = 0,49. Přičemž hodnota spolehlivosti (koeficient determinace R^2) udává, jaký podíl rozptylu ve studovaných závislé proměnných se podařilo vysvětlit regresní rovnicí (čím blíže k 1 tím je větší úspěšnost regrese). Naopak korelace mezi obsahy eTh a eU (obr. 3b) vyjádřená koeficientem determinace má poměrně malou hodnotu R^2 (0,15). Koeficient determinace mezi eTh a eU je však poměrně vysoký (R^2 = 0,60) pokud vezmeme v úvahu pouze amfibol-biotitické granodiority až diority (obr. 3b).

5. Petrografická charakteristika

Popisované granitoidy náleží k dyjskému teránu a jsou po stránce petrografické poměrně pestré. Proměnlivé stavební znaky a variabilní zastoupení tmavých minerálů je



Obr. 3. Diagramy vysledků gamaspektrometrických měření K vs. eTh (a) a eU vs. eTh (b) pro vybrané horniny brněnského batolitu. Plná čára je spojnice trendů pro všechny granity a granodiority a přerušovaná pro amfibol-biotitické granodiority.

Fig. 3. Plots gamma-spectrometric measurements K vs. eTh (a) a eU vs. eTh (b) for selected rocks of the Brno massif. The solid line shows trend for all granites and granodiorites, and dashed line illustrates the trend for the amphibole-biotite granodiorites.

výsledkem složité geneze, na níž se podílely procesy jako je asimilace metasedimentů a míšení magmat (např. Hanžl a Melichar 1997 nebo Leichmann a Höck 2008). Makroskopicky velmi podobné horniny můžeme v mikroskopu klasifikovat jako granity a na jiných výchozech jako granodiority (podobná situace je také v případě využití chemického složení hornin). Typická je také přítomnost xenokrystů amfibolu nebo enkláv gaber až dioritů. Granitoidy také obsahují xenolity migmatitů, vápenatosilikátových hornin a amfibolitů, které představují relikty vulkano-sedimentárního komplexu tvořícího původně metamorfní plášť granitoidů.

Středně až hrubě zrnitý biotitický až amfibol-biotitický granodiorit

Na studovaném území dominuje hlavně v oblasti mezi Střelicemi a Ořechovem a v oblasti východně od obce Omice. Tvoří řadu těles o velikosti desítek a stovek metrů, které neostře přecházejí do biotitických granitů. Tyto granodiority obsahují četné enklávy gaber, dioritů a křemenných dioritů. Kontakt s okolními biotitickými granodiority je neostrý. Většinou se jedná o středně zrnité, biotitické nebo amfibol-biotitické granodiority. Amfiboly tvoří hypautomorfně omezená zrna, která bývají často uzavřena v chloritizovaném biotitu. Chemické složení (Fe/(Fe+Mg) = 0,43–0,50; Si = 6,65–7,26 apfu) středů zrn amfibolů odpovídá tschermakitu, pargasitu až edenitu, okraje mají složení magneziohornblendu. Biotit bývá zcela chloritizovaný a na jeho štěpných trhlinách nacházíme často limonit či hematit. Někdy podél štěpných trhlin vzniká prehnit, který vytváří čočkovité krystaly a protáhlé agregáty izometrických zrn. Chloritizovaný biotit v sobě uzavírá akcesorické minerály jako je apatit, zirkon, monazit-(Ce) a titanit. Chlorit chemicky odpovídá chamositu ($Al/(Fe_t+Al+Mg)$ = 0,46–0,48; Si = 5,4–5,8 apfu). Světlé slídy mají poměrně proměnlivé složení (Si = 6,2–6,8 apfu; Al = 4,3–5,7 apfu). Kromě primárního draselného živce, který tvoří hypautomorfní zrna až 5 mm velká (Ab_{2-3}) se často objevuje drobný xenomorfní sekundární draselný živec vyplňující prostor mezi plagioklasy. Většina granodioritů obsahuje na okrajích zrn kyselý plagioklas (An_{1-3}) postižený sericitizací. Centrální část zrn pak tvoří albity (An_{4-6}), který koexistuje se sekundárními minerály jako je jemnozrnná světlá slída („sericit“), prehnit, klinozoisit a pumpelleyit. Bazicita hlavně centrálních částí plagio-

klasů totiž byla původně vyšší než dnes (patrně oligoklas až andezín) a proto zde vznikla při alteracích řada nových sekundárních minerálů s Ca. Klinozoisit je oscilačně zonální ($100*Fe^{3+}/(Fe^{3+}+Al) = 9–10$) a chemické složení pumpelleyitu mírně kolísá mezi Mg- a Fe- ($Fe/(Fe+Mg) = 0,46–0,54$). Z akcesorických minerálů byl zjištěn apatit, zirkon, allanit, titanit a magnetit.

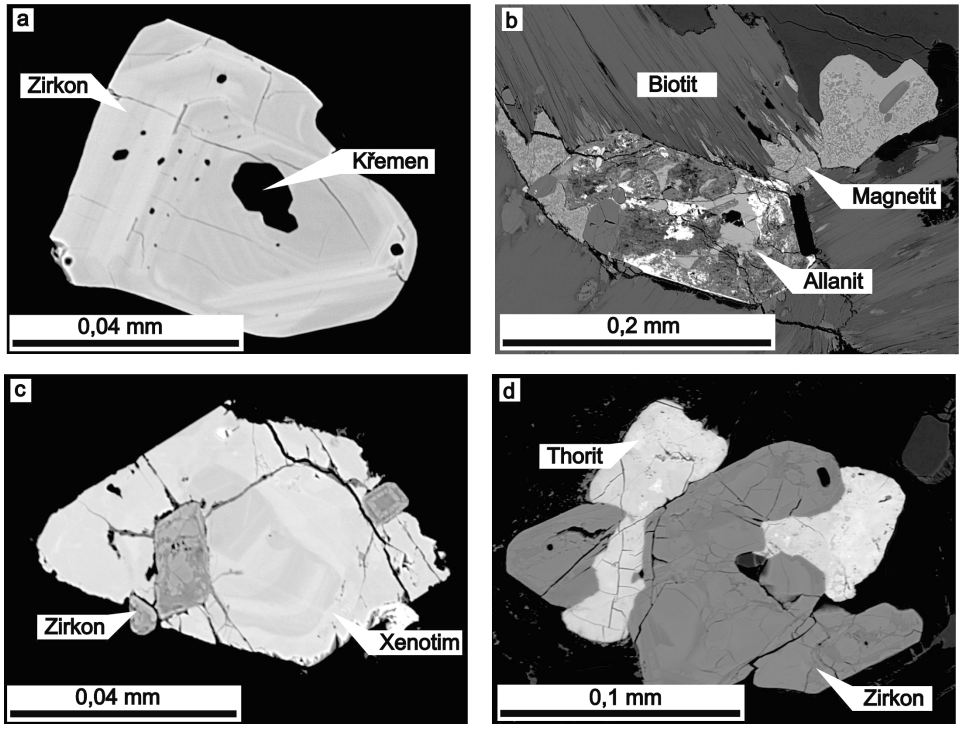
Středně až hrubě zrnitý biotitický granit až granodiorit

Drobné výskyty nacházíme sz. od Bosonoh, převažujícím horninovým typem jsou hlavně v údolí řeky Bobravy západně od Želešic a v oblasti mezi Ostopovicemi a Ořechovem. Jedná o světle šedou nebo načervenalou, středně až hrubě zrnitou horninu. Často obsahuje červeně zbarvené smouhy a pruhy interpretované jako důsledek sekundární mikroklinizace (Štelcl a Weiss *et al.* 1986). Někdy přechází do šedých, jemnozrnných, biotitických granodioritů (Leichmann a Höck 2008) a amfibol-biotitických granodioritů. Plagioklas je hypautomorfní až xenomorfní, polysynteticky zdvojčatěný, obvykle s nevýraznou oscilační zonálností (An_{27-29}). Místy uzavírá inkluze draselného živce nebo biotitu. Někdy je zakalen jílovými minerály a postižen sericitizací. Hypautomorfní, místy až xenomorfní draselný živec (Ab_{8-11}) bývá často perthitický a někdy je patrné mikroklinové mřížkování. Poměrně často bývá postižen sericitizací. Xenomorfní křemen téměř vždy undulózně zháší. Lupínky biotitu místy tvoří drobné agregáty, jejichž délka přesahuje až 1 mm. Biotit svým chemickým složením odpovídá annitu ($X_{Fe} = 0,51–0,65$; $^{IV}Al = 2,25–2,52$ apfu) a bývá běžně, částečně nebo zcela postižen intenzivní chloritizací. V chloritu se někdy podél štěpných trhlin objevují protáhlá zrna titanitu. Z akcesorických minerálů se vyskytuje apatit, zirkon, thorit, magnetit, xenotim, ilmenit, titanit. Magnetit tvoří vzácně shluky až 0,4 mm velkých automorfních zrn, která neobsahují téměř žádné příměsi (např. obsahy MnO nebo TiO_2 nepřesahují 0,1 hmot. %). Někdy je magnetit lemován ilmenitem, nebo jej naopak uzavírá v podobě dlouhých lišt. Tyto ilmenity obsahují 14–23 mol. % pyrophanitové komponenty. Ilmenity podléhají leukoxenizaci a magnetit bývá podél okrajů či štěpných trhlin postižen martitizací. V některých granodioritech můžeme kromě chloritu a sericitu objevit také další sekundární minerály, jako je prehnit nebo klinozoisit. Většinou tvoří drobná zrna uložená souhlasně s plochami odlučnosti chloritizovaných biotitů. Někdy se vyskytnou granáty (Alm_{70-74} Sps_{5-19} Prp_{3-9} Grs_{6-14} Adr_{0-2}) o velikosti až 4 mm, které bývají částečně zatlačovány biotitem a chloritem. Vzácně se také v akcesorickém množství objevuje xenokrysty hypautomorfního až xenomorfního amfibolu. Na puklinách se společně s křemenem mohou objevit minerály epidotové skupiny.

6. Akcesorické minerály jako zdroj Th anomálie

Pozemní měření gamaspektrometrie prokázalo velmi nízké obsah Th a U v dioritech a gabrech. Tyto horniny mají jen malé množství zirkonu. Obsahují sice poměrně hodně apatitu, avšak ten váže jen malé množství obou prvků. Nejvyšší obsahy Th byly zjištěny u některých biotitických granitů. Tyto horniny obsahují apatit, zirkon a thorit. V peraluminických biotických granitech s granátem se může objevit také xenotim. V amfibol-biotitických granodioritech mohou být Th a U vázány hlavně v zirkonu a allanitu. Tyto horniny mají většinou nižší obsahy Th než biotitické granity, avšak na rozdíl od granitů je zde patrná poměrně dobrá korelace mezi obsahy Th a U. Tyto granodiority také obvykle mívají nižší poměr Th/U (viz obr. 3b). Jeden vzorek dokonce vykazuje nejvyšší obsahy U v celé studované skupině hornin (eU = 5,7 ppm).

Zirkon vytváří drobná automorfní zrna (obr. 4a), která jsou často uzavřena v biotitu. Většina zirkonů vykazuje oscilační zonálnost přičemž se střídají zóny s vyšším a nižším zastoupením Hf, Th, P, Y REE (tab. 1). Obsahy Hf a REE+Y jsou přitom velmi nízké a v obou případech dosahují maximálně 0,02 apfu (resp. 0,022 a 0,017 apfu). Také obsahy Th jsou většinou velmi nízké u biotitických granitů až granodioritů dosahují maximálně



Obr. 4. BSE mikrofotografie akcesorických minerálů z amfibol-biotitického granodioritů (a–b) a biotitických granitů až granodioritů (c–d): (a) zirkon s inkluzí křemene v amfibol-biotitickém granodioritu (Anenský mlýn, vzorek BB245); (b) allanit obklopený biotitem v amfibol-biotitickém granodioritu (Anenský mlýn, vzorek BB245), (c) xenotim uzavírá zirkony v biotitickém granitu s granátem (Troubsko, vzorek BB394), (d) thorit srůstá se zirkonem v biotitickém granodioritu s amfibolem z lokalit (Nebovidy, vzorek BB121). Foto Š. Benedová.

Fig. 4. BSE photomicrographs of accessory minerals from the amphibole-biotite granodiorites (a–b) and biotite granites to granodiorites (c–d): (a) zircon with inclusion of quartz in amphibole-biotite granodiorite (Anenský mlýn, sample BB245), (b) allanite surrounded by biotite in amphibole-biotite granodiorite (Anenský mlýn, sample BB245), (c) xenotime surounded zircon in biotite granite with garnet (Troubsko, sample BB394), (d) thorite intergrowths with zircon in biotite granodiorite with amphibole (Nebovidy, sample BB121). Photo by Š. Benedová.

0,003 apfu a u amfibol-biotitických granodioritů 0,001 apfu. V případě U mají zirkony z biotitických granitů a granodioritů až 0,002 apfu a z amfibol-biotitických granodioritů až 0,004 apfu. Poměr Th/U se u všech studovaných zirkonů pohybuje v rozmezí 0,3–2,0.

V některých zirkonech jsou však v BSE patrné tmavší zóny se zvýšeným obsahem CaO (1,8–3,2 hmot. %), FeO (0,8–7,3 hmot. %) a P_2O_5 (0,4–1,7 hmot. %). Mohou také mít poměrně vysoké obsahy ThO_2 (0,4–1,1 hmot. %) nebo UO_2 (0,4–4,0 hmot. %). Tyto části zirkonů mají poněkud nižší celkové sumy (92,2–85,7 hmot. %, tab. 1). Poměr U/Th zde může výrazně kolísat. Vyskytují se hlavně v zirkonech z biotitických granitů. Někdy dokonce tvoří lem kolem nealterovaného zirkonu, nebo drobná samostatná zrna. Přesto že tyto Th a U bohaté zóny nacházíme v zirkonech dost často, nepředstavuje zirkon hlavní zdroj Th ve studovaných granitech a granodioritech.

Allanit-(Ce) se vyskytuje pouze v amfibol-biotitických granodioritech tvoří automorfní až hypautomorfní krystaly o délce až 0,6 mm, které jsou často obklopené biotitem (obr. 4b). Obsahy Ca se pohybují v rozmezí 0,76 až 1,15 apfu (tab. 2). Suma Y + REE je 0,55 až

Tabulka 1. Chemické složení zirkonu a thoritu. Chemický vzorec byl vypočten na základ 4 O.
Table 1. Chemical composition of zircon and thorite. The mineral formulae were calculated on the basis of 4 O.

Minerál	Zirkon						Thorit	
Hornina	Bt granit			Amp-Bt granodiorit			Bt granit	
Dok. Bod	BB410	BB 121	BB 121	BB 245 A	BB 245 A	BB 245 A	BB 121	BB 121
P_2O_5	0,29	0,07	0,09	0,06	0,07	0,14	1,70	1,37
SiO_2	29,75	32,03	32,05	31,73	32,44	31,83	10,59	11,04
TiO_2	0,05	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00	0,29	0,27
ZrO_2	61,25	66,57	66,53	65,73	66,44	65,24	2,15	8,21
HfO_2	1,36	1,15	1,06	1,34	1,26	0,91	0,00	0,00
ThO_2	0,41	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	58,55	51,74
UO_2	0,21	0,00	0,06	0,10	0,00	0,11	1,91	2,07
Al_2O_3	0,34	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,36	0,66
Y_2O_3	1,02	0,06	0,12	0,10	0,05	0,56	0,00	0,00
La_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,15	0,20
Ce_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,45
Nd_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,54	0,67
Er_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,05	0,00	0,09	0,00	0,00
Dy_2O_3	0,00	0,00	0,05	0,02	0,00	0,05	0,00	0,00
Sc_2O_3	0,06	0,00	0,03	0,00	0,00	0,02	0,00	0,00
Yb_2O_3	0,25	0,04	0,03	0,06	0,08	0,13	2,20	2,47
CaO	0,68	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	2,57	2,65
FeO	1,00	0,26	0,25	0,38	0,22	0,04	2,12	1,12
Suma	96,67	100,17	100,26	99,61	100,55	99,22	83,51	82,91
P	0,008	0,002	0,002	0,002	0,002	0,004	0,093	0,072
Si	0,958	0,985	0,985	0,984	0,992	0,988	0,687	0,683
Ti	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,014	0,012
Zr	0,961	0,998	0,997	0,994	0,991	0,988	0,068	0,248
Hf	0,012	0,010	0,009	0,012	0,011	0,008	0,000	0,000
Th	0,003	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,864	0,728
U	0,002	0,000	0,000	0,001	0,000	0,001	0,028	0,028
Al	0,013	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,048
Y	0,017	0,001	0,002	0,002	0,001	0,009	0,000	0,000
La	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,004	0,005
Ce	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,010
Nd	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,013	0,015
Er	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Dy	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000
Sc	0,002	0,000	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Yb	0,002	0,000	0,000	0,001	0,001	0,001	0,043	0,047
Fe	0,027	0,007	0,007	0,010	0,006	0,001	0,115	0,058
Ca	0,023	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,176	0,173
Suma kat.	2,030	2,003	2,003	2,005	2,003	2,003	2,142	2,126

0,84 apfu a mezi REE dominuje Ce (0,28–0,43 apfu). Obsahy Mg jsou 0,05–0,18 apfu téměř dvojnásobné ve srovnání s Mn (0,03–0,08 apfu). Obsahy Th se pohybují od 0,01 do 0,06 apfu, naproti tomu obsahy U jsou zhruba o řád nižší (maximálně 0,003 apfu). Poměr Th/U je tedy velmi vysoký (až 88). Běžně je allanit částečně přeměněn na směs sekundárních minerálů kde mohou obsahy Th výrazně kolísat. Někdy je téměř celé zrno nahrazeno směsí sekundárních minerálů a původní allanit tvoří jen drobné relikty (obr. 4b).

Xenotim-(Y) má poměrně složitou zonálnost (obr. 4c). Ve střední části zrna je korodované oscilačně zonální jádro (Th až 0,010 apfu) kolem kterého roste mladší xenotim bez zřetelné zonálnosti (Th 0,005–0,007 apfu, tab. 2). Pro střední část zrna jsou typické vyšší obsahy U (0,014 vs. 0,005–0,009 apfu). Hlavně mladší xenotim uzavírá zirkony (obr. 4c),

Tabulka 2. Chemické složení xenotimu a allanitu-(Ce). Chemický vzorec byl vypočten na základ 4 O (xenotim-(Y)) nebo 8 kationtů (allanitu-(Ce)).

Table 2. Chemical composition of xenotime and allanite-(Ce). The mineral formulae were calculated on the basis of 4 O (xenotime-(Y)) or 8 cations (allanite-(Ce)).

Minerál	Xenotim		Minerál	Allanit		
Hornina	Grt-Bt granit		Hornina	Amp-Bt granodiorit		
Dok. bod	BB 394	BB 395	Dok. bod	BB 245 A	BB 245 A	BB 245 A
P_2O_5	33,50	33,41	P_2O_5	0,01	0,05	0,03
SiO_2	0,87	0,51	SiO_2	31,46	32,36	32,43
TiO_2	0,00	0,00	TiO_2	1,32	0,96	1,29
ThO_2	1,23	0,60	ThO_2	0,78	0,43	0,75
UO_2	1,81	0,65	UO_2	0,01	0,04	0,09
Al_2O_3	0,00	0,00	Al_2O_3	13,21	13,98	13,94
Y_2O_3	42,93	41,94	Fe_2O_3	16,04	16,53	16,25
La_2O_3	0,00	0,00	Y_2O_3	0,00	0,00	0,00
Ce_2O_3	0,02	0,06	La_2O_3	7,51	6,59	6,48
Nd_2O_3	0,00	0,14	Ce_2O_3	12,08	10,73	10,68
Sm_2O_3	0,14	0,44	Pr_2O_3	0,96	0,96	0,99
Er_2O_3	4,21	4,30	Nd_2O_3	2,83	2,53	2,79
Gd_2O_3	1,06	2,23	Sm_2O_3	0,21	0,21	0,22
Dy_2O_3	5,35	5,98	Gd_2O_3	0,03	0,13	0,07
Yb_2O_3	3,62	3,97	Yb_2O_3	0,03	0,06	0,02
PbO	0,55	0,37	MnO	0,95	0,82	0,82
FeO	0,00	0,83	MgO	1,25	0,89	0,97
MnO	0,00	0,19	CaO	9,75	11,48	11,07
MgO	0,00	0,00	F	0,12	0,10	0,07
CaO	0,00	0,04	H_2O*	1,47	1,53	1,54
Suma	95,30	95,67	Suma	100,03	100,38	100,48
P	0,984	0,984	P	0,001	0,004	0,003
Si	0,030	0,018	Si	3,064	3,073	3,086
Ti	0,000	0,000	Ti	0,097	0,069	0,093
Th	0,010	0,005	Th	0,017	0,009	0,016
U	0,014	0,005	U	0,000	0,001	0,002
Al	0,000	0,000	Al	1,516	1,565	1,563
Y	0,793	0,777	Fe^{3+}	1,175	1,181	1,164
La	0,000	0,000	Y	0,000	0,000	0,000
Ce	0,000	0,001	La	0,270	0,231	0,227
Nd	0,000	0,002	Ce	0,431	0,373	0,372
Sm	0,002	0,005	Pr	0,034	0,033	0,034
Er	0,046	0,047	Nd	0,098	0,086	0,095
Gd	0,012	0,026	Sm	0,007	0,007	0,007
Dy	0,060	0,067	Gd	0,001	0,004	0,002
Yb	0,038	0,042	Yb	0,001	0,002	0,000
Pb	0,005	0,004	Mg	0,181	0,127	0,138
Fe	0,000	0,024	Mn	0,078	0,066	0,066
Mg	0,000	0,000	Ca	1,017	1,168	1,129
Mn	0,000	0,005	F	0,037	0,030	0,021
Ca	0,000	0,002	H	0,958	0,969	0,976
Suma kat.	1,994	2,013	Suma kat.	9,000	9,000	9,000

které jsou místy intenzivně postiženy metamiktizací. Někdy jsou metamiktizovány jen určité zóny v těchto zirkonech (obr. 4c). V jádrech nebo v některých zónách těchto zrn se zachoval přeměnou nepostižený zirkon, obsahující až 0,2 hmot. % ThO_2 a 0,2 hmot. % UO_2. Xenotim tvoří inkluze hlavně v biotitu.

Thorit tvoří drobná hypautomorfní zrna (obr. 4d), často srůstající s metamiktizovaným zirkonem (s vyššími obsahy Th, U, P a Fe). Obsahy Th (tab. 1) se pohybují v rozmezí 0,73–0,86 apfu a poměr Th/U se pohybuje mezi 26–31. Typické jsou obsahy P v rozmezí (0,07–0,09 apfu), Zr (0,07–0,25 apfu), Ca (0,17–0,18 apfu) a Fe (0,06–0,11 apfu). Většina zrn nese známky metamiktizace (obr. 4d) což je patrné na poměrně nízkých sumách analýz v tabulce 1. Zrna thoritu jsou často uzavřena v křemeni nebo v plagioklasech.

7. Diskuse

Pozitivní Th anomálie jsou prostorově vázány na intruzivní kontakt granitoidů tetčické suity s okolními metamorfovanými horninami. Nejvýznamnější anomálie se nachází na kontaktu s horninami metadioritové zóny. Druhá méně výrazná anomálie se nachází u Střelic a je prostorově svázána s okrajem rozsáhlého xenolitů metamorfovaných hornin (septa). Zatímco v prvním případě byla pozemním měřením a mapováním ověřena vazba této anomálie na biotitické granity až granodiority, tak v druhém případě je maximum Th anomálie vázáno na amfibol-biotitické granodiority.

Vztah mezi minerálním složením horniny a obsahem Th

Terénní gamaspektrometrická měření potvrdila vysoké obsahy Th hlavně u biotitických granitů a amfibol-biotitických granodioritů, které se vyznačují vyššími obsahy K. Existuje tedy pozitivní korelace mezi množstvím draselného živce a biotitu (hlavní minerály obsahující K) a obsahem Th bez ohledu na petrografické zařazení horniny. Naproti tomu vazba Th na minerální fáze je závislá na petrografickém složení horniny.

V biotitických a amfibol-biotitických granodioritech se běžně vyskytuje titanit, který však má obsahy Th většinou pod detekčním limitem mikrosondy (Buriánek 2011). Všechny studované granity a granodiority obsahují apatit a zirkon. Zatímco obsahy Th v zirkonu jsou obvykle velmi nízké, v apatitu jsou vždy pod mezí detekce mikrosondy. Zirkony z biotitických granitoidů mají většinou mírně vyšší obsahy Th a nižší obsahy U ve srovnání s amfibol-biotitickými granodiority. Dva nejhojnější akcesorické minerály zirkon a apatit tedy nemají hlavní podíl na vzniku kladné Th anomálie ve studovaných horninách. Zirkon je ale pravděpodobně hlavním nositele tohoto prvku ve většině granitoidů s nízkými obsahy Th. Jedná se především o zirkony se zvýšenými obsahy Th a U v některý růstových zónách. Právě jejich proměnlivé složení může ovlivnit kolísání změřených poměrů Th/U v celé hornině. Tenké zóny s vyšším zastoupením thoritové případně coffinitové komponenty podléhaly snadno metamiktizací. Tento proces vedl k zvyšování obsahu Ca, Al, Fe, což bylo spojeno s hydratací a úbytkem Si ve struktuře zirkonu (Geisler *et al.* 2003). Z takových zón pak mohou Th snadno mobilizovat hydrotermální roztoky.

Vzácně se v některých peraluminických granitech (s granátem) vyskytuje xenotim-(Y). Ve studované oblasti se ale objevuje jen lokálně a jeho modální zastoupení v horninách výrazně kolísá. Obsah ThO_2 je v tomto minerálu poměrně malý a to do 1,2 hmot. %. Přítomnost xenotimu (podobně jako v případě zirkonu) může mít vliv na poměr Th/U v biotitických granitech, avšak není zodpovědná za vznik kladné Th anomálie.

V některých biotitických granitech, zvláště při kontaktu s metadioritovou zónou, byl nalezen thorit. Ten je často vázán na horniny s vysokým podílem draselného živce. Díky tomu spolu poměrně dobře pozitivně korelují obsahy K a Th zjištěné gamaspektrometrickým měřením (obr. 2). Thorit obsahuje až 59 hmot. % ThO_2 a je tedy hlavním nositelem Th v biotitických granitech a to i přesto že je zastoupen v malém množství. Značný rozptyl hodnot naměřených u těchto hornin patrně souvisí s nerovnoměrnou distribucí zmíněného minerálu v intruzivním tělese. Význam mohou mít také další akcesorické minerály (viz výše), nebo odnos Th v důsledku sekundárních alterací. Vliv dalšího minerálu nebo sekundárních alterací na celkový obsah Th v hornině naznačuje také poměr Th/U pro horninové vzorky zjištěný na základě laboratorních i terénních gamaspektrometrických měření

(Skála 2012). Tyto poměry totiž dosahují hodnot maximálně 14 a medián hodnot je dokonce 7, což je podstatně méně než je poměr Th/U vypočtený pro thorit (26–31).

V amfibol-biotitických granodioritech je hlavním nositelem Th obvykle allanit. Tento minerál je opět distribuován v horninách velmi nerovnoměrně a bývá intenzivně postižen sekundárními přeměnami. Allanit obsahuje kolem 0,5–2,5 hmot. % ThO_2 a poměr Th/U se v tomto minerálu pohybuje v rozmezí 9–88 zatím co v hornině je to na základě gamaspektrometrických měření 2–7. Tak velké rozdíly v poměrech Th/U patrně souvisí se zonálností jednotlivých zrn a rozdílnou mobilitou obou prvků při sekundárních alteracích.

Jak vznikly pozitivní Th anomálie?

Vazba granitů se zvýšeným obsahem Th na oblasti kontaktu s okolními metamorfovanými horninami může souviset s vertikální stavbou původního magmatického tělesa.

Při diferenciaci S-typových granitů obsahy Th často klesají s nárůstem stupně diferenciace (Bea 1996). Nízké obsahy Th v diferenciovaných felzických horninách však bývají spojovány s frakcionací monazitu (Wark a Miller 1993) a tento minerál ve studovaných horninách chybí. Thorit srůstá se zirkonem se zvýšenými obsahy Th a U a někdy ho dokonce uzavírá. Jeho krystalizace tedy probíhala současně s krystalizací tohoto zirkonu. Zdálo by se tedy, že thorit vzniká spíše v raných stádiích krystalizace granitů. Tento závěr však nemusí být správný, protože thorit byl často nalezen v podobě zrn uzavřených uvnitř křemene. Zirkony, s nimiž srůstá, mají vyšší obsahy U, Th, Fe, Ca a P, což je typické pro nejmladší zóny, které lemují některé zirkony v biotitických granitech. Thorit tedy patrně rostl hlavně během pozdních fází magmatické krystalizace. Tento jev byl pozorován i v jiných granitových masivech, kde thorit vzniká v pozdně magmatickém až postmagmatickém stádiu vývoje (například Uher *et al.* 2009).

Amfibol-biotitický granodiorit je produktem míšení bazického a kyselého magmatu (např. Leichmann a Höck 2008). Právě tento proces pravděpodobně umožnil krystalizaci allanitu. U těchto typů granodioritů indikují vysoké obsahy Th vyšší stupeň frakcionace (Sawka a Chappell 1988). Zvýšené obsahy Th jsou pak vázány na místa kde jsou přítomny allanity. V případě studovaného tělesa je to na kontaktu těchto granodioritů s biotitickými granity.

V granodioritech a granitech korelují zvýšené obsahy Th s vysokými obsahy K. Horniny s vysokým obsahem K_2O mají obvykle vysoké obsahy SiO_2 a svým chemickým složením patří mezi horniny s nejvyšším stupněm frakcionace v tetčické suitě (Leichmann a Höck, 2008). Během míšení magmat bylo Th v magmatu s dostatečným obsahem Ca (amfibol-biotitické granodiority) spotřebováno při růstu allanitu. V kyselých taveninách nekrystaloval žádný vhodný minerál, který by ve své struktuře koncentroval Th a proto se tento prvek hromadil ve zbytkové tavenině. V apikálních částech intruze pak krystalovaly granity se zvýšeným obsahem Th, které bylo z velké části vázáno v thoritu.

8. Závěry

Nerovnoměrné rozložení Th v horninách tetčické suity odráží její složitý vývoj. V důsledku asimilace xenolitů metamorfovaných hornin a míšení kyselého magmatu s bazickým vzniklo petrograficky a chemický nehomogenní magmatické těleso. V granitech a granodioritech tetčické suity je Th vázáno hlavně v zirkonu, xenotimu-(Y), thoritu a allanitu-(Ce). Další běžné akcesorické minerály jako apatit a titanit mají obsahy tohoto prvku příliš nízké. Vznik pozitivních Th anomálií zjištěných gamaspektrometrickým pozemním i leteckým průzkumem je prostorově svázán s přítomností thoritu nebo allanitu-(Ce).

Zvýšené obsahy Th poměrně dobře pozitivně korelují s K. Naopak s U je korelace nevýrazná. Platí to zejména pro biotitické granity v nichž jsou vysoké obsahy Th vázány na oblasti výskytu thoritu. Zirkon a vzácně také xenotim-(Y) jsou nejdůležitější nositelé U a Th v granitech a granodioritech s nízkými obsahy K (tedy v horninách mimo Th anomálii).

V amfibolicko-biotitických granodioritech je hlavním nositelem Th allanit-(Ce). Tento minerál vykazuje poměrně výraznou zonálnost v obsazích U a Th což se projevuje v dobré pozitivní korelaci eTh a eU při gamaspektrometrických měřeních. Poměry Th/U v hornině však mohou být ovlivněny sekundárními přeměnami allanitu, případně přítomností většího množství zirkonu.

Poděkování

Autor děkuje P. Uherovi a J. Leichmannovi za kritické pročtení rukopisu. Práce byla vypracována s finanční podporou projektu ČGS 390003 (Základní geologické mapování Brněnska v měřítku 1:25 000).

LITERATURA

Bea, F., 1996: Residence of REE, Y, Th and U in granites and crustal protoliths; implications for the chemistry of crustal melts. – *J. Petrol.*, 37: 521–552.

Buriánek, D., 2010: Metamorfované horniny západní části brněnského batolitu. – *Acta Musei Moraviae, Scientae geologicae* 95, 2, 153–172.

Buriánek, D., 2011: Titanit v horninách západního granitoidového komplexu brněnského masivu. – *Bull. mineral.-petrolog. odd. Nár. Muz.* (Praha) 19/1, 2011.

Buriánek, D., Bubík, M., Franců, J., Fürychová, P., Havlín, A., Gilíková, H., Janderková, J., Konečný, F., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Kunceová, E., Müller, P., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Poul, I., Sedlaček, J., Skácelová, Z., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Verner, K., Večeřa, J., Vít, J., 2011: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000 list 24-341 Oslavany.

Buriánek, D., Bubík, M., Franců, J., Fürychová, P., Havlín, A., Gilíková, H., Janderková, J., Konečný, F., Krejčí, Z., Krumlová, H., Kryštofová, E., Kociánová, L., Müller, P., Otava, J., Paleček, M., Pecina, V., Poul, I., Sedlaček, J., Šrámek, J., Tomanová Petrová, P., Verner, K., Večeřa, J., Vít, J., 2013: Vysvětlivky k základní geologické mapě České republiky 1:25 000 list 24-342 Brno-jih.

Dědáček, K., Gnojek, I., Hanák, J., Janák, F., Ondra, P., Plško, J., Rejl, L., 1994: Letecké geofyzikální měření města Brna a okolí. – *MS*, Geofyzika Brno.

Dědáček, K., Hanák, J., Janák, F., Ondra, P., Plško, J., Rejl, L., 1992: Letecký geofyzikální průzkum území města Brna. – *MS*, Geofyzika Brno.

Dědáček, K., Hanák, J., Rejl, L., Sedlák, J., Šrámek, J., Zavřelová, D., 1993: Ověření a vyhodnocení leteckých geofyzikálních anomálií na území Brna. Čes. geol. služba – *MS*, Geofond. Praha.

Dudek, A., 1995: Metamorphic evolution of the Moravo-Silesian basement. – In: Dallmeyer, R. D. – Franke, W. – Weber, K., (eds.): Pre-Permian Geology of Central and Eastern Europe. – Springer, Berlin. Heidelberg. New York. 508–511.

Finger, F., Frasl, G., Dudek, A., Jelínek, E., Thöni, M., 1995: Cadomian plutonism in the Moravo-Silezian basement. In: R. D. Dallmayer, W. Franke, and K. Weber, eds. Tectonostratigraphic evolution of the central and eastern European orogens. – Springer, Berlin. Heidelberg. New York. 495–507.

Geisler, T., Rashwan, A. A., Rahn, M. K. W., Poller, U., Zwingmann, H., Pidgeon, R. T., Schleicher, H., Tomaschek, F., 2003: Low-temperature hydrothermal alteration of natural metamict zircons from the Eastern Desert, Egypt. – *Mineral Mag* 67: 485–508.

Hanžl, P., Melichar, R., Leichmann, J., 1999: Excursion guide of 4th meeting of the Czech tectonic studies group. – *Geolines*, 8, 80–96.

Hanžl, P., Melichar, R., 1997: The Brno Massif: A section through the active continental margin or a composed terrane ?. – *Krystalinikum*, 23, 33–58.

Jelínek, E., Dudek, A., 1993: Geochemistry of subsurface Precambrian plutonic rocks from the Brunovistulian complex in the Bohemian Massif, Czechoslovakia. – *Precambr. Res.*, 62, 103–125.

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., and Youzhi, G., 1997: Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the international mineralogical association commission on new minerals and mineral names. – *Mineral. Mag.*, 61(2), 295–321.

Leichmann, J., Höck, V., 2008: The Brno Batholith: An insight into the magmatic and metamorphic evolution of the Cadomian Brunovistulian unit, eastern margin of the Bohemian Massif. – *J. Geosci.*, 53, 3–4, 281–305.

Mitrenga, P., Rejl, L., 1993: Brněnský masiv. – In: Přichystal, A. – Obstová, V. – Suk, M., (eds.) Geologie Moravy a Slezska. – Mor. zem. muzeum. 9–14.

Sawka, W. N., Chappell, B. W., 1988: Fractionation of uranium, thorium and rere earth elements in a vertically zoned granodiorite: implication for heat production distribution in the Sierra Nevada batholith, California, USA. – *Geochim. Cosmochim. Acta,* 57, 4095–4144.

Sedláková, I., Leichmann, J., 2009: Thoriem bohaté granity západní části brněnského masivu. – *Geol. výzk. Mor. Slez.* 16, 118–120.

Skála, P., 2012: Radioaktivita Th-bohatých granitů při západním okraji metabazitové zóny, brněnský masiv. – *MS, bakalářská práce,* PřF MU. Brno.

Štelcl, J., Weiss, J., (eds.) 1986: Brněnský masív. – Masarykova univerzita. Brno. 255 s.

P. Uher, M., Ondrejka, P., Konecny 2009: Magmatic and post-magmatic Y-REE-Th phosphate, silicate and Nb-Ta-Y-REE oxide minerals in A-type metagranite: an example from the Turčok massif, the Western Carpathians, Slovakia. – *Mineral. Mag.*, 73 (2010) 1009–1025.

Van Breemen, O., Aftalion, M., Bowes, D. R., Dudek, A., Mísař, Y., Povondra, P., 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 Sciences*, 73, 2, 89–108.

Wark, D. A., Miller, C. F., 1993: Accessory mineral behavior during evolution of a peraluminous granite suite, Sweetwater Wash Pluton, California. – *Chem. Geol.*, 110, 49–67.