

UNIVERZITA KARLOVA

Přírodovědecká fakulta

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



Diana Usmanova

**Variský se subdukcí spjatý plutonismus Francouzského  
centrálního masivu**

Variscan subduction-related plutonism in the French Massif  
Central

Bakalářská práce

Vedoucí práce: prof. Mgr. Vojtěch Janoušek, Ph.D.

Praha, 2022

## Prohlášení

Prohlašuji, že jsem závěrečnou práci zpracovala samostatně a že jsem uvedla všechny použité informační zdroje a literaturu. Tato práce ani její podstatná část nebyla předložena k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....  
Diana Usmanova

## Poděkování

Ráda bych poděkovala svému školiteli prof. Mgr. Vojtěchu Janouškovi, Ph.D. za vedení práce, trpělivost, věnovaný čas při konzultacích a poskytnuté studijní materiály. Dále bych chtěla poděkovat za možnost získání vzdělání v České republice a svým blízkým za podporu.

## Abstrakt

Francouzský centrální masiv (FCM) je součástí moldanubické zóny, jež je interní částí Variského orogénu. Masiv byl vytvořen v průběhu šesti tektono-metamorfních událostí a má příkrovovou stavbu. Do příkrovových jednotek v průběhu karbonu intrudovaly granitoidy různého typu: muskovitické peraluminické granitoidy (MPG), cordieritické peraluminické (CPG), K-bohaté vápenato-alkalické (KCG) a amfibolické vápenato-alkalické granitoidy (ACG). Vznik granitoidních plutonů FCM byl vázán převážně na kontinentální kolizi; jen plutonity ACG jsou starší, typické pro magmatické oblouky. Výskyt těchto vápenato-alkalických amfibolických kvarcdioritů až tonalitů je běžný v západní části FCM, v oblasti Limousinu, kde tvoří cca. 250 km dlouhý pás známý jako „Limousinský tonalitový pás“. Jeho lineární tvar a charakteristické geochemické složení naznačuje vznik spojený se subdukcí.

Nově získaná geochemická data z oblasti Limousinu ukazují na intermediální složení (52–57 hm% SiO<sub>2</sub>), metaaluminický, subalkalický charakter a zařazují vzorky do vápenato-alkalické série. Dále bylo pozorováno obohacení o litofilní prvky (LILE), ochuzení o prvky s vysokým nábojem (HFSE), negativní europiová anomálie (Eu/Eu\* = 0,63–0,92) a poměrně nízké iniciální poměry izotopů stroncia (<sup>87</sup>Sr/<sup>86</sup>Sr<sub>i</sub> = 0,7043–0,7053) spolu s převážně pozitivními hodnotami ε<sub>Nd</sub> (+4,7 až –1,0). Dohromady všechny charakteristiky vzorků svědčí pravděpodobně o genezi těchto tavenin spjaté se subdukcí na aktivním kontinentálním okraji. Existence subdukční zóny v rané etapě variské orogeneze ve Francouzském centrálním masivu doplňuje představu o geologickém vývoji tohoto území.

## Klíčová slova

magmatické horniny, Variská orogeneze, Francouzský centrální masiv, geodynamika, subdukce, horninová geochemie, hlavní prvky, stopové prvky, R.

## **Abstract**

The French Massif Central belongs to the Moldanubian Zone, which is an internal part of the Variscan Orogen. The Massif was formed during six tectonic-metamorphic events and has a nappe structure. The Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids (MPG), Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids (CPG), K-rich Calc-alkaline Granitoids (KCG), and Amphibole-bearing Calc-alkaline Granitoids (ACG) types of granitoids were intruded into the nappe units during the Carboniferous. The formation of FMC granitoid plutons was predominantly linked to continental collision; only the ACG plutonites are older, typical of magmatic arcs. These amphibole-bearing calc-alkaline quartz diorites to tonalites are common in the western French Massif Central (Limousin region), where a 250 km long belt known as the “Limousin tonalite belt” is found. Its linear shape and characteristic geochemical composition suggest a subduction-related origin.

Newly obtained geochemical data from the Limousin region indicate an intermediate composition (52–57 wt% SiO<sub>2</sub>), a metaluminous, subalkaline character, and place the samples in the calc-alkaline series. Furthermore, enrichment of Large Ion Lithophile Elements (LILE), depletion of High Field Strength Elements (HFSE), negative europium anomaly ( $Eu/Eu^* = 0,63–0,92$ ) and relatively low initial ratios of strontium isotopes ( $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7043–0,7053$ ) were observed together with mainly positive values of  $\epsilon_{Nd}$  (+4,7 to –1,0). Taken together, all the characteristics of the samples probably indicate a genesis related to subduction on an active continental margin. The existence of a subduction zone at the early stage of the Variscan Orogeny in the French Massif Central completes the idea of the geological development of this area.

## **Key words**

igneous rocks, Variscan Orogeny, French Massif Central, geodynamics, subduction, whole-rock geochemistry, major-elements, trace-elements, R language.

# Obsah

Úvod	7
1. Francouzský centrální masiv	8
1.1 Variské jednotky	10
1.1.1 Para-autochtonní jednotka	11
1.1.2 Spodní rulová jednotka (LGU)	12
1.1.3 Svrchní rulová jednotka (UGU)	12
1.1.4 Jednotka Brévenne	12
1.1.5 Komplex Velay	12
1.2 Geotektonický vývoj území D <sub>0</sub> –D <sub>5</sub>	13
2. Druhy granitoidů	14
2.1 Klasifikace granitoidů FCM	15
2.1.1 Muskovitické peraluminické granitoidy (MPG)	15
2.1.2 Cordieritické peraluminické granitoidy (CPG)	17
2.1.3 K-bohaté vápenato-alkalické granitoidy (KCG)	17
2.1.4 Amfibolické vápenato-alkalické granitoidy (ACG)	17
2.2 Vaugnerity	18
3. Raná fáze plutonismu FCM, spjatá se subdukcí	19
3.1 Geochemická charakteristika a možný vznik	20
Praktická část	22
Metodika	22
Drcení a homogenizace	22
Hlavní a stopové prvky	22
Sr–Nd izotopy	22
Výsledky	24
Nomenklatura (Klasifikace)	24
Stopové prvky	29
Vzácné zeminy	31
Geotektonická interpretace	32
Izotopy Sr–Nd	33
Diskuze	35
Závěr	37
Literatura	38

## Úvod

Subdukční procesy jsou velmi diskutovaným tématem, protože jsou považovány za hlavní činitel dynamiky celé Země. Mimo jiné mají vliv na vznik hydrosféry a biosféry. Význam granitoidních magmat spjatých se subdukcí zůstává stále diskutovaný, protože pokračující konvergence přechází do režimu kolize, která také způsobuje tavení za vzniku granitoidů, a to komplikuje interpretaci geologického vývoje.

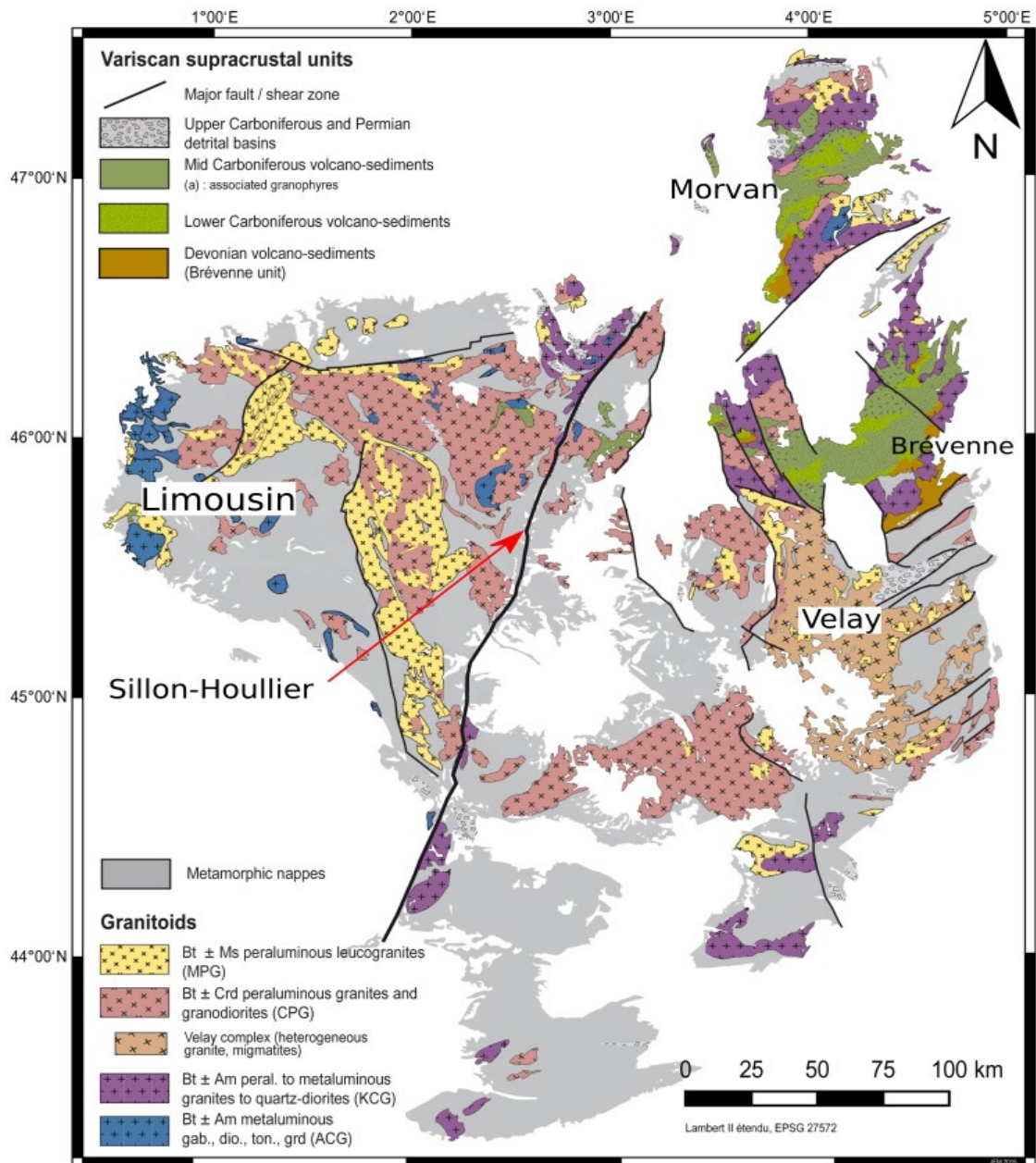
Obecně platí, že kontinentální kůra vznikala extrakcí z pláště během celé historie Země. Na příkladu Francouzského centrálního masivu (FCM) je možné studovat geologické procesy v průběhu kompletního variského orogenního cyklu. Hlavním zájmem práce bylo shrnutí současných poznatků o variabilitě a možném vzniku velkých objemů granitoidních plutonů před 360–300 mil. let, které představují recyklovanou kůru i kůru nově vzniklou, a to v návaznosti na geotektonický vývoj území.

Dalším cílem této práce je seznámit čtenáře s nově získanými geochemickými analýzami ze západní části FCM (z oblasti Limousinu), které doplňují představu o vývoji moldanubické jednotky evropských Variscid spjatém s ranou subdukcí. Přítomnost subdukční zóny v oblasti Francouzského centrálního masivu určila další vývoj variské orogeneze.

## 1. Francouzský centrální masiv

Variský orogén byl výsledkem pozdně paleozoické kolize mezi Gondwanou na jihu a Laurusii na severu za vzniku superkontinentu Pangei. Podél severního okraje Gondwany se během ordoviku (cca. 500–450 mil. let) v divergentním režimu otevřely sedimentární pánve. Konvergence mezi Gondwanou a Laurusii byla započata subdukcí v devonu (420–360 mil. let) a samotná kolize vrcholila v karbonu (320–300 mil. let). Poté nastala exhumace spodní kůry a fáze pozdně orogenního kolapsu (Moyen *et al.*, 2017).

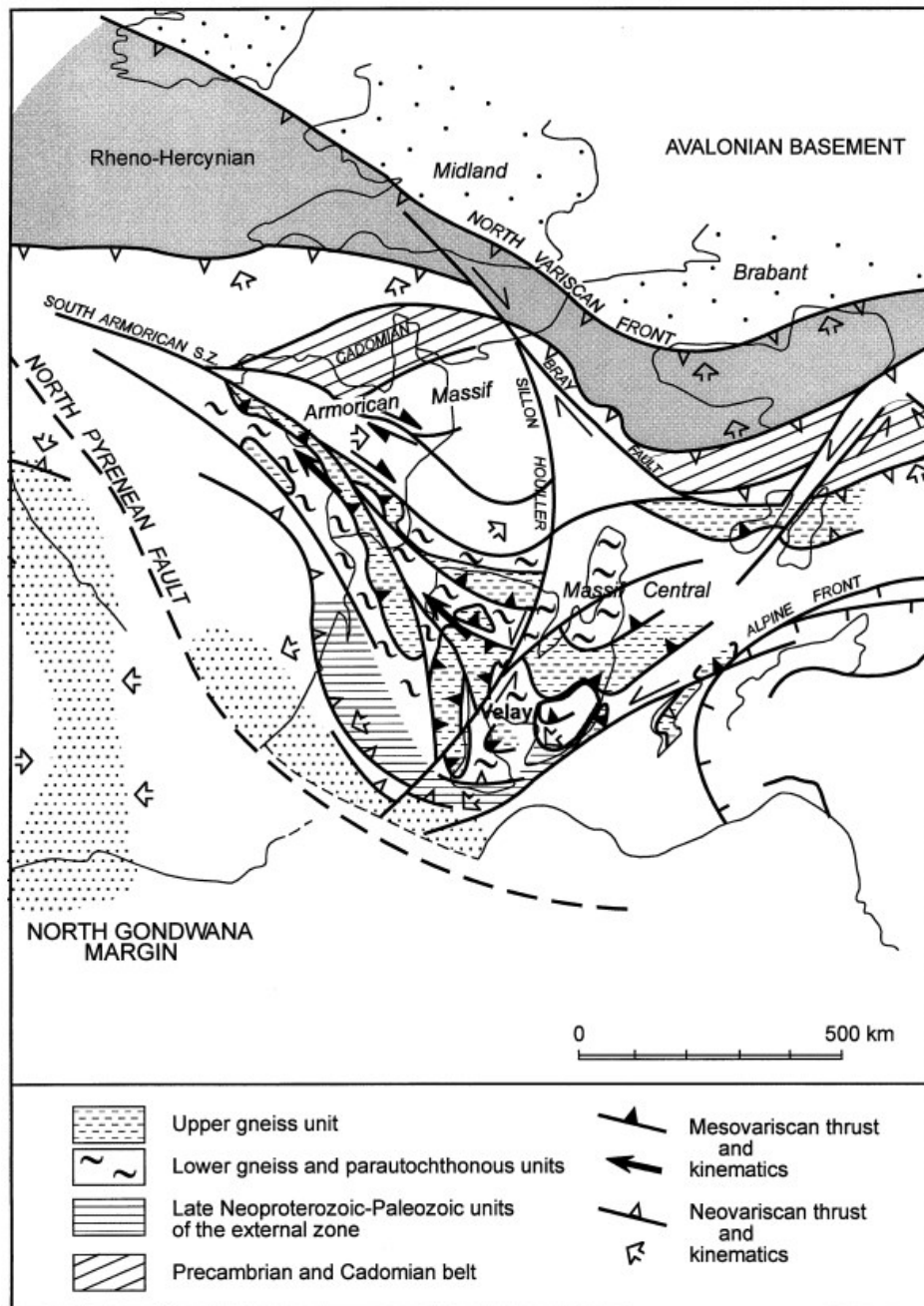
Francouzský centrální masiv je velký (cca. 100 000 km<sup>2</sup>) odkryv moldanubické zóny evropských Variscid, jež představuje interní část variského orogenního systému (orogenní kořen). Francouzský centrální masiv představuje přepracovanou korovou doménu, která byla vytvořena na severním okraji jižního kontinentu Gondwany (Faure *et al.*, 2009). Masiv je tvořen sadou metamorfních příkrovů, jež jsou vyznačeny šedou barvou na Obr. 1. Tyto horniny jsou devonského až spodněkarbonského metamorfního stáří, a následně podlehly duktilní a křehké deformaci vlivem horizontálních posunů ve svrchním karbonu. Postorogenní kolaps byl doprovázen extenzním režimem (Laurent *et al.*, 2017).



**Obrázek 1.** Geologická mapa FCM. Mapa ukazuje druhy granitoidů spolu s variskými jednotkami a jejich rozmístění na území Francouzského centrálního masivu. Převzato a upraveno z Vanderhaeghe *et al.* (2020).

Geologická historie celého území byla relativně podobná až do období pozdního karbonu, do cca. 320 mil. let. Výrazné rozdíly zaznamenáváme až v závěrečné fázi orogeneze, po extenzní tektonické události D<sub>4</sub>, spojené se vznikem horizontálního zlomu Sillon Houiller (Obr. 1 a 2) a s poklesovými extenzními pánvemi na horizontálních posunech. Východní část Francouzského centrálního masivu (*E-FMC*, z angl. *Eastern French Massif Central*) se nachází východně od zlomu Sillon Houiller a liší se od

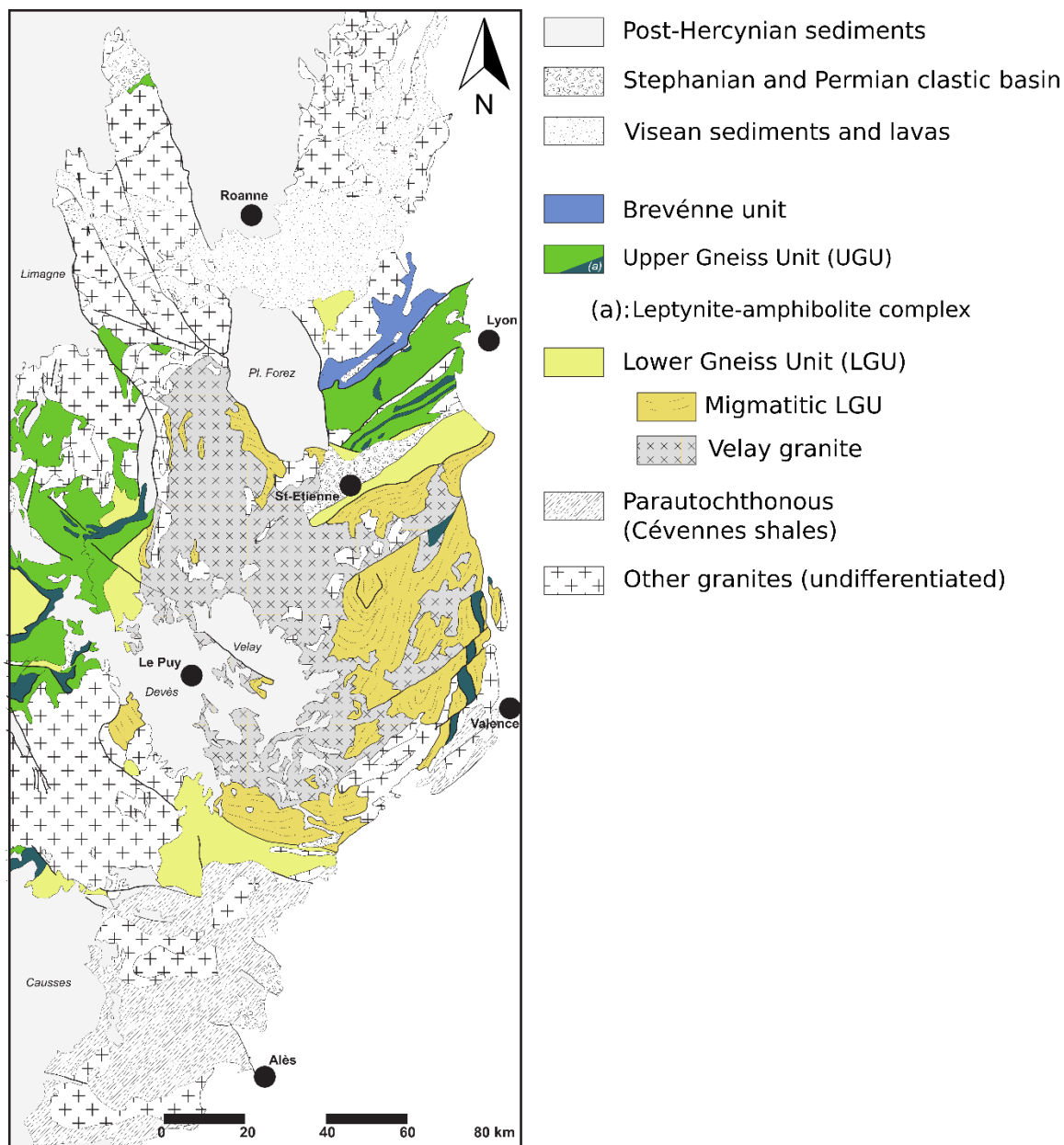
západního území přítomností granito-migmatitového komplexu Velay (Obr. 2), jenž odpovídá nejpozdější etapě variského plutonismu (Vanderhaeghe *et al.*, 2020).



**Obrázek 2.** Zjednodušená představa o umístění domény Velay a průběhu zlomu Sillon Houiller. Obrázek převzat z práce Ledru *et al.* (2001).

### 1.1 Variské jednotky

Nejlépe zachovaná a moderně nejlépe prostudovaná je východní část Francouzského centrálního masivu. Podle geologické mapy rozlišujeme následující variské jednotky (Obr. 3).



**Obrázek 3.** Geologická mapa východu Francouzského centrálního masivu (E-FMC) (Moyen, nepublikovaná data).

### 1.1.1 Para-autochtonní jednotka

Para-autochtonní jednotka je nasunuta na paleozoickou sedimentární sérii. Tato jednotka je tvořena převážně metasedimenty facie zelených břidlic a nižšího stupně amfibolitové facie (Cévennské břidlice) a také kvarcity, vápenci a amfibolity. Stáří této jednotky není přesně známo, ale ve vulkanoklastických sekvencích byly nalezeny detritické zirkony ordovického stáří (Faure *et al.*, 2009). Někteří autoři kladou stáří protolitů metasedimentů již do spodního kambria (Laurent *et al.*, 2017).

### **1.1.2 Spodní rulová jednotka (LGU)**

Spodní rulová jednotka (LGU, z angl. *Lower Gneiss Unit*) je tvořena metadrobami, metapelity, metaryolity a intruzemi porfyrických alkalických granitoidů přeměněných na ruly během variských tektono-metamorfních dějů. Stáří protolitů odpovídá spodnímu kambriu (Laurent *et al.*, 2017). Jednotka zaznamenala střednědevonskou metamorfózu události D<sub>1</sub>. Východně od zlomu Sillon Houiller (tedy ve východním FCM) byl vývoj spodní rulové jednotky odlišný díky tavení kůry během karbonu. Tato skutečnost způsobila vznik domény Velay (Faure *et al.*, 2009).

### **1.1.3 Svrchní rulová jednotka (UGU)**

Protolity svrchní rulové jednotky (UGU, z angl. *Upper Gneiss Unit*) byly podobné LGU, ale liší se bimodální magmatickou asociací kyselých a mafických hornin, tzv. Leptynoamfibolitickým komplexem (LAC, z angl. *leptynite-amphibolite complex*) (Faure *et al.*, 2009), jež pravděpodobně reprezentuje ordovické (487–478 mil. let) oceánské pánve, nebo extenzní kontinentální okraj. Svrchní rulová jednotka může představovat přechodnou zónu mezi oceánem a kontinentem (Laurent *et al.*, 2017). Svrchní část této nadložní jednotky je tvořena migmatity, vzniklými parciálním tavením pelitických hornin a ortorul. Obsahuje také vysokotlaké (HP, z angl. *High-pressure*) horniny – eklogitové a granulitové facie, které jsou řazeny k události D<sub>0</sub> (Faure *et al.*, 2009).

### **1.1.4 Jednotka Brévenne**

Jednotka Brévenne se skládá z polštářových láv, diabasových žil, gaber, křemitých sedimentů a také se tam vyskytují masivní ložiska sulfidů. Sekvence hornin odpovídá ofiolitům a geochemické charakteristiky se podobají zaobloukovému magmatismu. Jednotka se považuje za pozdně devonskou (~366 Ma) zaobloukovou pánev, která byla intrudována granitovými plutony v průběhu karbonu (Faure *et al.*, 2009; Laurent *et al.*, 2017; Moyen *et al.*, 2017).

### **1.1.5 Komplex Velay**

Velay je velký, 100 km široký granito-migmatitový komplex uprostřed značné části E-FCM (Obr. 1, 3). Komplex protíná příkrovy a granitové intruze spodní rulové

jednotky LGU, a je tvořen granitovým jádrem obklopeným migmatity, které přecházejí do ortorul (Ledru *et al.*, 2001; Moyen *et al.*, 2017). Vznik a vývoj domény byl zaznamenán v průběhu geotektonických událostí D<sub>4</sub> až D<sub>5</sub> při postorogenní extenzi a kolapsu orogénu (Malavieille *et al.*, 1990). Tavení ve Velay odráží vysoké teploty při nízkém tlaku (v malé hloubce) (760–850 °C, 0,4–0,5 GPa) je datované různě a rozděleno do dvou etap. První bylo tavení za stabilního biotitu datované na 314 ± 5 mil. let (Mougeot *et al.*, 1996). Ve druhé etapě dehydratační tavení biotitu způsobilo větší rozsah a umístění domény. Tato etapa byla datována na cca. 305 mil. let (Couzinié *et al.*, 2014) a nověji na 302,8 + 1,3 mil. let (Laurent *et al.*, 2017). Vmístění komplexu Velay označuje ukončení variské orogeneze ve Francouzském centrálním masivu (Montel *et al.*, 1992).

## 1.2 Geotektonický vývoj území D<sub>0</sub>–D<sub>5</sub>

Francouzský centrální masiv byl vytvořen během šesti tektono-metamorfních událostí, D<sub>0</sub> až D<sub>5</sub> (Faure *et al.*, 2009).

První událost D<sub>0</sub> byla datována radiometrickým stářím na 415 mil. let a je spojená s HP až UHP metamorfózou eklogitů UGU za tlaků 1,8–2,0 GPa a teplot 650–750 °C. Následná událost D<sub>1</sub> se odehrála současně s tavením metapelitů a ortorul UGU i LGU a migmatizací datovanou na 385–375 mil. let. P–T podmínky jsou odhadovány na ~0,7 GPa a ~700 °C. Foliace je orientována ve směru SV–JZ. Pro událost D<sub>2</sub> je důležitý vápenato-alkalický plutonismus v Limousinu a otevření zaobloukových pánví (Brévenne a Morvan). Charakteristická je lineace ve směru SV–JZ. Chladnutí po MT–MP metamorfóze bylo datováno <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar metodou (biotit a muskovit) na 360–350 mil. let. Poté následovala středněkarbonská událost D<sub>3</sub>, která vedla v jižní části FCM k deformaci jednotek Cévennes a Albigeois. Tato událost ukazuje stáří kolem 340–335 mil. let a deformaci směrem k jihu. Událost D<sub>3</sub> pravděpodobně odráží přechod kompresního režimu do extenzního (Faure *et al.*, 2009).

V pozdním karbonu proběhla událost D<sub>4</sub>, pro niž jsou charakteristické poklesové duktilní zlomy, které vznikly v důsledku synorogenní extenze. Přívodním kanálem pro intruzi granitoidních plutonů byl horizontální zlom Sillon Houiller. Zároveň však komprese byla stále aktivní v severní a jižní části vnějších orogenních zón. Na základě studia anisotropie magnetické susceptibilitě většina plutonů vykazuje lineaci ve směru SZ–JV. Finální událostí variského vývoje FCM byla D<sub>5</sub>, významná duktilní deformací a

vývojem komplexu Velay. Zlomy Sillon Houiller a Argentat se chovaly jako sinistrální horizontální posuny (Faure *et al.*, 2009).

## 2. Druhy granitoidů

Z hlediska deskové tektoniky, většina granitoidních hornin vzniká podél konvergentních rozhraní litosférických desek – konkrétně v zónách subdukce nebo kolizních orogénech. Obecně rozlišujeme granitoidy dvou typů podle mechanismu jejich vzniku (Moyen *et al.*, 2017).

Granitoidy prvního typu vznikají z korového materiálu, přetavením již existujících starších litologií. Ty se taví během ztlustění kůry (akrecí spodní desky) v důsledku kontinentální kolize a *in situ* produkce tepla radioaktivním rozpadem K, U a Th. V tomto případě rozlišujeme přetavení metasedimentárních (S-typ) nebo magmatických hornin (I-typ). Granitoidy typu S jsou relativně obohacené na hliník a ochuzené na sodík i vápník ve srovnání s chemickým složením granitoidů typu I. Liší se také iniciálním složením stronciových izotopů:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} > 0,708$  pro granitoidy typu S a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,704\text{--}0,706$  pro I-typ (Chappell & White, 1974).

Alternativně, granitoidní horniny mohou vznikat diferenciací plášťových tavenin při frakční krystalizaci a/nebo interakcí magmatu se spodní kůrou. Například při dehydrataci subdukující oceánské desky dochází k parciálnímu tavení hornin v nadložním plášťovém klínu. Diferenciace těchto primárních magmat na bázi kůry vede ke vzniku jak mafických kumulátů, tak i felsických tavenin. Felsické taveniny mají menší hustotu a vystupují proto k povrchu. Předpokládá se, že díky frakcionaci mafických tavenin odvozených z pláště vznikají nová granitoidní magmata a dochází k růstu kontinentální kůry (Moyen *et al.*, 2021).

Zřejmě platí, že oba tyto procesy se uplatňují v různých geodynamických prostředích v různém měřítku. A proto rozlišujeme tři možnosti původu granitoidních hornin – převážně korový, převážně plášťový a smíšený. Specifické granitoidní asociace poskytují informaci o geodynamickém prostředí, v němž dané magma vzniklo, a jsou tudíž charakteristické pro každou fázi Wilsonova cyklu (Barbarin, 1999).

## 2.1 Klasifikace granitoidů FCM

Granitoidy Francouzského centrálního masivu (MPG, CPG, KCG, ACG) (Tab. 1) byly intrudovány do příkrovových jednotek v průběhu karbonu (340–300 mil. let). Jsou rozptýlené po celém území (Obr. 1) a mají dvojí původ (Laurent *et al.*, 2017). První dva druhy (MPG a CPG) jsou peraluminické a odpovídají parciálnímu tavení metasedimentární kůry, druhé dva (ACG a KCG) jsou vápenato-alkalické a mají složitější genezi (Barbarin, 1999). Granitoidy ACG jsou typickými plutonickými horninami magmatických oblouků, vzniklými převážně diferenciací bazických tavenin z pláště. Naproti tomu KCG jsou vzniklé diferenciací plášťových tavenin a následnou kontaminací horninami kontinentální kůry. Klíčový rozdíl mezi posledními dvěma druhy tedy spočívá v tom, že v granitoidech typu ACG dominuje plášťová komponenta, ale v granitoidech KCG korová (Barbarin, 1999).

Zkratka	Český název	Anglický název
<b>MPG</b>	Muskovitické peraluminické granitoidy	Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids
<b>CPG</b>	Cordieritické peraluminické granitoidy	Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids
<b>KCG</b>	K-bohaté vápenato-alkalické granitoidy	K-rich Calc-alkaline Granitoids
<b>ACG</b>	Amfibolické vápenato-alkalické granitoidy	Amphibole-bearing Calc-alkaline Granitoids

**Tabulka 1.** Druhy orogenních granitoidů FCM a jejich české a anglické názvy.

### 2.1.1 Muskovitické peraluminické granitoidy (MPG)

Muskovitické peraluminické (leuko-) granity (MPG, z *angl. Muscovite-bearing Peraluminous Granitoids*), včetně dvojslídných (muskovit + biotit) granitů, jsou charakteristické zvýšeným stupněm diferenciacie, vysokým obsahem  $\text{SiO}_2 > 70 \text{ hm}\%$  a silně peraluminickým charakterem (Laurent *et al.*, 2017). Často obsahují turmalín, apatit a granát, ale nemají cordierit, sillimanit, amfibol ani pyroxen (Tab. 2).

Záporné iniciační hodnoty  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (–4 až –17) spolu s variabilními, ale většinou velmi vysokými hodnotami  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  (Tab. 3) ukazují na starý a zralý korový zdroj, který byl (často opakovaně) recyklován. To naznačuje, že granitoidy MPG vznikají při kontinentální kolizi tavením kůry, kde pak intrudují podél transkurentních střížných zón (Barbarin, 1999).

MINERALS	MPG	CPG	KCG	ACG	RTG	PAG
Biotite	x	x x x	x x x	x x	x	x x
Muscovite	x x x	x	x	o	o	x
Cordierite	o	x x	o	o	o	o
Sill.-And.	o	x	o	o	o	o
Amphibole	o	o	x	x x x	x x x	alk. amph.
Pyroxene	o	o	o	x x	x x	alk. pyr.
Apatite	x x x	x x x	x x	x x	x x	x x
Zircon	x	x x	x x x	x x x	x x x	x x x
Monazite	x	x	o	o	o	o
Garnet	x x	x	o	o	o	x
Tourmaline	x x x	x x	o	o	o	o
Allanite	o	x	x x	x x	x	x x
Titanite	o	o	x x	x x x	x	x
Ilmenite	x	x	x	x	x	x x
Magnetite	o	o	x	x x	x x	x x
Plag.-An%	0 - 20	15 - 40	15 - 30	20 - 50	20 - 50	0 - 10

(o : absent; x : rare; xx : common; xxx : abundant)

**Tabulka 2.** Obsah minerálů v granitoidech FCM. Typy RTG (z angl. *Ridge Tholeiitic Granitoids*) a PAG (z angl. *Peralkaline and Alkaline Granitoids*) jsou charakteristické pro post-orogenní a anorogenní vývoj, a tak nejsou relevantní pro tuto práci. Převzato z Barbarina (1999).

CHEMISTRY	MPG	CPG	KCG	ACG	RTG	PAG
Alumina Index	A ≥ CNK		CNK > A > NK			A ≤ NK
A / KCN (molar)	≥ 1		< 1			alkaline
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	x x x	x x x	x x	x x	x x	x
CaO	x	x	x x	x x x	x x	x
Na <sub>2</sub> O	x x	x x	x x	x x	x x x	x x x
K <sub>2</sub> O	x x	x x x	x x x	x x	x	x x x
FeOt+MgO+MnO	x	x x	x x	x x x	x x	x x
Fe <sup>3+</sup> /(Fe <sup>3+</sup> +Fe <sup>2+</sup> )	x	x	x x	x x x	x x x	x x
FeO/(FeOt+MgO)	< 0.8	< 0.8	0.8 - 1.0	< 0.8	> 0.8	> 0.8
<sup>87</sup> Sr / <sup>86</sup> Sr	.706 to .760	> .708	.706 to .712	.706 to .708	≤ .704	.704 to .712
ε <sub>Nd</sub>	- 4 to -17	- 6 to -9	- 4 to -9			-
δ <sup>18</sup> O (‰)	+ 10 to +14	+ 10 to + 13	+ 5 to + 10			-
δ <sup>34</sup> S (‰)	- 12 to + 2		+ 5 to + 20		-	-

(x : low; xx : medium; xxx : high)

**Tabulka 3.** Chemismus granitoidů FCM. Převzato z Barbarina (1999).

### **2.1.2 Cordieritické peraluminické granitoidy (CPG)**

Cordieritické peraluminické granitoidy (CPG, z angl. *Cordierite-bearing Peraluminous Granitoids*) představují granity až granodiority obsahující biotit, apatit a cordierit někdy též sillimanit, a značně méně muskovitu než MPG (Tab. 2). Granitoidy CPG jsou běžné jak v západním, tak i ve východním FCM, především v jádru komplexu Velay, kde přecházejí do migmatitů a rul LGU (Moyen *et al.*, 2017).

Porfyrické K-živcové CPG s malým obsahem cordieritu tvoří batolit Margeride v E-FMC (Obr. 1, 3). Peraluminický charakter, obsah  $\text{SiO}_2 > 65$  hm%, spolu s krustálními Sr–Nd izotopickými charakteristikami ukazují na původ tavením zralého korového materiálu (Laurent *et al.*, 2017). Prostředí vzniku je také vztahuje ke kontinentální kolizi a kulminační fázi orogeneze. Zatímco granitoidy MPG se vyskytují ve střížných zónách, CPG tvoří větší plutony (Barbarin, 1999).

### **2.1.3 K-bohaté vápenato-alkalické granitoidy (KCG)**

Porfyrické K-živcové vápenato-alkalické granitoidy (KCG, z angl. *K-rich Calc-alkaline Granitoids*) jsou slabě peraluminické až metaaluminické. Jak ukázáno v Tab. 2, liší se od peraluminických typů přítomností amfibolu, titanitu a absencí minerálů bohatých na hliník, jako jsou sillimanit a cordierit. Pro KCG je charakteristický vysoký obsah  $\text{K}_2\text{O}$  (Tab. 3).

Granitoidy KCG najdeme v různých geotektonických prostředích, ale obecně vznikají během přechodu mezi konvergencí a divergencí litosférických desek. Navzdory tomu, že KCG mohou ukazovat stejné stáří s peraluminickými granitoidy, dominance KCG svědčí o zastavení konvergence, relaxaci orogénu a začátku postorogenního vývoje (Barbarin, 1999).

### **2.1.4 Amfibolické vápenato-alkalické granitoidy (ACG)**

Amfibolem bohaté vápenato-alkalické granodiority až tonality (ACG, z angl. *Amphibole-bearing Calc-alkaline Granitoids*) mají chemismus podobný vápenato-alkalickým granitoidům KCG, ale liší se přítomností pyroxenu, hojností amfibolu a absencí muskovitu (Tab. 2). Granitoidy typu ACG podle Tab. 3 mají více mafické složení; tj. větší obsah oxidů FeO, MgO, MnO a CaO a vyšší  $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$  ve srovnání s ostatními druhy granitoidů.

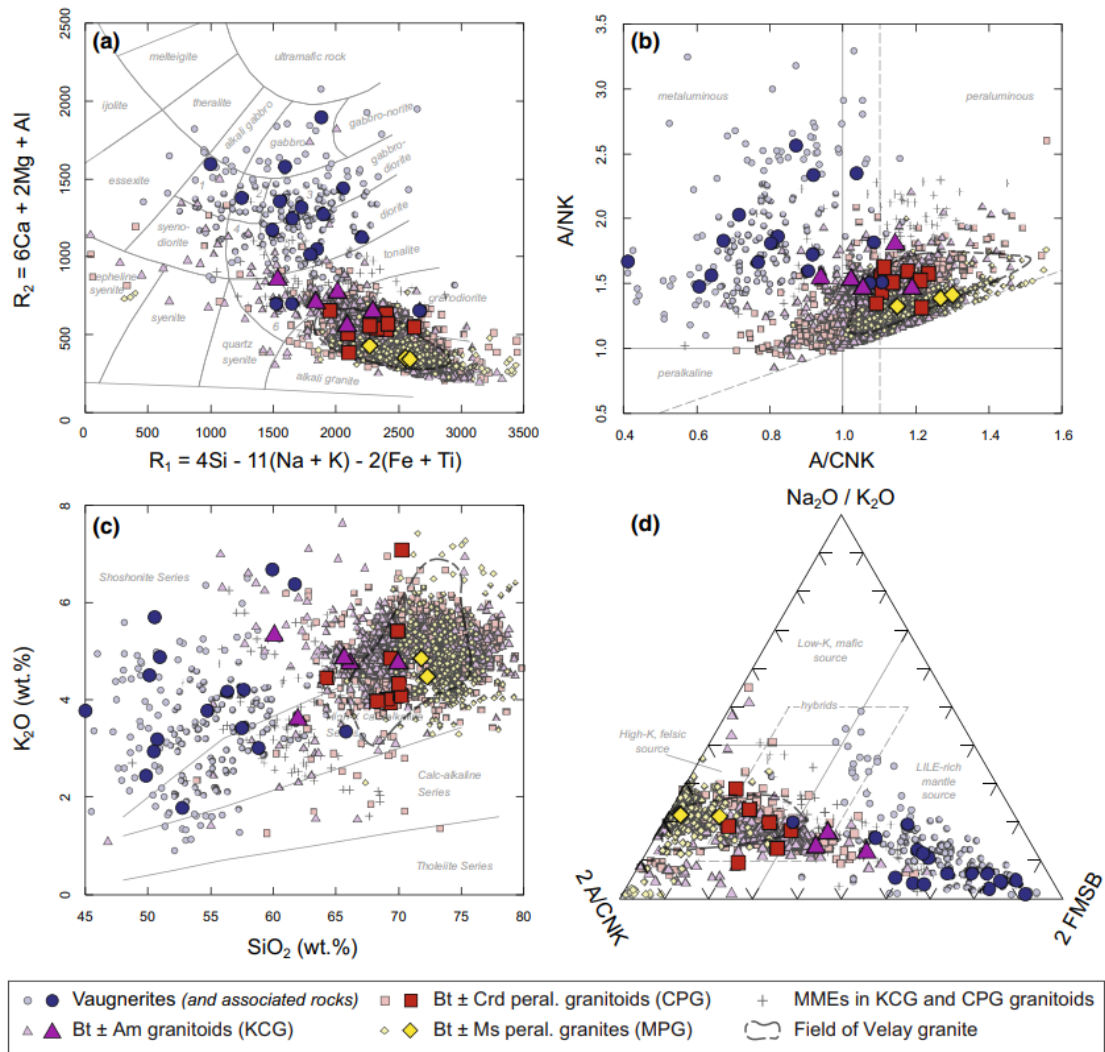
Horniny tvoří charakteristické rozsáhlé batolity v magmatických obloucích podél aktivních kontinentálních okrajů (Kordillery) (Barbarin, 1999). Ve Francouzském centrálním masivu tento druh granitoidů nacházíme v oblasti Limousinu.

## 2.2 Vaugnerity

Vaugnerity jsou metaaluminické intermediární až mafické vysokodraselné a vysokohorečnaté horniny. Blíží se svým složením durbachitům a lamprofyřům.

Vysoká hodnota  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$  (Obr. 4a) ukazuje na složení podobné gabru a dioritu. Od ostatních granitoidů FCM se liší také jasným metaaluminickým charakterem (Obr. 4b). Nízký obsah  $SiO_2$  (45–65 hm%) spolu s vysokým  $K_2O$ , zařazuje horniny až do šošonitické série (Obr. 4c). Kromě toho vaugnerity mají vysoké obsahy  $FeO_t$  a  $MgO$  a jsou bohaté na nekompatibilní stopové prvky LILE (*LILE*, z *angl. Large Ion Lithophile Elements*) (Ba, Sr – Obr. 4d), ale i HFSE (*HFSE* z *angl. High Field Strength Elements*). Nabohacení nekompatibilními prvky a vysoké obsahy draslíku ukazují na korový zdroj tavenin. Na druhou stranu nízké obsahy  $SiO_2$  a vysoké obsahy  $MgO$ , Cr a Ni potvrzují zdroj se značným obsahem olivínu, tj. plášťový peridotit (Obr. 4c, d; Laurent *et al.*, 2017).

Tento dvojitý charakter ukazuje na obohacený (metasomatizovaný) plášťový zdroj, který běžně vzniká v prostředí subdukčních zón při tavení v plášťovém klínu. Podle představ von Raumer *et al.* (2014), vznik těchto hornin je vázán na pozdně orogenní procesy. Předpokládá se, že subdukce Rheického oceánu vytvořila obohacený plášť a při následné kolizi mohlo dojít k zanoření kontinentální kůry až do pláště. Horké taveniny pak vystupovaly k povrchu a cestou byly ještě více kontaminované horninami kontinentální kůry. Vaugnerity intrudovaly buď do ortorul, pararul nebo starších granitoidů. Netvoří velká plutonická tělesa, ale tvoří čočky nebo enklávy s délkou od 2 do 50 metrů (Couzinié *et al.*, 2014).



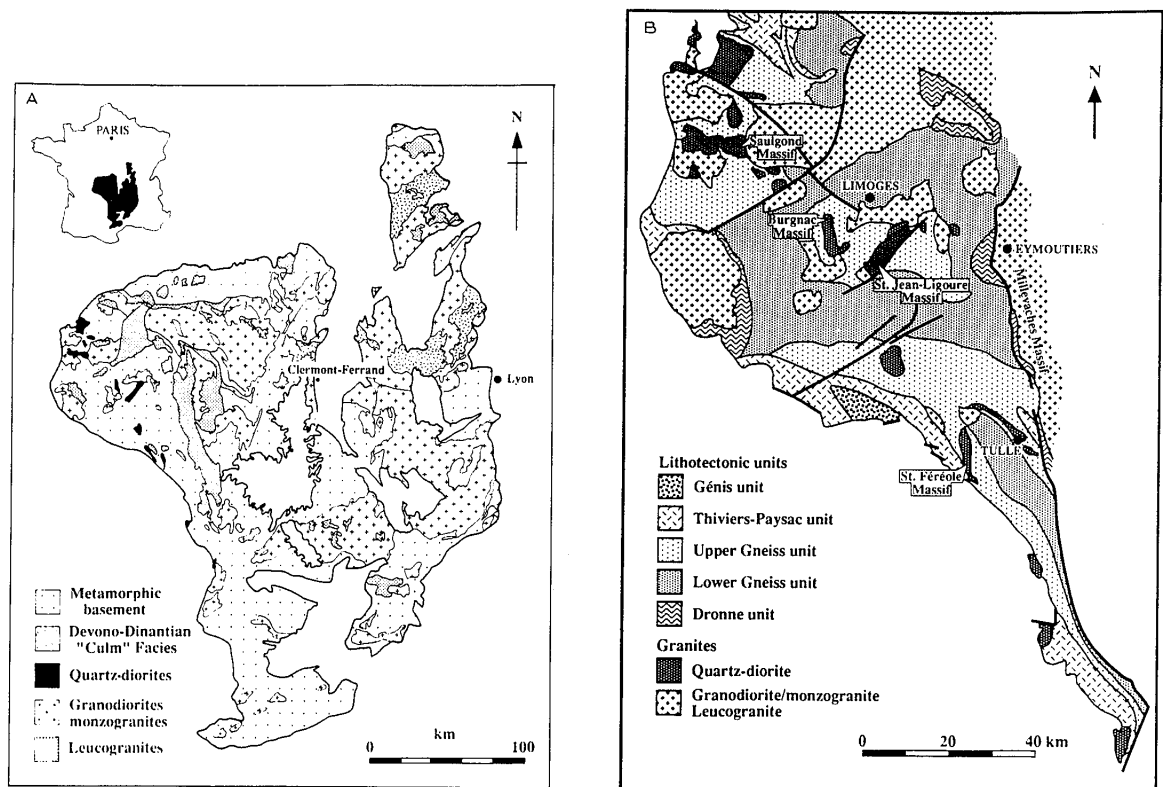
**Obrázek 4.** Diagramy ukazující geochemické vlastnosti granitoidů E-FMC. Ternární diagram (d) má pravý dolní parametr označený  $FMSB = (FeO_t + MgO)_{wt\%} \times (Sr + Ba)_{wt\%}$ . Je vidět, že vaugnerity mají velmi odlišný chemismus. Převzato z Laurenta *et al.* (2017).

### 3. Raná fáze plutonismu FCM, spjatá se subdukcí

V západní části FCM, v Limousinu (Obr. 1) se vyskytuje 250 km dlouhý pás intruzí amfibolických kvarcdioritů až tonalitů SSZ–JJV směru. Tato struktura je známá jako „Limousinský tonalitový pás“. Ve srovnání s jinými granitoidy FCM jsou tyto plutony neobvyklé svým nízkým obsahem  $SiO_2$  (53–68 hm%). Často tvoří lineární plutonická tělesa uspořádaná souběžně s místem subdukce tektonických desek (Shaw *et al.*, 1993). Podle představy některých autorů geneze křemenných dioritů mohla souviset se SV orientovanou subdukční zónou (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Malý objem plutonických těles (Obr. 5) naznačuje, že subdukce mohla být krátkodobá; je

možné, že souvisela s uzavřením malé oceánské pánve JZ od Francouzského centrálního masívu (Shaw *et al.*, 1993).

Limousinský tonalitový pás se skládá z cca. 20 kvarcdioritových těles (Obr. 5). Od SZ na JV jsou rozmístěny masivy Saulgond, Burgnac, St. Jean-Ligoure a St. Féréole (Shaw *et al.*, 1993). Stáří titanitu a zirkonu, datovaných U–Pb metodou z různých lokalit Limousinského tonalitového pásu, je  $355 \pm 2$  mil. let pro St. Jean-Ligoure a  $379 \pm 19$  mil. let pro sousední St. Paul (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985). Jsou proto výrazně starší než ostatní granitoidy FCM.

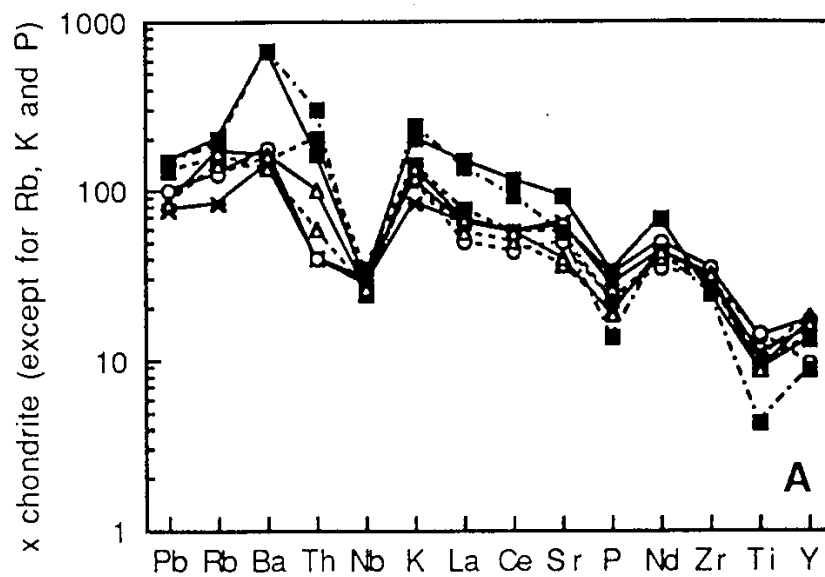


**Obrázek 5.** Na mapách (A. Geologická mapa variských granitoidů FCM; B. Detailní mapa Limousinu) jsou vidět intruze křemenných dioritů Limousinského tonalitového pásu. Převzato ze Shawa *et al.* (1993).

### 3.1 Geochemická charakteristika a možný vznik

Podle Shawa *et al.* (1993), iniciální izotopické poměry stroncia limousinských kvarcdioritů jsou nízké ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7047\text{--}0,7059$ ), což vynikne ve srovnání s ostatními granitoidy FCM (Tab. 3). Iniciální hodnoty  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  se pohybují mezi 0,51215 a 0,51227 ( $\epsilon_{\text{Nd}} = -0,7$  až +1,8), a naopak jsou vysoké v porovnání s pozdějšími granitoidy Francouzského centrálního masívu. Spolu s nízkým obsahem  $\text{SiO}_2$  to ukazuje na zdroj

tavenin v plášti nebo v geochemicky primitivní, metabazitové kůře. Proto složení tonalitového pásu je možné porovnávat s chemismem vápenato-alkalických hornin ACG typického obloukového magmatismu. Pozorujeme například výrazně negativní anomálie Nb (Obr. 6) a dalších HFSE, což je v souladu se specifickou signaturou magmat spjatých se subdukcí. Zároveň bylo pozorováno obohacení o litofilní prvky LILE, které jsou rozpustné ve vodných fluidech produkovaných při dehydrataci subdukující desky, jejichž přínos vyvolává tavení v plášťovém klínu (Shaw *et al.*, 1993).



**Obrázek 6.** Diagram stopových prvků křemenných dioritů Limousinu, normalizovaný chondritem (Sun *et al.*, 1980). Podle Shawa *et al.* (1993).

## Praktická část

V následné části se budu věnovat interpretaci petrografie, geochemie a geneze šesti vzorků hornin (č. 11 až 16) z oblasti Limousinu. Zpracování získaných dat a všechny výpočty byly provedeny pomocí programu *GCDkit (Geochemical Data Toolkit; Janoušek et al., 2006)*. Vynesené diagramy umožnily dále diskutovat o původu těchto vzorků.

### Metodika

#### Drcení a homogenizace

Minimálně 10 kg vzorek svěží horniny byl rozbit a rozdrcen na ocelovém čelistovém drtiči, homogenizován a zkvarován. Cca. 50 g alikvot byl semlet v achátovém kulovém mlýně na analytickou jemnost.

#### Hlavní a stopové prvky

Oxidy hlavních a vedlejších prvků byly stanoveny v laboratořích České geologické služby v Praze na Barrandově (set 301 – Silikátová analýza úplná, viz [www.geology.cz](http://www.geology.cz)). Vzorky byly rozloženy pomocí HF + HNO<sub>3</sub> + H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> při 220 °C (pro titrační stanovení SiO<sub>2</sub>), a pak ve směsi HCl + H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub> (pro stanovení zbývajících oxidů převážně pomocí plamenové atomové absorpční spektrometrie (FAAS)). Použité techniky a přesnost stanovení jednotlivých prvků shrnuli Dempírová (2010) a Dempírová *et al.* (2010).

Analýzy stopových prvků byly provedeny ICP-MS v Activation Laboratories, Ancaster, Kanada. Vzorky byly před tím roztaveny spolu s tavidlem (směs LiBO<sub>2</sub> s Li<sub>2</sub>B<sub>4</sub>O<sub>7</sub>) a rozpuštěny ve zředěné HNO<sub>3</sub> (balíček 4B2-research).

#### Sr–Nd izotopy

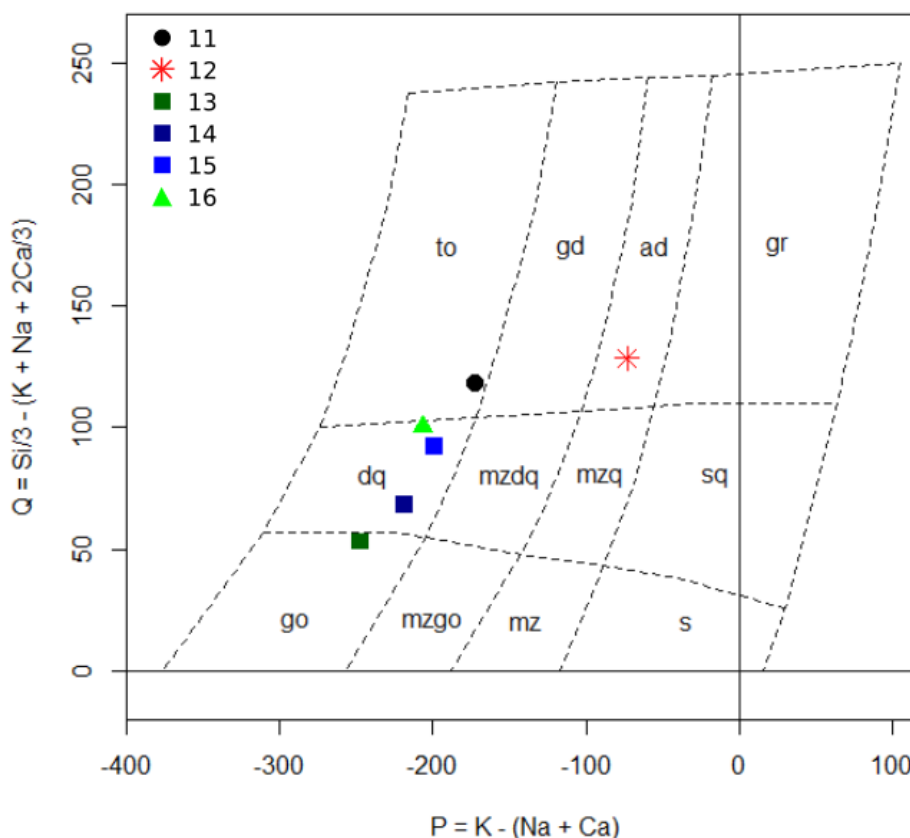
Izotopické poměry Sr a Nd byly stanoveny hmotovým spektrometrem s termální ionizací (TIMS) Thermo Fisher Scientific Triton Plus v laboratořích ČGS, Praha–Barrandov. Horninové prášky byly rozloženy ve směsi koncentrované HF and HNO<sub>3</sub>, následované rozkladem v HNO<sub>3</sub> a 6M HCl k převedení vzorků na formu chloridů. Stroncium a neodym byly z matrice izolovány pomocí iontové chromatografie (kombinace AG 50W-X8, Sr.spec a Ln.spec iontoměničů: Walther *et al.*, 2016). Pro další

analytické detaily, viz Janoušek *et al.* (2019). Rozpadové konstanty použité pro výpočty iniciálního složení (pomocí software *GCDkit*) byly ze Steigera a Jägerové (1977:  $^{87}\text{Rb}$ ) a Lugmaira a Martiho (1978:  $^{147}\text{Sm}$ ). Iniciální hodnoty epsilon Nd byly spočteny pomocí CHUR parametrů Jacobsena a Wasserburga (1980), dvojestupňová Nd modelová stáří podle Liew a Hofmanna (1988).

## Výsledky

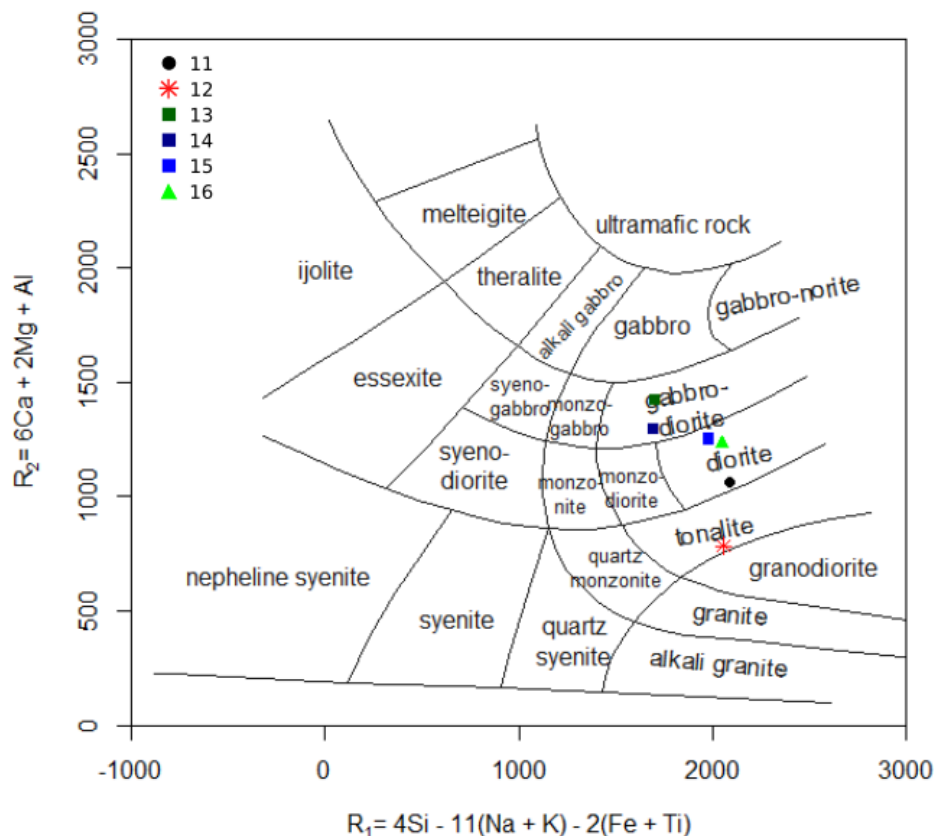
### Nomenklatura (Klasifikace)

Pro nomenklaturu vzorků byl v první řadě použit diagram P–Q podle Debona a Le Forta (1983) (Obr. 7), kde P vyjadřuje obsah draselného živce ku plagioklasu [ $P = K - (Na + Ca)$ ] a Q je dáno relativním množstvím křemene ku živcům [ $Q = Si/3 - (Na + K + 2 \times Ca/3)$ ]. Zpracované horniny padají do různých polí a s výjimkou jednoho vzorku tvoří lineární trend. Složení vzorku číslo 13 má nejnižší obsah draslíku a křemíku, čímž dosahuje až pole gabra. Vzorky číslo 14, 15 a 16 jsou řazené mezi křemenné diority vyšším obsahem křemíku. Vzorek číslo 11 má ještě vyšší Q a P, podle čeho je klasifikován jako tonalit. Anomální je vzorek číslo 12, který se díky většímu obsahu draslíku a křemene řadí k adamelitům (které v moderní nomenklatuře odpovídají monzogranitům), a výrazně se tak odchyluje od ostatních studovaných hornin.



**Obrázek 7.** Diagram P–Q podle Debona a Le Forta, (1983). (go – gabro, diorit, anortozit; mzgo – monzogabro, monzodiorit; mz – monzonit; s – syenit; dq – kvarcdiorit, kvarcɡabro, kvarcanortozit; mzdq – kvarcmonzodiorit, kvarcmonzogabro; mzq – kvarcmonzonit; sq – kvarcsyenit; to – tonalit, trondhjemit; gd – granodiorit, granogabro; ad – adamelit, monzogranit; gr – granit).

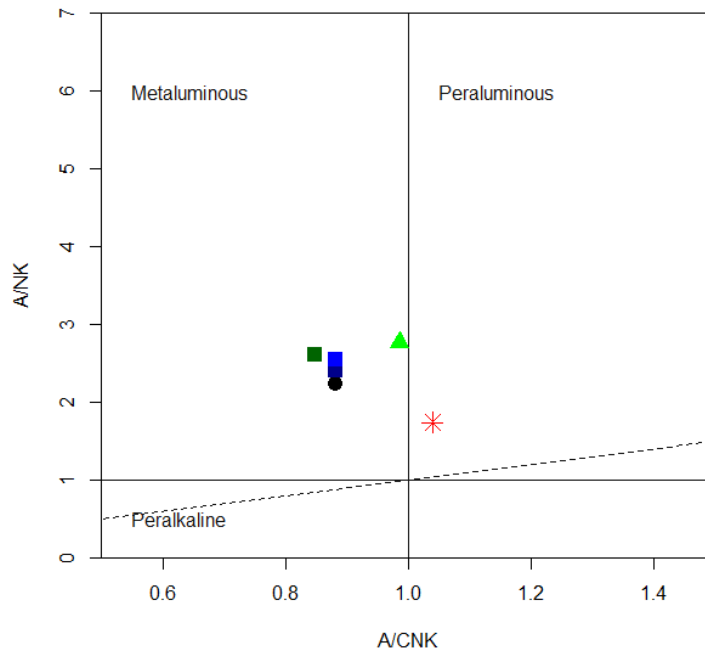
Nomenklatura vzorků je odlišná při porovnání s  $R_1$ – $R_2$  diagramem De la Roche *et al.* (1980) (Obr. 8), kde  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$  a  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ . Vzorky číslo 13 a 14 díky nejvyššímu parametru  $R_2$  spolu padají do pole gabrodioritů. Pokles součtu vápníku, hořčíku a hliníku u vzorků 11, 15 a 16 je posouvá do pole dioritů. Zase se jeví odlišně vzorek číslo 12, který je přiřazen k tonalitům svým menším obsahem  $R_2$ .



**Obrázek 8.** Diagram  $R_1$ – $R_2$  podle De la Roche *et al.*, (1980).  $R_1 = 4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti)$ ;  $R_2 = 6Ca + 2Mg + Al$ .

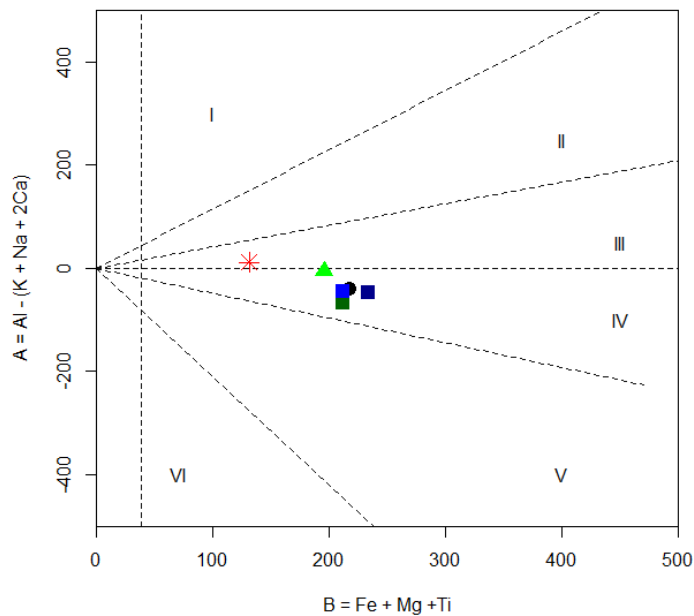
Pro jednoznačnost a lepší porozumění jsem si zvolila nomenklaturu podle Debona a Le Forta (1983), protože dále také pracuji s jinými klasifikačními diagramy těchto autorů.

Dalším důležitým parametrem je peraluminosita, jež je vynesena v klasickém Shandově diagramu  $A/CNK$  vs.  $A/NK$  kde  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  a  $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  v mol% (Maniar and Piccoli, 1989). Většina vzorků jsou metaaluminické (Obr. 9), jen vz. 16 se blíží peraluminickému složení a je tzv. subaluminický ( $A/CNK = 0,99$ ). Anomální vzorek 12 je jediný jasně peraluminický (Obr. 9), protože jediný má hodnotu  $A/CNK$  větší než 1 (1,04).



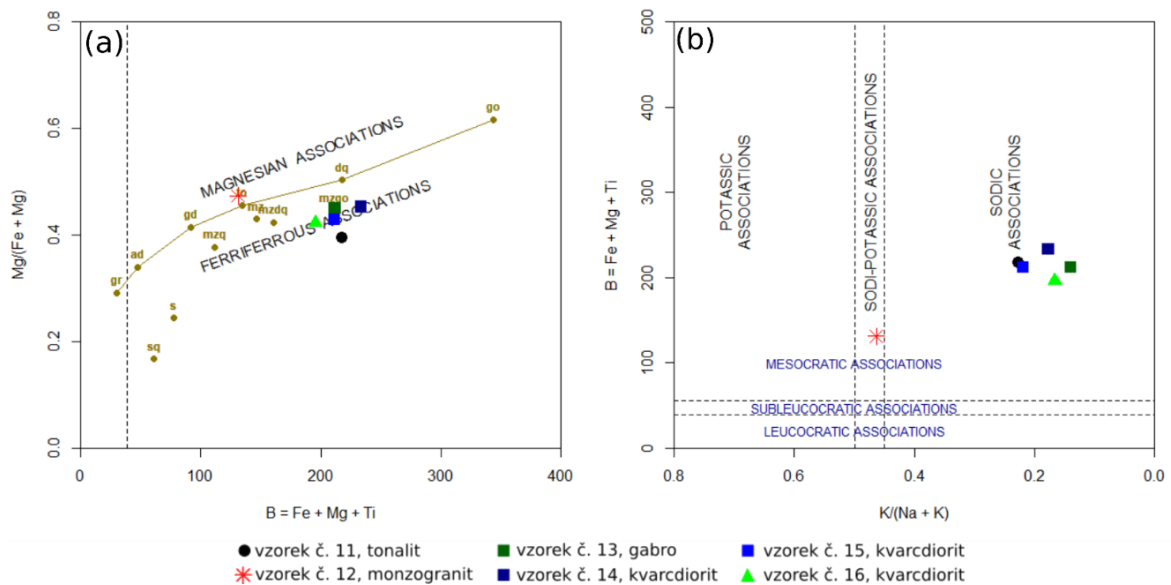
- vzorek č. 11, tonalit
- vzorek č. 13, gabro
- vzorek č. 15, kvarcdiorit
- \* vzorek č. 12, monzogranit
- vzorek č. 14, kvarcdiorit
- ▲ vzorek č. 16, kvarcdiorit

**Obrázek 9.** Shandův diagram A/CNK vs. A/NK, kde  $A/CNK = Al_2O_3/(CaO + Na_2O + K_2O)$  a  $A/NK = Al_2O_3/(Na_2O + K_2O)$  v mol% (Maniar and Piccoli, 1989).



**Obrázek 10.** Diagram B–A podle Debona a Le Forta (1983). Odráží minerální složení podle parametru  $B = Fe + Mg + Ti$  a  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ . Jednotlivé sektory jsou rozdělené na peraluminické (I, II, III) a metaaluminické (IV, V, VI) minerální asociace. Rozlišujeme: I – muskovit převládá nad biotitem, II – biotit převládá nad muskovitem, III – převládá biotit ± amfibol, IV – převládá biotit, amfibol ± pyroxen, V – převládá klinopyroxen ± amfibol ± biotit, VI – netypická minerální složení (karbonatity atp.).

Rozšířenou charakteristikou peraluminosity je diagram Debona a Le Forta B–A (Obr. 10), kde  $B = Fe + Mg + Ti$  a  $A = Al - (K + Na + 2Ca)$ . Kromě nasycení hliníkem odpovídajícímu Shandově diagramu odráží také obsah mafických kationtů (parametr B). Kombinace obou parametrů umožňuje popsat charakteristickou asociaci minerálů v daných vzorcích. Každý sektor na Obr. 10 odpovídá určitému minerálnímu složení. Vzorky 11, 13, 14, 15 patří k IV sektoru a jejich chemické složení vyžaduje minerální asociaci biotitu, amfibolu ± pyroxenu. Takové mineralogické složení připomíná granitoidy skupiny ACG (Tab. 2). Vzorky 12 a 16 jsou na pomezí III a IV sektoru a v jejich složení dominuje biotit nad muskovitem a může se vyskytovat amfibol, což je typické spíše pro granitoidy typu KCG nebo CPG (Tab. 2).

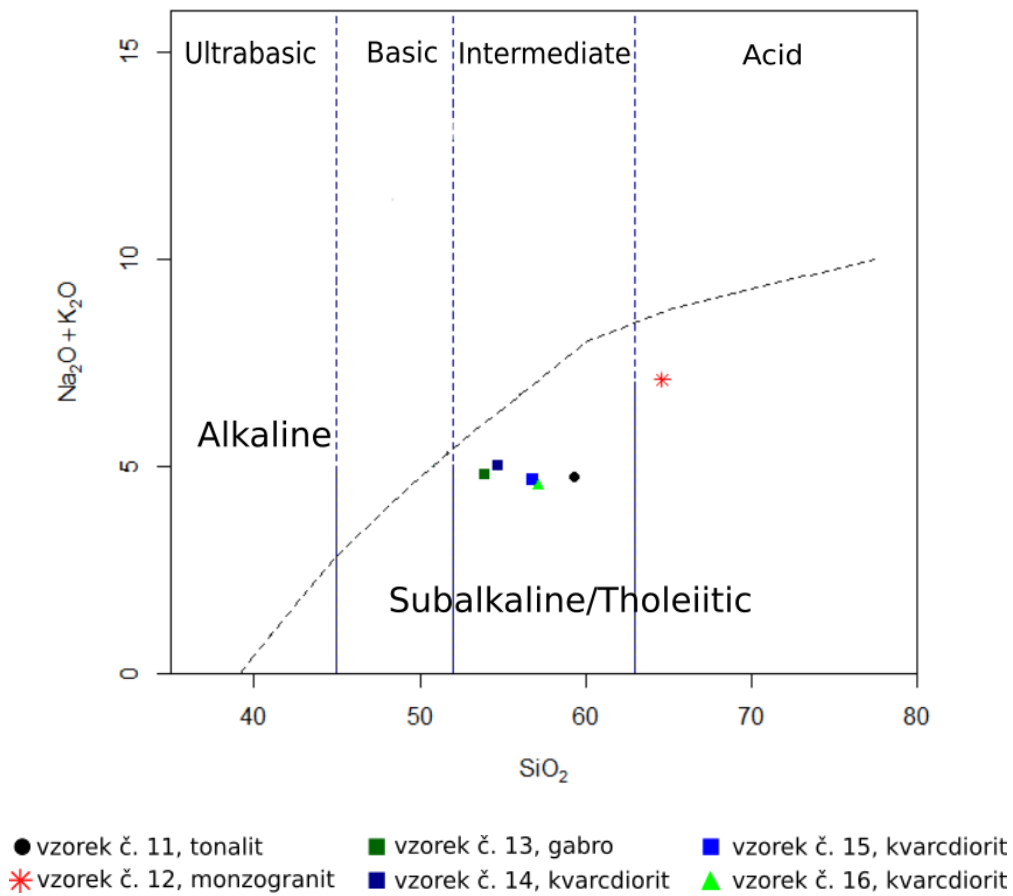


**Obrázek 11.** Diagramy Debona a Le Forta (1983): (a)  $B = Fe + Mg + Ti$  vs.  $Mg/(Fe + Mg)$ , (b)  $K/(Na + K)$  vs.  $B = Fe + Mg + Ti$ .

Následný diagram Debona a Le Forta (Obr. 11a) ukazující mg číslo [ $Mg/(Fe + Mg)$ ] jako funkci maficity a naznačuje na převahu železa pro většinu vzorků, mající mg číslo od 0,39 do 0,45. Pouze vzorek 12, který odpovídá složení monzogranitu, odpovídá hořečnaté asociaci. To je dáno tím, že vzorek 12 má největší mg číslo ( $Mg/(Fe + Mg) = 0,47$ ) kvůli nejnižšímu obsahu železa.

Poslední diagram předchozích autorů (Obr. 11b) zřetelně ukazuje nadbytek sodíku nad draslíkem. Doplňuje tak pohled na obsah mafických iontů (parametr B), který je

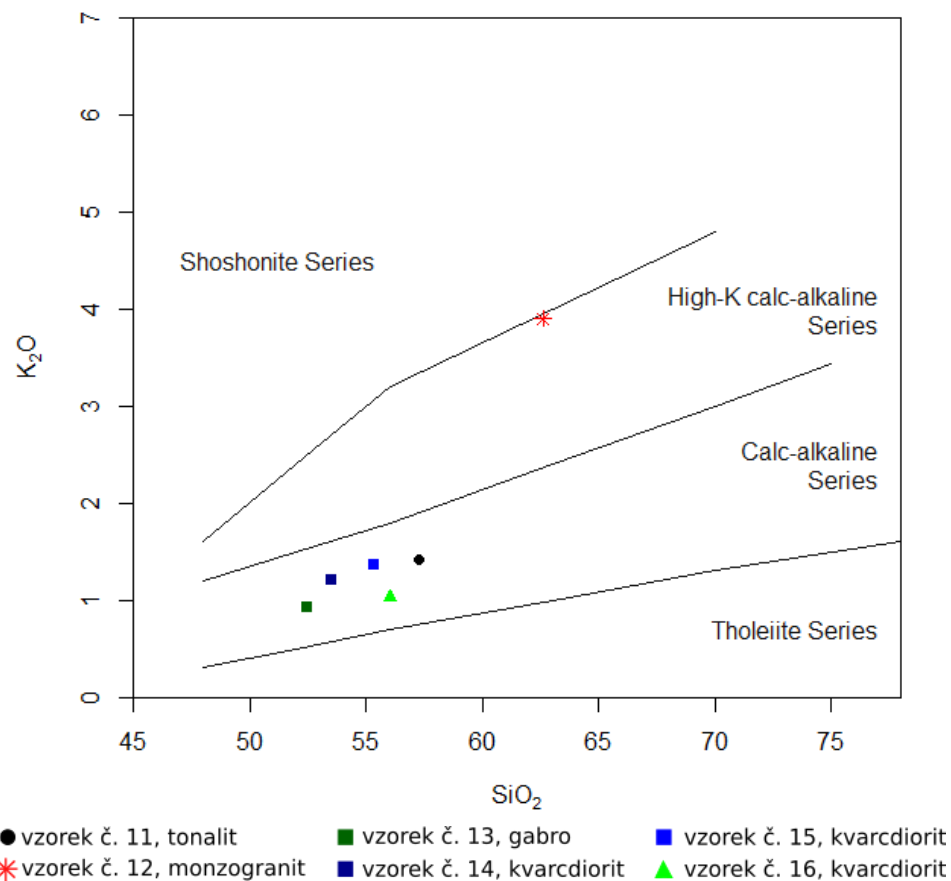
největší u vzorku číslo 14 (B = 233). Jedině anomální vzorek číslo 12 se jeví neutrálně, protože má  $K/(Na + K) = 0,46$ .



**Obrázek 12.** Upravený TAS diagram podle (Bas *et al.*, 1986) vyjadřuje obsah alkálií ( $Na_2O + K_2O$ ) vůči  $SiO_2$  (hm%). Hranice mezi alkalickými a subalkalickými doménami podle Irvine & Baragar (1971).

Následující diagram TAS (*TAS*, z *angl. Total Alkali – Silica*) přepočítaný na suché bázi (bez volatilií) (Bas *et al.*, 1986) dokládá o tom, že všechny vzorky patří do subalkalické série podle sumárního obsahu draslíku a sodíku (Obr. 12). Zároveň také rozlišuje vzorky intermediární ( $SiO_2 = 52,5–57,2$  hm%) od kyselého vzorku číslo 12 ( $SiO_2 = 62,6$  hm%).

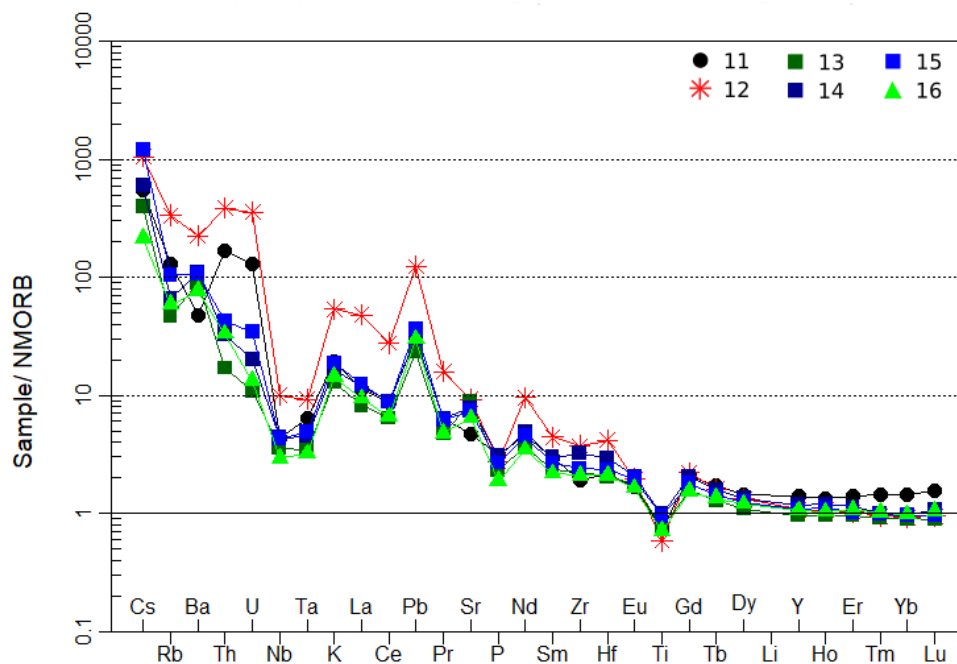
Diskuze obsahu draslíku je dále možná pomocí diagramu Peccerilla a Taylora (1976) ( $SiO_2$  vs.  $K_2O$ ; Obr. 13), kde vidíme poměrně nízký obsah  $K_2O$  ( $< 1,4$  hm%) pro dané  $SiO_2$  ( $52,5–57,2$  hm%). Takové složení umísťuje všechny vzorky do vápenato-alkalické série. Jen monzogranit svým vysokým obsahem  $K_2O = 3,9$  hm% pro vyšší  $SiO_2 = 62,6$  hm% dosahuje hranice vysokodraselné vápenato-alkalické a šošonitické série.



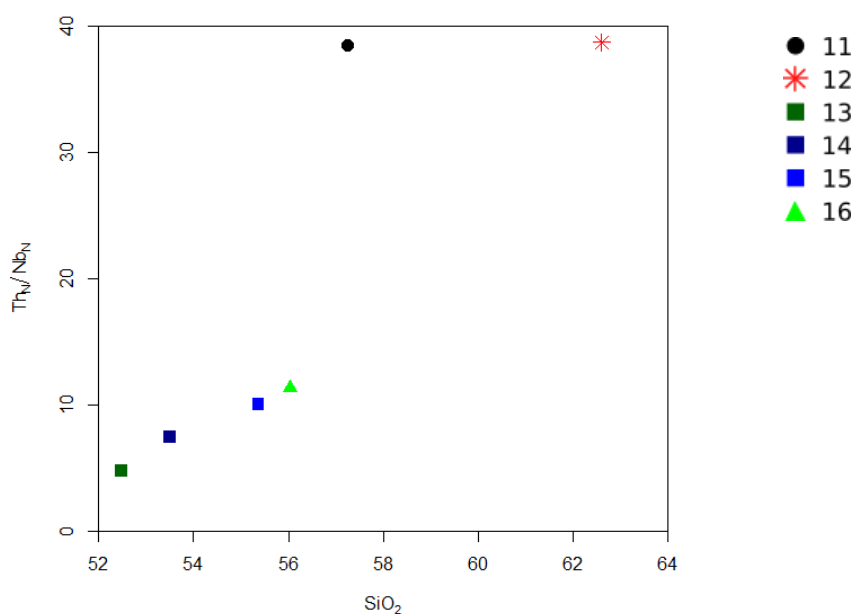
**Obrázek 13.** Diagram Peccerilla a Taylor (1976) porovnává K<sub>2</sub>O při daném SiO<sub>2</sub>.

### Stopové prvky

Diagram spiderplot vhodným způsobem prezentuje obsahy stopových prvků. Na svislé ose je logaritmická stupnice, a tudíž rozpětí hodnot některých vzorků se mohou lišit v rozmezí několika řádů. Na vodorovné ose klesá nekompatibilita prvků (Obr. 14). Všechny studované vzorky na diagramu mají obecně podobnou signaturu: obohacení o prvky LILE (Cs, Rb, Ba, K, Sr) a ochuzení o prvky HFSE (Nb, P, Zr, Ti). Na první pohled vzorky mají výraznou Nb–Ta anomálii. V detailu se však dva vzorky občas výrazněji odchyľují. Vzorek číslo 11, který odpovídá tonalitu, je obohacen o U a Th a na rozdíl od ostatních také o těžké vzácné zeminy. Nicméně nejvýraznější výkyvy ukazuje monzogranit, silně nabohacený nekompatibilními prvky.



**Obrázek 14.** Spiderplot pro stopové prvky normalizovaný průměrným složením NMORB (Sun & McDonough, 1989).

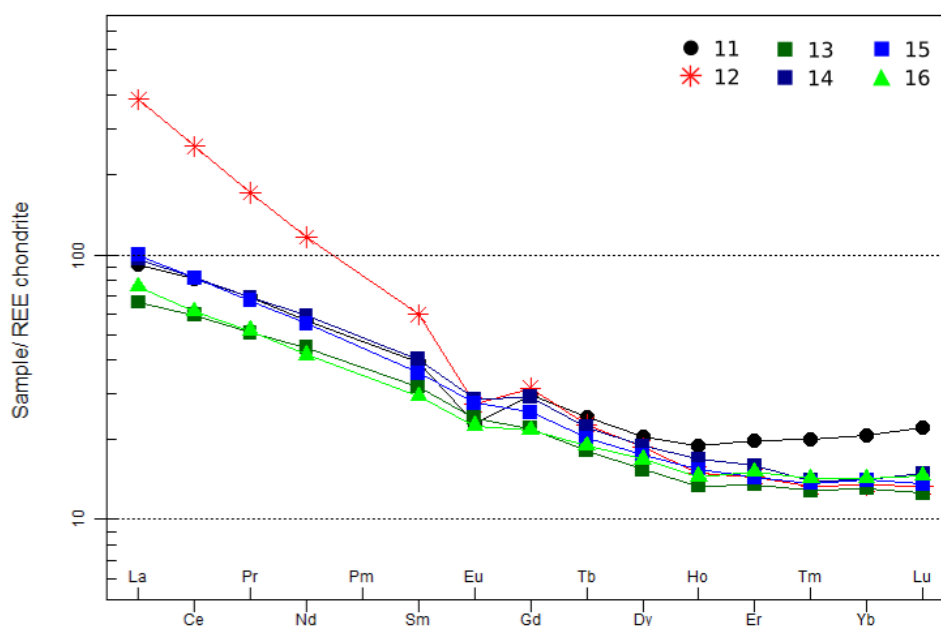


**Obrázek 15.** Diagram  $\text{SiO}_2$  vs. poměr normalizovaných hodnot Th a Nb.

Pro porovnání niobové anomálie byly využity normalizované hodnoty Th a Nb z Obr. 14 a spočítán jejich poměr. Na Obr. 15 je vidět lineární korelaci s  $\text{SiO}_2$ , ale vzorky 11 a 12 se liší několikanásobně vyšším poměrem normalizovaných hodnot Th a Nb. Lze říct, že tyto výkyvy mají větší amplitudu, než se zdá z originálního spiderplotu (Obr. 14).

## Vzácné zeminy

Vzácné zeminy (*REE*, z *angl. Rare Earth Elements*) jsou velmi důležité pro pochopení zdroje a petrogenese magmatických hornin, protože jsou to málo mobilní prvky a při alteracích jejich množství v hornině zůstává stejné. Suma vzácných zemin našich vzorků se pohybuje od 131,6 do 172,2 ppm. Extrém nastává u vzorku číslo 12, který dosahuje 455,5 ppm REE.



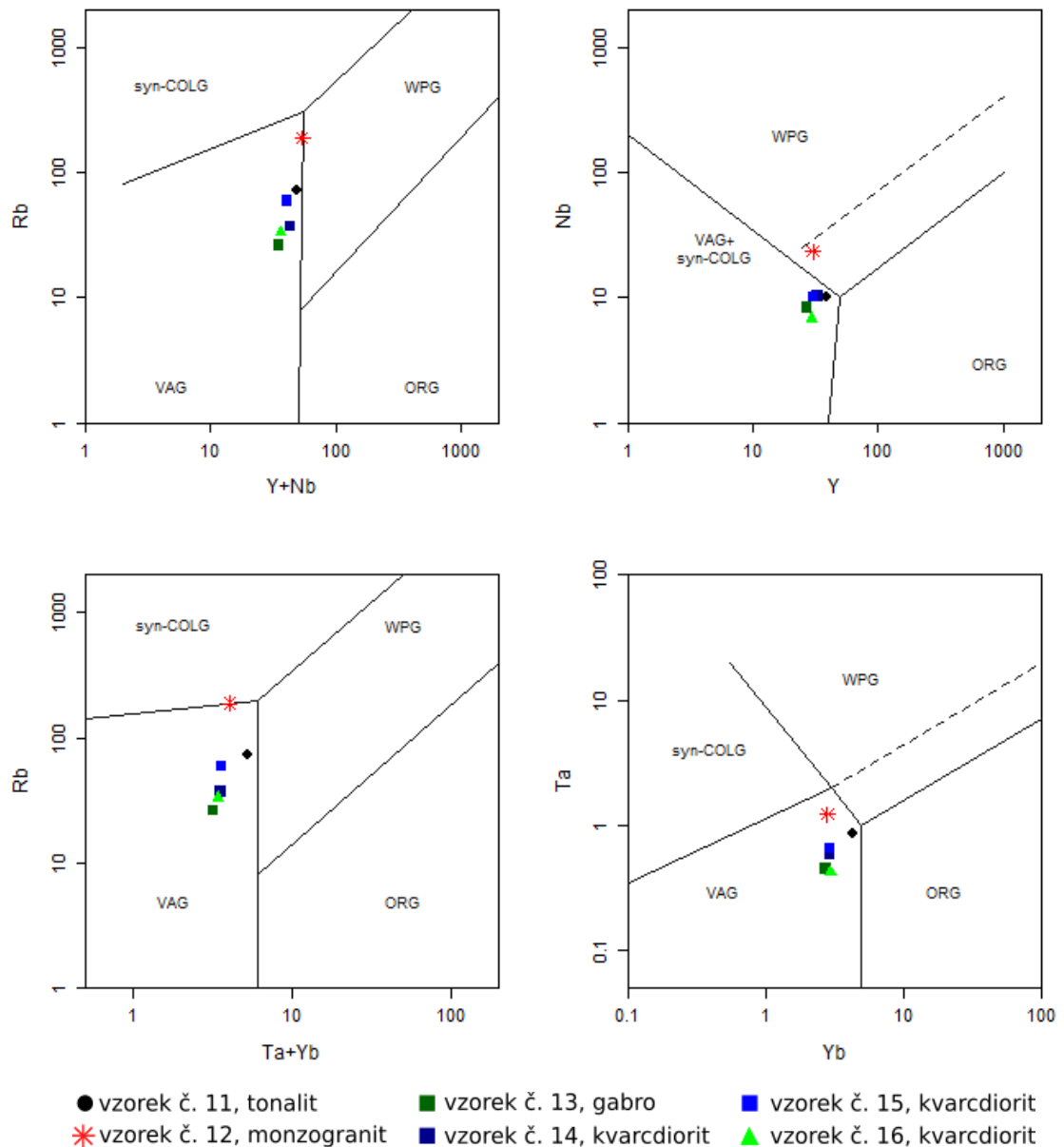
**Obrázek 16.** Spiderplot pro vzácné zeminy (REE) normalizovaný chondritem (Boynton, 1984).

Spiderploty pro vzácné zeminy (Obr. 16) jsou charakteristické monotónně klesajícím trendem od La do Lu pro vzorky 13 až 16 ( $La_N/Yb_N = 5,04-7,09$ ); pro nejtěžší vzácné zeminy HREE (*HREE*, z *angl. Heavy Rare Earth Elements*) (od Er do Lu) se trend stává subhorizontálním. Odlišný je znovu vzorek číslo 12, jenž je nejvíce obohacen lehkými LREE (*LREE*, z *angl. Light Rare Earth Elements*) a proto má největší poměr  $La_N/Yb_N = 28,69$ . Naopak vzorek číslo 11, na rozdíl od všech ostatních, je nabožen těžkými HREE a má nejnižší poměr  $La_N/Yb_N = 4,43$ .

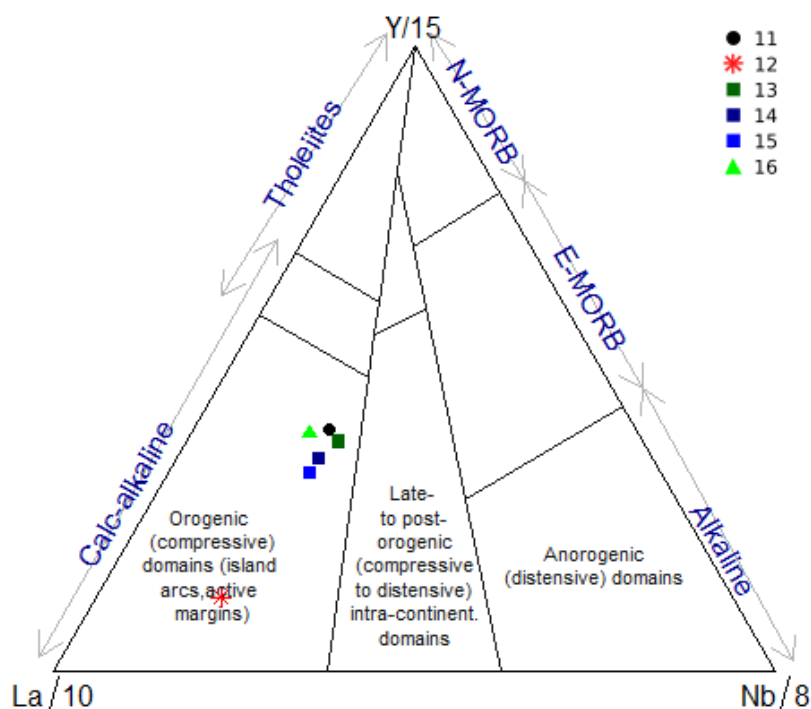
Všechny vzorky mají negativní europiovou anomálii ( $Eu/Eu^* = 0,63-0,92$ ), přičemž tento poměr je nejnižší pro monzogranit ( $Eu/Eu^* = 0,63$ ), který má tudíž Eu anomálii nejhlubší a je geochemicky nejfrakcionovanější.

## Geotektonická interpretace

Pro porozumění geotektonickému prostředí vzniku hornin byl použit Pearceův diagram pro granity (Pearce *et al.*, 1984). Na Obr. 17 padají vzorky do pole magmatických oblouků (VAG, z angl. *Volcanic Arc Granites*) podle obsahu stopových prvků (Rb, Nb, Y, Yb a Ta). Je zřejmé, že všechny vzorky pocházejí z prostředí vulkanických oblouků, ale monzogranity se blíží vnitrodeskovému plutonismu (WPG, z angl. *Within Plate Granites*).



**Obrázek 17. Pearceův diagram** (ORG – *Ocean Ridge Granites*, VAG – *Volcanic Arc Granites*, WPG – *Within Plate Granites*, COLG – *Collision Granites*) (Pearce *et al.*, 1984).



**Obrázek 18.** Diagram zobrazující tektonické prostředí vzniku bazických a intermediálních hornin (Cabanis & Lecolle, 1989).

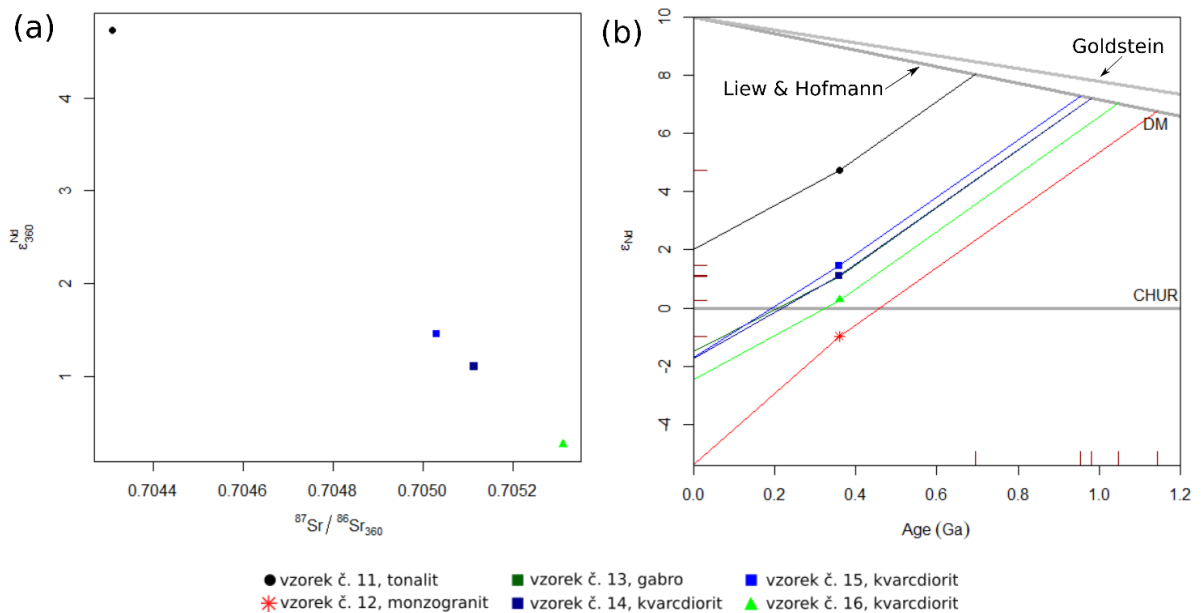
Podobné závěry podporuje i diagram Cabanise a Lecollea (1989) (Obr. 18). Všechny analýzy představují vápenato-alkalický magmatismus orogenních (konvergentních) domén. Tudíž tektonické prostředí vzniku můžeme porovnávat s magmatickými oblouky, jež jsou spjaté se subdukcí. Monzogranit se chová stále odlišně, ale podle diagramu Cabanise a Lecollea (1989) je taktéž vázán na orogenní činnost.

### Izotopy Sr–Nd

Izotopové iniciální poměry stroncia pro dané vzorky jsou poměrně nízké ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7043\text{--}0,7053$ ), zvláště při porovnání s ostatními granitoidy FCM (Tab. 2). Hodnoty  $\epsilon_{\text{Nd}}$  jsou pozitivní pro všechny vzorky, kromě monzogranitu (Obr. 19, Tab. 6). Poměrně nízké poměry stronciových izotopů spolu s převážně pozitivními hodnotami  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (+4,7 až –1,0) ukazují na zdroj tavenin v slabě ochuzeném plášti nebo geochemicky nezralé, metabazitové kůře. Variabilita izotopových poměrů Sr a  $\epsilon_{\text{Nd}}$  na Obr. 19a odlišuje horniny vzniklé v otevřeném systému a naznačuje změnu složení v důsledku

kontaminace. Lineární pokles  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$  s klesající hodnotou  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (Obr. 19a) naznačuje větší krustální kontaminaci směrem od tonalitu ke kvarcdioritům. Jedině monzogranit má negativní  $\epsilon_{\text{Nd}} = -1$ , což naznačuje ještě větší krustální kontaminaci nebo korový zdroj.

Izotopové složení Nd dává možnost odhadnout i průměrné stáří zdrojů studovaných hornin, tzv. modelové stáří (pro případ vzniku tavenin z nezralé metabazitové kůry). Zdroj materiálu, ze kterého pocházejí studované horniny, celkově nebyl starší než 1,0–1,2 mld. let (Obr. 19b, Tab. 6). Samotný vznik tavenin byl datován U–Pb metodou na zirkonu na  $361,9 \pm 2,1$  mil let pro kvarcdiorit č. 14 a na  $362,6 \pm 1,4$  mil. let pro kvarcdiorit č. 16 (Laurent & Janoušek, nepublikovaná data).



**Obrázek 19.** (a, b) Diagramy iniciálních hodnot  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a  $\epsilon_{\text{Nd}}$  přepočtených pro 360 Ma. DM – Depleted Mantle (Ochuzený plášť; Goldstein *et al.*, 1984; Liew and Hofmann, 1988), CHUR – Chondritic Uniform Reservoir (průměrný chondritický plášť). V panelu (b) jsou na ose x vyznačena též dvojstupňová Nd modelová stáří (Liew and Hofmann, 1988).

## Diskuze

Studované intermediární granitoidní horniny z oblasti Limousinu tvoří řadu gabro-kvarediorit-tonalit. Chemismus těchto vzorků je metaaluminický až subaluminický. Vzorky mají subalkalický charakter a považujeme je za zástupce vápenato-alkalické série. Podle mg čísla patří k železnatým asociacím. Na základě chemismu a minerálních asociací je možné je porovnat s vápenato-alkalickými granitoidy bohatými na amfibol (ACG), které jsou charakteristické pro magmatické oblouky (Barbarin, 1999).

Vzorek číslo 12, který se chová ve většině případů odlišně, byl klasifikován jako monzogranit. Je to jediný kyselý vzorek, je slabě peraluminický a spolu s ostatními analýzami patří do subalkalické série. Vyšším obsahem draslíku se však řadí do vysokodraselné vápenato-alkalické série a blíží se až šošonické sérii. Odlišný je také vysokým mg číslem, tudíž nejnižším relativním obsahem železa. Všechny chemické charakteristiky spolu s minerálním složením ukazují na vznik taveniny z diferenciovanějšího zdroje, zřejmě kontinentální kůry.

Konvexní, LREE silně nabohacený vzor vzácných zemin se liší od čistě primitivního nebo silně ochuzeného plášťového zdroje, který by byl plošší (Obr. 16). Poměr  $La_N/Yb_N$ , popisující strmost sklonu, je nejvyšší pro monzogranit, jenž má také nejvyšší celkový obsah REE.

Dalším důležitým parametrem je přítomnost Eu anomálie. Její vznik je dán tím, že europium, na rozdíl od ostatních vzácných zemin, má navíc oxidační číslo  $Eu^{2+}$  a proto může vstupovat na místo  $Ca^{2+}$  v plagioklasu. Zralá kontinentální kůra má výrazně negativní Eu anomálii. V našem datasetu je Eu anomálie negativní pro všechny vzorky. Čím výraznější je negativní Eu anomálie, tím je tavenina derivována ze zralejšího zdroje a/nebo je silněji frakcionovaná. Nejvíce jsou ovlivněny vzorky 11 a 12, mají nejhlubší Eu anomálii, tj. nejnižší poměr  $Eu/Eu^* = 0,63-0,68$ .

Velmi důležité jsou izotopové charakteristiky Sr a Nd. V okamžiku tavení je izotopické složení radiogenních izotopů shodné se složením zdroje, ale s časem se tento poměr mění. To umožňuje diskutovat o původu a přibližně datovat vznik zdroje hornin. Nízký iniciální poměr stronciových izotopů  $^{87}Sr/^{86}Sr_i$  svědčí o zdroji tavenin v ochuzeném plášti, naopak vysoký iniciální poměr ukazuje na korový zdroj. Izotopové iniciální poměry stroncia pro dané vzorky jsou poměrně nízké ( $^{87}Sr/^{86}Sr_i = 0,7043-0,7053$ ), což je odlišuje od ostatních, mladších granitoidů FCM. Hodnoty  $\epsilon_{Nd}$

(-1,0 až +4,7) jsou naopak vyšší než u pozdějších plutonitů. Také předchozí analýzy kvarcdioritů v oblasti Limousinu ukázaly nízké iniciální poměry stronciových izotopů ( $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i = 0,7047-0,7059$ ) a vysoké hodnoty  $\epsilon_{\text{Nd}}$  (-0,7 až +1,8), interpretované jako ukazující na plášťový zdroj (Shaw *et al.*, 1993).

Zpracovávané vzorky jsou nabohacené o prvky LILE a ochuzené o HSFE. Největší rozdíly v obsahu HFSE a LILE jsou u vzorků 12 a 11, kde je Nb anomálie výrazně negativní, což je typickou charakteristikou i jiných kvarcdioritů Limousinského tonalitového pásu (Shaw *et al.*, 1993). Lze proto předpokládat vznik těchto hornin spojený se subdukční zónou, pro kterou je typické obohacení o mobilní prvky ve vodných fluidech (Pearce *et al.*, 1984). Obohacení o nekompatibilní stopové prvky (LILE) bylo vysvětleno již Shawem *et al.*, (1993) tavením hornin v plášťovém klínu, ovlivněném přínosem LILE ve vodných subdukčních fluidech. Tudíž kvarcdiority v Limousinu, včetně nově zkoumaných vzorků, jsou jediné granitoidy FCM, přímo související se subdukci.

Jelikož subdukce bývá dvou typů (ostrovní oblouky vs. aktivní kontinentální okraje), můžeme je porovnat. V našem případě pozorujeme lineární změnu izotopových poměrů (Obr. 19a), což nejspíše naznačuje kontaminaci zralým korovým materiálem, tedy nejspíše vznik na aktivním kontinentálním okraji.

Ze studia izotopů se dá odvodit i modelové stáří krustálního zdroje hornin, ze kterého tavenina vznikla. Podle toho zdroje nebyly starší než 1,0–1,2 mld. let. Stáří vzniku studovaných kvarcdioritů bylo datováno na ~362 mil. let, což je v souladu s dříve publikovaným stářím kvarcdioritů v Limousinském tonalitovém pásu (Shaw *et al.*, 1993).

Přítomnost oceánské subdukce datované na ~362 mil. let doplňuje představu o geologickém vývoji FCM a celé variské orogeneze. Podle Bernarda-Griffithse *et al.* (1985) subdukční zóna mohla být orientována SV. Její existence by mohla vysvětlit přítomnost zaobloukové pánve Morvan a zároveň jednotky Brévenne, odpovídající zaobloukovému magmatismu nebo kontinentálnímu riftu 200 km SV od zóny subdukce (Bernard-Griffiths *et al.*, 1985; Laurent *et al.*, 2017).

## Závěr

Na základě geochemických dat byly interpretovány nově odebrané vzorky intermediárních-kyselých magmatických hornin z oblasti Limousinu a bylo zjištěno, že zkoumané horniny se liší od ostatních granitoidů Francouzského centrálního masivu jak geochemickými parametry, tak i vyšším stářím.

Primitivní izotopové charakteristiky Sr a Nd, tj. poměrně nízké hodnoty  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a vysoké  $\epsilon_{\text{Nd}}$ , ukazují na slabě ochuzený plášťový zdroj tavenin a/nebo zdroj v geochemicky nezralé, metabazitové kůře. Chemismus zkoumaných vzorků je zařazuje do vápenato-alkalické série. Obohacení o nekompatibilní stopové prvky (LILE) a zároveň ochuzení o HFSE ukazuje na obohacení (metasomatózu) v plášti. Geochemické charakteristiky spolu s geotektonickými diagramy jasně ukazují na magmatismus magmatických oblouků.

Dohromady všechny charakteristiky vzorků svědčí pravděpodobně o vzniku těchto tavenin z pláště (a/nebo geochemicky nezralého korového materiálu mladšího než 1,0–1,2 mld. let), který byl roztaven přínosem volatilních komponent ze subdukující oceánské desky. Intermediální složení, variabilita Sr–Nd izotopických dat a negativní Eu anomálie naznačují ovlivnění tavenin zralejšími horninami kontinentální kůry. Magmatity v Limousinském tonalitovém pásu se nejvíce podobají granitoidům typu ACG (Barbarin, 1999), vznikajícím na aktivních kontinentálních okrajích.

## Literatura

- Barbarin, B. (1999). A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos* **46**, 605–626.
- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., Zanettin, B., & IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali–silica diagram. *Journal of Petrology* **27**, 745–750.
- Bernard-Griffiths, J., Gebauer, D., Grünenfelder, M. & Piboule, M. (1985). The tonalite belt of Limousin (French Central Massif); U–Pb zircon ages and geotectonic implications. *Bulletin de la Société Géologique de France* **I**, 523–529.
- Boynton, W. V. (1984). Cosmochemistry of the Rare Earth Elements: Meteorite Studies. In: Henderson, P. (ed.) Rare Earth Element Geochemistry. *Developments in Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, 63–114.
- Cabanis, B. & Lecolle, M. (1989). Le diagramme La/10–Y/15–Nb/8: Un outil pour la discrimination des series volcaniques et lamise en evidence des processus demelange et/ou de contamination crustale. *Compte Rendus de l'Académie des Sciences Series II*, **309**, 2023–2029.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. (1974). Two contrasting granite types. *Pacific Geology* **8**, 173–174.
- Couzinié, S., Moyen, J.-F., Villaros, A., Paquette, J.-L., Scarrow, J. H. & Marignac, C. (2014). Temporal relationships between Mg–K mafic magmatism and catastrophic melting of the Variscan crust in the southern part of Velay Complex (Massif Central, France). *Journal of GEOsciences* **59**, 69–86.
- De la Roche, H., Leterrier, J., Grandclaude, P. & Marchal, M. (1980). A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**, 183–210.
- Debon, F. & Le Fort, P. (1983). A chemical–mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* **73**, 135–149.
- Dempírová, L. (2010). Zhodnocení stanovení SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, MgO a K<sub>2</sub>O v silikátových vzorcích pomocí z-skóre získaných z devatenácti mezilaboratorních porovnávání. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009*, 323–326.
- Dempírová, L., Šikl, J., Kašičková, R., Zoulková, V. & Kříbek, B. (2010). Zhodnocení přesnosti a relativní chyby stanovení hlavních složek silikátových analýz v Centrální laboratoři České geologické služby. *Zprávy o geologických výzkumech v roce 2009*, 326–330.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M. & Ledru, P. (2009). A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *Comptes Rendus Geoscience* **341**, 202–213.

- Goldstein, S. L., O’Nions, R. K. & Hamilton, P. J. (1984). A Sm–Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science Letters* **70**, 221–236.
- Irvine, T. N. & Baragar, W. R. A. (1971). A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–548.
- Jacobsen, S.B. & Wasserburg, G.J. (1980). Sm–Nd isotopic evolution of chondrites. *Earth and Planetary Science Letters*, **50**, 139–155.
- Janoušek, V., Farrow, C. M. & Erban, V. (2006). Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology* **47**, 1255–1259.
- Janoušek, V., Holub, F. V., Verner, K., Čopjaková, R., Gerdes, A., Hora, J. M., Košler, J. & Tyrrell, S. (2019). Two-pyroxene syenitoids from the Moldanubian Zone of the Bohemian Massif: Peculiar magmas derived from a strongly enriched lithospheric mantle source. *Lithos* **342**, 239–262.
- Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.-F., Villaros, A., Gardien, V. & Chelle-Michou, C. (2017). Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution: U–Pb dating in the eastern French Massif Central. *International Journal of Earth Sciences* **106**, 421–451.
- Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J. M., Montel, J. M., Vanderhaeghe, O. & Vitel, G. (2001). The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* **342**, 207–237.
- Liew, T. C. & Hofmann, A. W. (1988). Precambrian crustal components, plutonic associations, plate environment of the Hercynian Fold Belt of central Europe: Indications from a Nd and Sr isotopic study. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **98**, 129–138.
- Lugmair, G.W. & Marti, K. (1978). Lunar initial  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  – differential evolution of lunar crust and mantle. *Earth and Planetary Science Letters* **39**, 349–357.
- Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J. M. & Gardien, V. (1990). Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central: Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. *Tectonophysics* **177**, 139–149.
- Maniar, P. D. & Piccoli, P. M. (1989). Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* **101**, 635–643.
- Montel, J. M., Marignac, C., Barbey, P. & Pichavant, M. (1992). Thermobarometry and granite genesis: the Hercynian low-P, high-T Velay anatectic dome (French Massif Central). *Journal of Metamorphic Geology* **10**, 1–15.
- Mougeot, R., Respaut, J.-P., Ledru, P. & Marignac, C. (1996). U–Pb chronology on accessory minerals of the Velay anatectic dome (French Massif Central). *European Journal of Mineralogy*, **9**, 141–156.

- Moyen, J.-F., Laurent, O., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Vanderhaeghe, O., Zeh, A., Villaros, A. & Gardien, V. (2017). Collision vs. subduction-related magmatism: Two contrasting ways of granite formation and implications for crustal growth. *Lithos* **277**, 154–177.
- Moyen, J.-F., Janoušek, V., Laurent, O., Bachmann, O., Jacob, J.-B., Farina, F., Fiannacca, P. & Villaros, A. (2021). Crustal melting vs. fractionation of basaltic magmas: Part 1, granites and paradigms. *Lithos* **402–403**, 106291.
- Pearce, J., Harris, N. & Tindle, A. (1984). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956–983.
- Peccerillo, A. & Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **58**, 63–81.
- Shaw, A., Downes, H. & Thirlwall, M. F. (1993). The quartz-diorites of Limousin: Elemental and isotopic evidence for Devonian–Carboniferous subduction in the Hercynian belt of the French Massif Central. *Chemical Geology* **107**, 1–18.
- Steiger, R.H. & Jäger, E. (1977). Subcommittee on Geochronology – Convention on use of decay constants in geochronology and cosmochronology. *Earth and Planetary Science Letters* **36**, 359–362.
- Sun, S.-S. & McDonough, W. (1989). Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: Saunders, A. D. & Norry, M. (eds) *Magmatism in the Ocean Basins*. *Geological Society, London, Special Publications* **42**, 313–345.
- Sun, S. -S., Bailey, D. K., Tarney, J. & Dunham, K. C. (1980). Lead isotopic study of young volcanic rocks from mid-ocean ridges, ocean islands and island arcs. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Mathematical and Physical Sciences*. Royal Society **297**, 409–445.
- Vanderhaeghe, O., Laurent, O., Gardien, V., Moyen, J.-F., Gébelin, A., Chelle-Michou, C., Couzinié, S., Villaros, A. & Bellanger, M. (2020). Flow of partially molten crust controlling construction, growth and collapse of the Variscan orogenic belt; the geologic record of the French Massif Central. *BSGF – Earth Bulletin* **191**, 25.
- von Raumer, J. F., Finger, F., Veselá, P. & Stampfli, G. M. (2014). Durbachites–Vaugnerites – a geodynamic marker in the central European Variscan orogen. *Terra Nova* **26**, 85–95.
- Walther, D., Breitzkreuz, C., Rapprich, V., Kochergina, Y. V., Chlupáčová, M., Lapp, M., Stanek, K. & Magna, T. (2016). The Late Carboniferous Schönfeld–Altenberg Depression on the NW margin of the Bohemian Massif (Germany/Czech Republic): volcanosedimentary and magmatic evolution. *Journal of Geosciences* **61**, 371–393.

## Příloha

číslo vzorku	11	12	13	14	15	16
klasifikace	tonalit	monzogranit	gabro	kvarcdiorit	kvarcdiorit	kvarcdiorit
SiO <sub>2</sub>	57,24	62,60	52,49	53,50	55,37	56,04
TiO <sub>2</sub>	0,94	0,74	0,95	1,25	1,20	0,89
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,98	15,82	18,72	17,76	17,13	18,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,68	1,61	3,44	2,95	2,92	3,39
FeO	6,54	3,16	4,81	5,91	5,45	4,60
MgO	3,27	2,32	3,62	3,97	3,39	3,14
MnO	0,212	0,087	0,174	0,158	0,165	0,162
CaO	5,66	3,36	8,20	7,01	6,98	6,66
SrO	0,044	0,093	0,084	0,075	0,071	0,061
BaO	0,032	0,157	0,059	0,070	0,074	0,060
Li <sub>2</sub> O	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,00
Na <sub>2</sub> O	3,15	2,97	3,75	3,70	3,19	3,40
K <sub>2</sub> O	1,41	3,90	0,93	1,21	1,36	1,03
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,361	0,322	0,273	0,357	0,311	0,218
F	0,064	0,106	0,039	0,055	0,076	0,039
CO <sub>2</sub>	0,29	0,10	0,19	0,04	0,04	< 0,01
C <sub>rest</sub>	0,04	0,02	0,06	0,03	0,05	0,04
S	0,05	0,03	< 0,010	0,15	0,08	< 0,010
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	2,31	1,79	2,01	1,64	1,25	1,35
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,19	0,09	0,10	0,08	0,08	0,08
F <sub>ekv</sub>	-0,02	-0,02	-0,01	-0,01	-0,02	-0,01
S <sub>ekv</sub>	-0,00	-0,00	-0,00	-0,02	-0,01	-0,00
Σ	99,49	99,31	99,91	99,96	99,23	99,72
K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	0,45	0,31	0,25	0,33	0,43	0,30
A/CNK	0,88	1,04	0,85	0,88	0,88	0,99
A/NK	2,23	1,74	2,61	2,40	2,55	2,77
K/(Na+K)	0,23	0,46	0,14	0,18	0,22	0,17
Mg/(Fe+Mg)	0,39	0,47	0,45	0,45	0,43	0,42
B	218	131	212	233	212	196

**Tabulka 4.** Obsah hlavních prvků (hm%) a některé odvozené geochemické parametry.

číslo vzorku	11	12	13	14	15	16
klasifikace	tonalit	monzogranit	gabro	kvarcidiorit	kvarcidiorit	kvarcidiorit
V	250	128	217	247	229	201
Cr	20	< 20	40	80	50	30
Co	25	12	19	21	16	14
Cu	240	10	40	20	20	< 10
Zn	100	50	100	110	120	90
Ga	18	19	23	24	23	23
Ge	1,7	1,4	1,6	1,5	1,5	1,4
As	< 5	7	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	72	188	26	37	59	33
Sr	420	833	790	702	660	573
Y	38,9	30,2	26,9	33,0	30,3	29,5
Zr	142	275	166	239	178	155
Nb	10,1	23,3	8,3	10,2	10,0	6,8
Mo	7	2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	0,5	0,7	< 0,5	0,7	0,6	0,5
In	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1
Sn	2	5	1	2	2	2
Sb	0,4	0,8	0,6	< 0,2	0,2	< 0,2
Cs	3,8	7,4	2,8	4,2	8,5	1,5
Ba	301	1420	568	692	673	481
La	28,5	120,0	20,5	29,9	30,9	23,5
Ce	65,6	208,0	47,9	66,3	66,0	49,3
Pr	8,4	20,9	6,2	8,4	8,2	6,3
Nd	33,7	70,0	26,7	35,3	32,9	25,1
Sm	7,69	11,60	6,19	7,85	6,97	5,69
Eu	1,700	2,000	1,780	2,090	2,020	1,660
Gd	7,67	8,14	5,71	7,49	6,57	5,62
Tb	1,15	1,08	0,86	1,06	0,96	0,90
Dy	6,61	6,02	4,96	6,08	5,63	5,43
Ho	1,36	1,07	0,96	1,21	1,11	1,04
Er	4,18	3,05	2,84	3,36	3,03	3,18
Tm	0,649	0,431	0,417	0,455	0,445	0,463
Yb	4,34	2,82	2,74	2,95	2,94	2,98
Lu	0,713	0,429	0,404	0,482	0,438	0,470
Hf	4,4	8,5	4,2	6,0	4,8	4,3
Ta	0,85	1,22	0,45	0,59	0,65	0,42
W	< 0,5	1,0	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
Tl	0,24	1,21	0,10	0,15	0,26	0,08
Pb	9	37	7	9	11	9
Bi	0,2	0,3	< 0,1	< 0,1	0,1	< 0,1
Th	20,00	46,50	2,04	3,92	5,15	3,96
U	6,15	16,80	0,51	0,95	1,61	0,62
ΣREE	172,2	455,5	128,1	172,9	168,1	131,6
La <sub>N</sub> /Yb <sub>N</sub>	4,43	28,69	5,04	6,83	7,09	5,32
Eu/Eu*	0,68	0,63	0,92	0,83	0,91	0,90

**Tabulka 5.** Obsah stopových prvků vyjádřený v ppm.

číslo vzorku	11	12	13	14	15	16
klasifikace	tonalit	monzogranit	gabro	kvarcdiorit	kvarcdiorit	kvarcdiorit
Rb (ppm)	72	188	26	37	59	33
Sr (ppm)	420	833	790	702	660	573
$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	0,4961	–	–	0,1525	0,2587	0,1667
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	0,706852(10)	–	–	0,705895(08)	0,706355(08)	0,706164(08)
$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{360}$	0,70431	–	–	0,70511	0,70503	0,70531
Sm (ppm)	7,69	11,6	6,19	7,85	6,97	5,69
Nd (ppm)	33,7	70	26,7	35,3	32,9	25,1
$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	0,138	0,1002	0,1402	0,1344	0,1281	0,137
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	0,512742(08)	0,512361(09)	0,512561(13)	0,512548(08)	0,512551(08)	0,512511(14)
$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}_{360}$	0,512417	0,512125	0,512231	0,512231	0,512249	0,512188
$\epsilon_{\text{Nd}}^{360}$	4,7	–1,0	1,1	1,1	1,5	0,3
$T_{\text{Nd}}^{\text{DM}} \times 2\text{stg (Ga)}$	0,696	1,144	0,981	0,981	0,953	1,047

**Tabulka 6.** Izotopová data Sr–Nd, změřená a přepočítaná na 360 Ma. Dvojstupňová Nd modelová stáří jsou podle Liew a Hofmanna (1988).