

**Univerzita Karlova**  
**Přírodovědecká fakulta**  
**Ústav geologie a paleontologie**

Studijní program: Geologie

Studijní obor: Geologie



**Petr Vitouš**

**Záznam mechanických procesů během vmístění mělkých postkalderových intruzí:  
příklad z cínoveckého granitu, Český masív**

Record of mechanical processes during emplacement of shallow-level post-caldera  
intrusions: an example from Cínovec granite, Bohemian Massif

Bakalářská práce

Vedoucí práce: Mgr. Filip Tomek, Ph.D.

Praha 2018



## **Prohlášení**

Prohlašuji, že jsem tuto práci sepsal samostatně, a že jsem veškerou použitou literaturu a informační zdroje řádně citoval. Dále prohlašuji, že tato práce nebyla použita jako závěrečná práce pro získání jiného nebo obdobného druhu vysokoškolské kvalifikace.

V Praze dne 14. 8. 2018

.....

## **Poděkování**

Tímto bych rád poděkoval svému školiteli Mgr. Filipu Tomkovi, Ph.D., za vedení práce. Dále bych chtěl poděkovat Přírodovědecké fakultě Univerzity Karlovy za poskytnutí přístupu a možnosti využití techniky v Laboratoři magnetismu hornin na Ústavu geologie a paleontologie. Děkuji též RNDr. Karlu Breiterovi, DSc., za poskytnutí výbrusů na mikroskopování. Poslední poděkování patří pracovníkům štolý Tiefer Bünaue v německé části cínoveckého granitu za volný přístup do dolu a možnost odebrání vzorků.

## **Abstrakt**

Kolapsové kaldery jsou vulkanické deprese vzniklé vyprázdněním podložního magmatického krbu během vulkanické erupce a následným propadem nadložních hornin. Po této události často dochází k resurgenci a magmatický krb se znovu naplňuje magmatem, což může vést ke tvorbě žilných komplexů a lakolitů. Vnitřní stavba těchto resurgentních magmatických těles je ovlivněna řadou procesů, jako je vmístění a tok magmatu a deformace způsobená lokálními či regionálními napěťovými režimy. Magma je ale při tuhnutí stále náchylné na deformaci a krystaly v něm obsažené se mohou podle těchto deformací stáčet a vnitřní stavbu přetisknout. Tvorba magmatických struktur se tudíž odehrává až během finálního vmístění, a tedy zaznamenává poslední inkrement deformace magmatu. Jako metodu pro zjištění existence vnitřních staveb i v makroskopicky izotropních horninách, ze kterých by se dále daly charakterizovat mechanismy jejich tvorby, jsem zvolil metodu anizotropie magnetické susceptibility (AMS). Pro tuto práci byla zvolena lokalita cínoveckého granitu v altenbersko-teplické kaldeře v Krušných horách na hranicích Česka s Německem. Kromě studovaného cínoveckého granitu je tato kaldera protkána i dalšími granitovými post-kalderovými tělesy. Výsledkem mého studia je, že interpretace mechanických procesů během intruze cínoveckého granitu na základě metody AMS není vhodná. Hornina totiž prošla několika stupni přeměn, jako jsou greisenizace a hydrotermální alterace. Tyto post-magmatické přeměny vyvolaly rekrytalizaci původních magnetických minerálů, a tudíž pravděpodobně nezaznamenávají původní procesy vmístění cínoveckého granitu. Kromě toho, rozsah greisenizace granitu zasahuje i mimo mapované greisenizované domény, je cínovecký granit postižen rozsáhlou frakturací, což znemožnilo odběr dalších vzorků pro analýzu AMS.

*Klíčová slova:* altenbersko-teplická kaldera; anizotropie magnetické susceptibility (AMS); Český masív; trap-door kolaps; vmístění magmatu

## **English abstract**

Collapse calderas are volcanic depressions created by emptying of underlying magma chamber during volcanic eruption and following fall of upper layers. After this the event is often succeeded by resurgence and magma chamber is filled with new magma, which may lead to creation of dike complexes and laccoliths. Inner structure of these resurgent magmatic bodies is defined by many processes like injection of magma, flow and deformation by local and regional stress fields. During crystallization, magma is still vulnerable to deformation, crystals may react to these deformations and orient themselves to it, and the inner structure may become overprinted. So, the creation of magmatic structures happens during final stages of emplacement and records only the last increment of deformation of magma. For studying the existence of inner structures even from macroscopically isotropic rocks, which may show the characteristics of mechanisms of creation of these rocks, I chose the anisotropy of magnetic susceptibility technique (AMS). This work is focused on the Cínovec granite in the Altenberg-Teplice caldera, Krušné hory mountains on the border between Czechia and Germany. Apart from the studied Cínovec granite this caldera is penetrated by series of other granitic bodies. The result of my study is for interpretation of mechanisms of Cínovec granite intrusion, the AMS method is not suitable. It is so because the rock underwent series of post-magmatic processes like greisenization and hydrothermal alteration. These post-magmatic processes caused recrystallization of the original magmatic minerals so that the rock probably does not bear the record of intrusion mechanisms. Apart of the realization, that the greisenization of Cínovec granite interferes even with rocks outside of localities mapped as greisen, the rock is heavily fractured, which makes it impossible to take a good sample of rock for the AMS analysis.

*Key words:* Altenberg-Teplice caldera; anisotropy of magnetic susceptibility (AMS); Bohemian Massif; trap-door collapse; magma emplacement

## Obsah

Prohlášení a Poděkování	3
Abstrakt	4
English abstract	5
1. Úvod	7
2. Vulkano-plutonické komplexy kolapsových kalder	8
2.1. Vznik a struktura kalder	8
2.2. Klasifikace kalder	10
2.3. Post-kalderový magmatismus	12
2.4. Žíly	13
2.5. Mělké intruze a resurgence kalder	14
2.6. Mechanický záznam magmatických procesů	16
3. Altenbersko-teplická kaldera	17
3.1. Geologie altenbersko-teplické kaldery	17
3.2. Post-kalderové intruze	19
3.3. Cínovecký granit	19
4. Magmatická stavba cínoveckého granitu	22
4.1. Anizotropie magnetické susceptibility – teorie	22
4.2. Metodika	24
4.3. Lokalita, odběr vzorků a popis hornin	24
4.4. Zdroj signálu anizotropie magnetické susceptibility	25
4.5. Parametry AMS a magnetická stavba	26
5. Diskuze a závěry	31
Literatura	32
Příloha	36

## **1. Úvod**

Cílem této bakalářské práce je výzkum možnosti použití metody anizotropie magnetické susceptibility (AMS) za účelem studia mechanismu vmístění mělkých post-kalderových intruzí magmatu. Metoda byla použita na cínovecký granit v krušnohorské oblasti saxoturingika v severozápadní části Českého masívu, na hranici s Německem, který představuje pozdně magmatickou intruzi altenbersko-teplické kaldery. V druhé kapitole je shrnut ucelený přehled kolapsových kalder, jejich vývoje a následného vmístění resurgentních post-kalderových těles. Třetí kapitola se zabývá geologií altenbersko-teplické kaldery a charakteristikou cínoveckého granitu v centrální části této kaldery. V poslední části práce přibližuje použité metody, představuje získané výsledky a základní interpretace.

## 2. Vulkano-plutonické komplexy kolapsových kalder

### 2.1. Vznik a struktura kalder

Kaldery jsou kruhové až eliptické vulkanické deprese vzniklé kolapsem nadložního dna (původního povrchu) do částečně vyprázdněného magmatického krbu, převážně v důsledku explozivních erupcí ignimbritů (např. Ora kaldera, Itálie; Willcock a Cas, 2014), nebo laterálním odtokem magmatu ve formě žil (např. Geshi et al., 2002, Gudmundsson et al., 2016). Kaldery jsou spojovány s nejsilnějšími sopečnými erupcemi na Zemi, které mohly vyvolat globální ochlazení s událostmi hromadných vymírání (např. Timmreck et al., 2010). Aktivita kalder je dále spjatá s hydrotermální činností a s výskytem rudních a jiných ložisek (např. Stix et al., 2003).

Největší kaldery jsou často spojovány s termínem „super erupce“, které představují největší a nejničivější zaznamenané erupce (např. Miller a Wark, 2008). Konkrétněji se jedná o erupce nejvyššího stupně 8 indexu vulkanické explozivity (VEI; „volcanic explosivity index“; Newhall a Self, 1982), což odpovídá více než 1000 km<sup>3</sup> vyvrženého materiálu, nebo více než 10<sup>15</sup> kg ekvivalentu pevné horniny (DRE; „dense rock equivalent“; Pyle, 2015). Existuje záznam o minimálně 47 takovýchto erupcích, z nichž 42 se odehrálo v posledních 36 Ma. V tabulce 1 je uvedena jako příklad kolapsová kaldera Toba v Indonésii, se kterou je spojována druhá největší známá erupce. Ta se udála před ~74 000 lety a vyvrhla 10<sup>4</sup> krát víc materiálu (Mason et al., 2004) než hora Svaté Heleny (Chesner, 2012). Pravděpodobně největší známá erupce se přičítá kaldeře La Garita, která před ~ 29 Ma vyvrhla >10<sup>16</sup> kg tufu (např. Steven a Lipman, 1976; Mason et. al, 2004).

Název	Geografie	Rozměry (km × km)	Subsidence (m)	Složení magmatu	Stáří (Ma)	Tektonické prostředí
Toba	Sumatra, Indonésie	100×30	neznámá	Ryolit	0,074	Subdukce chilského typu
La Pacana	Bolívie, Chile	60×35	3000	Ryolit-Dacit	4	Subdukce chilského typu
Emory	USA, Nové Mexiko	55×25	1000	Ryolit	33	Extenze
Long Valley	USA, Kalifornie	32×17	neznámá	Ryolit	0,7–0,76	Extenze
Platoro	USA, Kolorádo	20×20	>10 km	Andezit	29–30	Extenze
Rotorua	Nový Zéland	20×16	neznámá	Ryolit	0,140–0,225	Kontinentální oblouk



Acoculco	Mexiko	18×18	neznámá	Ryolit	0,24–1,7	Subdukce chilského typu
Kuwaie	Melanesie, Nové Hebridy	12×6	0,8–1,1	Dacit	1452 A.D.	Kolize ostrovního oblouku
Mauna Loa	USA, Hawai	4,5×2,7	176	Bazalt	>0,59	Horká skvrna

**Tab. 1.** Výčet několika typických příkladů kalder, včetně jejich geologických charakteristik – geografická pozice, rozměry, míra subsidence, složení magmatu, stáří a tektonické prostředí (zdroj informací: Collapse caldera database, dostupné z <http://www.gvbc-sic.es/CCDB/>; Lipman, 1976; Geyer a Martí, 2008).

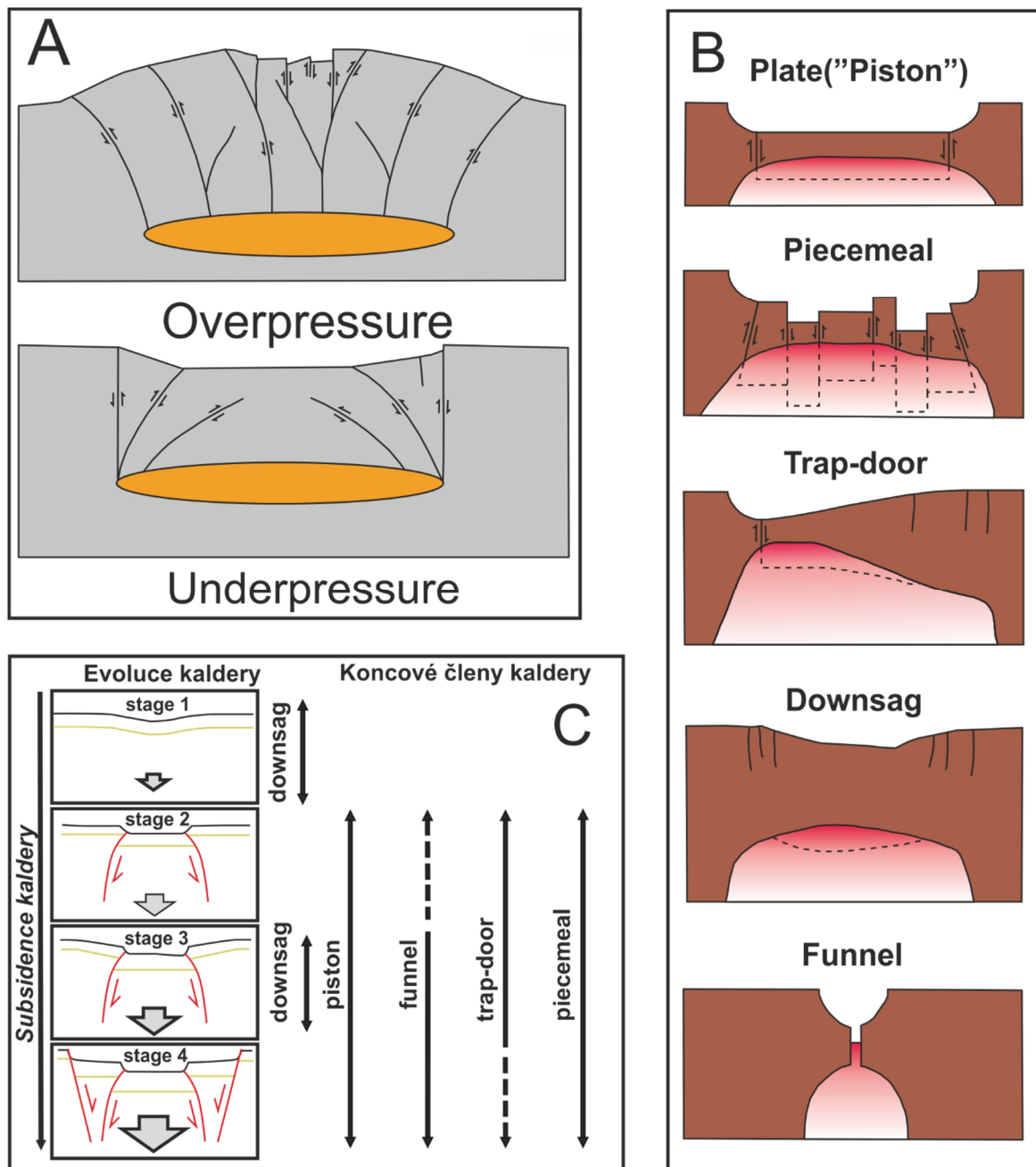
Samotný proces kolapsu a výsledný tvar kaldery se mohou lišit v závislosti na mnoha faktorech (např. Williams, 1941; Cole et al., 2005). Míra elipticity závisí na tvaru magmatického krhu, který se dále odvíjí od regionálně tektonického napětí, a pre-existujících korových struktur jako jsou zlomy a střížné zóny (např. Acocella a Rosseti, 2002; Acocella et al., 2003, Acocella et al., 2004, Kennedy et al., 2004). Kaldery se vyznačují různou mírou subsidence vnitřku kaldery (dna kaldery), která se může pohybovat v řádech stovek metrů až prvních kilometrů a může mít různé geometrie (Tab. 1; např. Lipman et al., 1996; Acocella, 2007; Geyer a Martí, 2008). Pakliže je magmatický krb periodicky zásoben novým magmatem, může ke kalderovému kolapsu docházet opakovaně a vznikají kalderové komplexy (např. kalderový komplex Platoro v Kolorádu; Lipman et al, 1996; Chesner, 2012).

Podle složení magmatu existují kaldery štítových sopek, kaldery stratovulkánů a kaldery *sensu stricto*. Kaldery štítových sopek, umístěné na jejich vrcholku, jsou dominantně bazaltické (např. Hawai, Galapágy; Simkin a Howard, 1970; Walker, 1988), zatímco třeba dominantně andezitové složení magmatu odpovídá kalderám stratovulkánů. U těch se díky dlouhotrvajícímu vulkanismu předcházejícímu událostem spojeným s kalderovým kolapsem vytvoří stratovulkán, který se po vytracení podpory magmatickým krbem rovněž zhroutí (např. Crater Lake, Krakatoa; Williams, 1942; Simkin a Fiske, 1983). Kaldery *sensu stricto* jsou dominantně dacitového a ryolitového složení a jsou schopny produkovat největší známé pyroklastické uloženiny. Tento typ se často vyskytuje v oblastech se zvýšeným geotermálním gradientem (horké skvrny, magmatické oblouky). Dlouhodobý vulkanismus nemusí nutně tvořit typické vysoké kužele stratovulkánů, ale naopak se jedná spíše o deprese v terénu, připomínající velké krátery (např. Valles kaldera v Novém Mexiku, Flegrejská pole v Itálii; Smith et al., 1961; Orsi et al., 1996).

## 2.2. Klasifikace kalder

Existuje několik různých členění kalder na další jednotlivé kategorie. (1) Williams a McBirney (1979) definovali kaldery na základě stylu erupce a složení magmatu podle typových lokalit: typ Krakatau (Indonésie), typ Hawaii, typ Masaya (Nikaragua), typ Valles (Nové Mexiko, USA), typ Katmai (Aljaška, USA), typ Galapágy (Tichý oceán) a typ Atitlán (Guatemala). (2) Martí et al. (2009) rozděluje kaldery na dva genetické typy: „overpressure“ a „underpressure“ (kaldery s dominancí přetlaku a podtlaku magmatu). Kaldery s dominancí přetlaku vznikají během inflace magmatického krbu v důsledku přítoku nového magmatu, který způsobí vyklenutí a frakturaci nadloží na povrchu (Obr. 1 A, horní). Tento typ je charakterizován především ryolitovým a dacitovým vulkanismem a jen ojediněle produkuje erupce větších objemů ( $>100 \text{ km}^3$ ). Kaldery s dominancí podtlaku naopak odpovídají událostem, kdy dojde k částečnému vyprázdnění magmatického krbu, a tedy snížení napětí, skrze předchozí erupce. Poté nastává kolaps nadložních hornin do prostoru magmatického krbu (Obr. 1 A, spodní). Tyto dva genetické typy se dají rozlišit i podle charakteru uloženin, kdy se kaldery s dominancí přetlaku vyznačují pouze synkolapsovými uloženinami, zatímco podtlakové kaldery produkují i pre-kolapsové uloženiny vzniklé v počátečních stádiích vývoje kaldery. (3) Lipman (1997) navrhl pět typů koncových členů podle geometrie subsidence kalderového dna (plate, trap-door, piecemeal, downsag a funnel; Obr. 1 B). „Plate“, nebo také „piston“, je označení pro kaldery, kdy symetricky poklesává celý blok nadložních hornin najednou. U typu „trap-door“ dochází k asymetrickému poklesu na jedné straně kaldery. Typ „piecemeal“ se vyznačuje frakturací kalderového dna na několik menších bloků, které následně poklesávají samostatně. „Downsag“ kaldery jsou výrazné daleko menší subsidencí, při které se netvoří okrajové zlomy nebo se tyto zlomy plně nepropagují od povrchu do magmatického krbu. Typ „funnel“ je popisován jako kolaps do plošně omezené přírodní žíly s chaotickou subsidencí.

Často ale dochází k tomu, že současné geometrie kolapsových kalder mohou vznikat postupným spojením dvou a více těchto typů. Jednotlivé koncové členy tudíž reprezentují spíše vývojová stádia kaldery zamrzlá v čase a prostoru (Obr. 1 C; Acocella, 2006, 2007). Hypoteticky, v prvním stádiu dojde k iniciálnímu poklesu a založení kruhových, vně



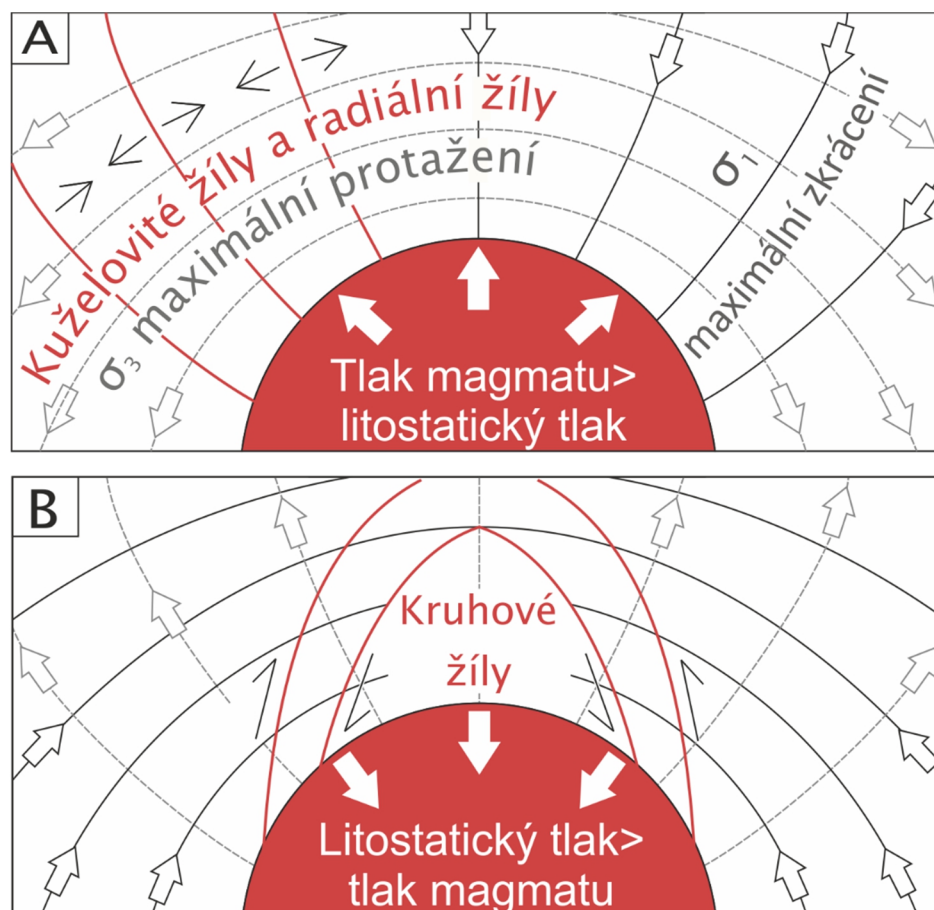
**Obr. 1.** **A** – obrázek ukazuje napětí a kinematiku zlomů kalder s dominancí přetlaku (horní část) a podtlaku magmatu (spodní část). Podle Martí et al. (2009). **B** – zobrazení koncových členů podle Lipmana (1997). **C** – vývojová stádia kolapsové kaldery a k nim přidružené koncové členy. Podle Acocelly (2006, 2007).

ukloněných zlomů distribuovaných od magmatického krbu (downsag). Ve druhém stádiu fraktury plně propagují mezi magmatickým krbem a povrchem a podél nich vznikají násunové zlomy akomodující „plate“ subsidenci, či asymetrický „trap-door“. Ve třetím stádiu, stejně jako prvním, vzniká deprese o větším poloměru než předtím a v okolí magmatického krbu se iniciují kruhové fraktury ukloněné dovnitř. Toto stádium odpovídá kombinaci koncových členů „downsag“ a „piston“, pokud je navíc pokles asymetrický, tak

i typu „trap-door“. Ve čtvrtém stádiu se opět plně propagují fraktury a vzniká kruhový poklesový zlom. Lipman (1997) a Martí et al. (2009) se spíše nepokoušeli o to vytvořit novou klasifikaci založenou na morfologii a struktuře kalder. Nicméně obě klasifikace (Lipman, 1997; Martí et al., 2009) a vývojová stádia (Acocella, 2006) se v moderní vulkanologii používají pro základní rozlišování mezi kalderami a odvozením jejich formace, na základě regionálně strukturních podmínek, geometrie magmatického krbu a reologie magmatu.

### 2.3. Post-kalderový magmatismus

Magmatismus kalderových vulkánů je často doprovázen pozdní magmatickou činností. Magmatický krb v podloží sopky je nadále schopen zásobovat nadloží novým magmatem (Obr. 2 A), které intruduje v podobě různých sub-vulkanických těles, jako jsou vertikálně, či subhorizontálně ukloněné komplexy kruhových, kuželovitých a radiálních žil, lopolitů,



**Obr. 2.** Distribuce hlavních os napětí v okolí **A** rostoucího a **B** vyprazdňujícího se magmatického krbu s vyznačenými orientacemi propagace kuželovitých, radiálních a kruhových žil. Převzato a upraveno podle Andersona (1937).

lakolitů a další resurgentních těles (např. Kennedy et al., 2012; Cashman a Giordano, 2014; Tibaldi, 2015; Kennedy et al., 2018). Propagace magmatu a výsledný tvar intruzivních těles velmi záleží na regionálním a lokálním napět'ovém režimu. Napět'ový režim v okolí magmatických krbů popsal např. Anderson (1937). Rostoucí magmatický krb způsobuje maximální zkrácení ve směru kolmém na svůj okraj ( $\sigma_1$ , plné čáry;) a maximální protažení ve směru paralelním s okrajem krbu ( $\sigma_3$ , přerušované čáry; Obr. 2 A). V tomto případě se tvoří kuželovité a radiální žíly, a to ve směru maximálního zkrácení (kolmo na maximální protažení). Během poklesu tlaku v magmatu v krbu (Obr. 2 B) se osy  $\sigma_1$  a  $\sigma_3$  navzájem prohodí a kruhové žíly se šíří podél zón násunových zlomů šikmých na  $\sigma_1$  a  $\sigma_3$ . Toto jsou však jen zjednodušené modely, které nezahrnují další fyzické vlastnosti nadložních vrstev jako je vrstevnatost, pre-existující puklinové systémy (kterými by se magma mohlo šířit) a regionální napět'ové režimy (např. Acocella, 2007). Tímto problémem se blíže zabírá následující kapitola.

#### 2.4. Žíly

Žíla je deskovité magmatické těleso, které má vysoký poměr délky ku šířce (např. Cruden et al., 2017). Základně se dělí na pravé žíly („dike“) a ložní žíly („sill“). Pravé žíly jsou diskordantní k mechanické anizotropii okolních hornin a ložní žíly jsou naopak vůči okolnímu prostředí konkordantní. Nicméně v moderní vulkanologii se pojem „dike“ používá pro jakoukoliv strmě až vertikálně uloženou žílu, zatímco termín „sill“ souhrnně označuje sub-horizontálně uložené žíly, často nehledě na vztahy ke strukturám v okolí (např. Gudmundsson, 2011). Mechanismus propagace a samotného vzniku žil je v současné době velmi diskutované téma. Existují dvě hlavní hypotézy: (1) distribuci puklin řídí hlavně hydrostatický tlak magmatu; (2) distribuce je řízena tektonickým režimem (extenze, komprese, jednoduchý střih a kombinace). Jinými slovy, buďto si magma samo vytváří prostor k propagaci, nebo se nejprve vytváří pukliny, do nichž magma intruduje (např. Correa-Gomes et al., 2001; Tibaldi, 2015).

Vznik, vývoj a případně deformace žil je vždy určitým způsobem ukončen. Základní možnosti jsou: (1) dosažení povrchu (vulkanická činnost); (2) zastavení přísunu nového magmatu; (3) anebo náhlé ukončení propagace žíly horninovým prostředím (vznik žilných komplexů a lakolitů). Náhlé ukončení propagace žíly v horninovém prostředí se může uskutečnit ze třech důvodů: (a) v cestě žíly se vyskytne diskontinuita s jinou orientací, než má propagovaná žíla; (b) v cestě se objeví bariéra s lokálními napětími nevyhovujícími

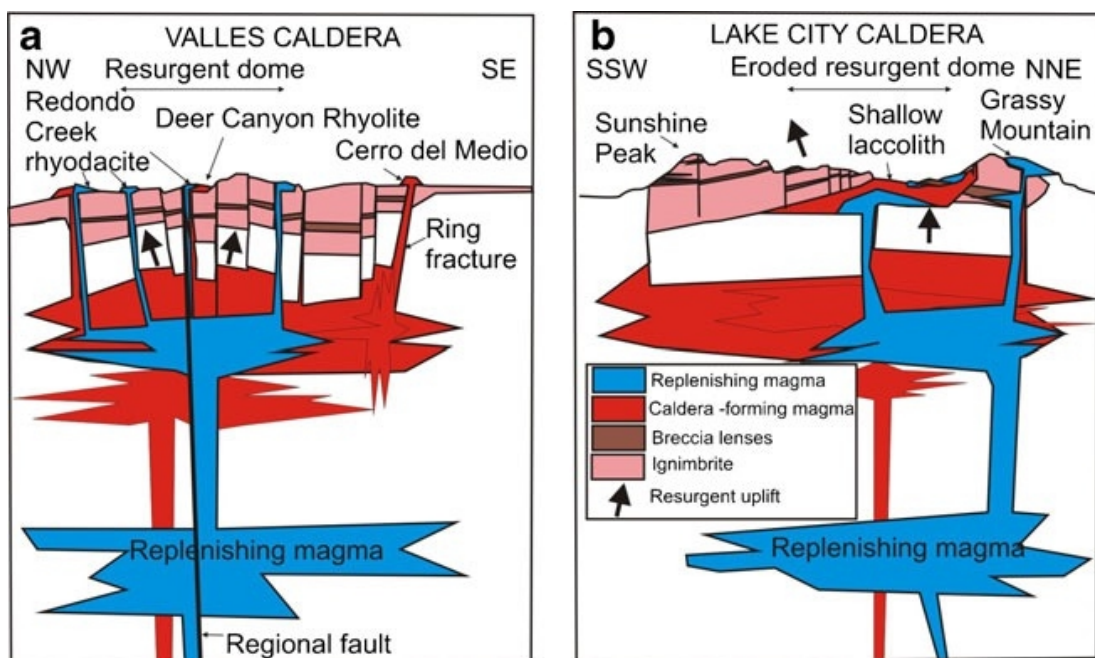
propagaci žíly; (c) magma dosáhne vrstvy s jinými mechanickými vlastnostmi (Barnett a Gudmundsson, 2014; Tibaldi, 2015). Analogové experimenty, numerické simulace i přírodní příklady poslední možnosti rovněž ukazují, že v některých případech může propagaci snáze zastavit elastičtější vrstva spíše než tvrdší vrstva (např. Yew, 1997). Pakliže je pravá žíla stále zásobována magmatem, může se na mechanickém nebo reologickém rozhraní vytvořit ložní žíla (Kavanagh et al., 2006). Pokud se přísun magmatu nezastaví ani později a magmatické těleso se dále nepropaguje, vznikají větší tabulární tělesa, jako horizontálně uložené žilné komplexy a lakolity (např. Menand, 2008; Kennedy et al., 2012).

### *2.5. Mělké intruze a resurgence kalder*

Magma je tedy jednou nebo vícero přívodními dráhami vertikálně dopraveno do svrchní krustální úrovně již vytvořené kaldery, kde se dále může pohybovat laterálně v rámci vznikajícího magmatického tělesa (např. Cruden, 1998). Tato tělesa mohou někdy vznikat analogicky ke kolapsovým kalderám, kdy dno plutonu poklesne z důvodu odebrání taveniny v hlubším magmatickém reservoáru, a ta se posléze přemístí do novotvořeného plutonu – tzv. kauldronová subsidence (Cruden a McCaffrey, 2001). Tento pokles dna se odehrává obdobně jako pokles kalderového dna, se čtyřmi hlavními styly podle Lipman, 1997 (plate, trap-door, downsag, piecemeal), které pak dále ovlivňují tvorbu plutonu a přívod magmatu (Tomek et al, 2014). Dalším mechanismem je křehce–duktilní deformace spojená s mělkým umístěním post kalderových intruzích a převládá převážně buďto v nadložní vrstvě, kdy vzniká žilný komplex nebo lakolit, nebo v podložní vrstvě a vzniká lopolit (Cruden, 1998). Podle Menanda (2008) je vznik ložních žil možný pouze mezi vrstvami s rozdílnou pevností, a to konkrétně když je nadložní vrstva rigidnější než podložní. Kontrastem pevnosti vysvětluje i vznik lakolitů, které ale nerozlišuje od lopolitů. Jedná se v podstatě o postupnou intruzi několika horizontálních žil („sill“), které se vždy umísťují pod, nad, nebo do starších silů, čímž lakolit roste vertikálně (Kavanagh et al., 2006; Menand, 2008). Takto může docházet i k resurgenci a výzdvihu dna kolapsových kalder, kdy je částečně nebo zcela utuhnutý magmatický krb zásoben novým magmatem. Resurgentní magmata se mohou hromadit na kontaktu starého magmatického krbu a hornin kolapsové kaldery, na kontaktu hornin kolapsové kaldery a ignimbitů, nebo pod či v původním magmatickém krbu (např. Kennedy et al., 2012).

Malé výzdvihy kalderového dna v řádech centimetrů až metrů jsou spojeny s malými intruzemi nebo s hydrotermální činností (např. Orsi et al., 1999; Kennedy et al., 2012).

Naopak velké intruze lakolitů jsou spjaté s výzdvihem v řádu stovek až tisíců metrů (Marsh, 1984; de Silva et al., 2015). Nové magma může taktéž způsobit reaktivaci pohybů na již existujících zlomech, obnovení frakturace kalderového dna a vznik nových kruhových nebo kuželovitých a radiálních žil (viz kapitola 2.4.). Jako vždy jsou toto zjednodušené varianty a přírodní jevy jsou většinou komplexnější (Obr. 3). Acocella et al. (2001) ukazují, že styl výzdvihu závisí na poměru mocnosti ku průměru intruze. Při spíše nižším poměru mocnost/průměr ( $\sim 0,4$ ) je běžné vytváření zaoblených dómů, zatímco při vyšším poměru ( $\sim 1$ ) se formují resurgentní bloky s plochým stropem. Načasování resurgence kolapsové kaldery se různí. Může k němu dojít v těsné návaznosti na kolaps kaldery (např. dóm Sour Creek v Yellowstone; Fridrich a Mahood, 1984; Christiansen, 2001), nebo dlouho poté (např. dómy Pantelleria a Mallard v Yellowstone; Christiansen, 2001). U některých kalder působí resurgence epizodicky (např. Pico de Teide, Kanárské ostrovy; Schirnack et al., 1999). Protože ve dně kolapsových kalder je velké množství zlomů, často slouží jako přírodní dráhy magmatu z těchto nových intruzí, které se mohou dostat i na povrch a obnovit vulkanickou činnost (např. Crater Lake v Oregonu; Suzuki-Kamata et al., 1993). Stejně tak kolapsem porušená hornina umožňuje snazší pohyb meteorické vody, která ohřátím způsobuje již řečený vznik rudních ložisek (Lexa et al., 1999; Kennedy et al., 2012).



**Obr. 3.** Resurgence kolapsových kalder na příkladu kalder Valles a Lake City. Červeně je vybarveno původní magma, modře nové post-kalderové magma. Šipky označují resurgentní výzdvihy. Převzato z Kennedy et al. (2012).

## 2.6. *Mechanický záznam magmatických procesů*

Stavba a vnitřní struktura plutonů včetně post-kalderových intruzí je po vychladnutí uchována v podobě „mechanického archivu“. Jedním nástrojem pro studium mechanických procesů jsou magmatické struktury, které vznikají během toku, konvekčního proudění a deformace magmatu v magmatickém až pevném stavu (např. Paterson et al., 1998). Magmatické stavby odrážejí celé spektrum mechanických procesů od procesů toku a vmístění, po tektonickou deformaci (např. Emeleus et al., 1985; Pinotti et al., 2016). Tektonická deformace často přetiskuje primární magmatické struktury, avšak je především spojena s hlubšími plutony a batolity (např. de Saint Blanquat et al., 2011; Paterson et al., 2018). Tyto tektonické procesy tudíž nebudou v této práci dále diskutovány.

Základní magmatické struktury zahrnují magmatickou lineaci a foliaci. Magmatická lineace a foliace je definována lineární a planární orientací minerálů, mikrogranulárních enkláv nebo xenolitů. Mezi další magmatické struktury patří např. magmatická vrstevnatost spojená s pulsy nových magmat a s gravitační a kompakční diferenciací, mafické šlíry, magmatické trubky, chocholy a diapiry vznikající během toku a konvekčního proudění (např. Emeleus et al., 1985; Pinotti et al., 2016; Paterson et al., 2018).

Tyto záznamy jsou užitečné nástroje k odhadu konkrétní historie mechanismu procesů a vmístění, a vytváří se většinou v magmatickém stavu magmatu, tedy když je ještě podstatnou částí celku tavenina (~55–20 obj. %), ale magma již nadále není mobilní (např. Paterson et al., 2018). Paterson et al. (1998) dále zdůrazňují, že tvorba magmatických struktur se odehrává až během finálního vmístění, a tedy zaznamenává poslední inkrement deformace magmatu. Magmatické stavby tudíž nedokáží dešifrovat celkovou mechanickou historii intruze, ale umožňují interpretovat poznatky o konečném procesu vmístění magmatu.

V případě makroskopicky izotropních hornin bez nápadné přednostní orientace (izotropní stavba) existuje celá řada kvantitativních metod umožňující studium magmatických staveb včetně například metody zpětně odražených elektronů (EBSD) nebo anizotropie magnetické susceptibility (AMS).

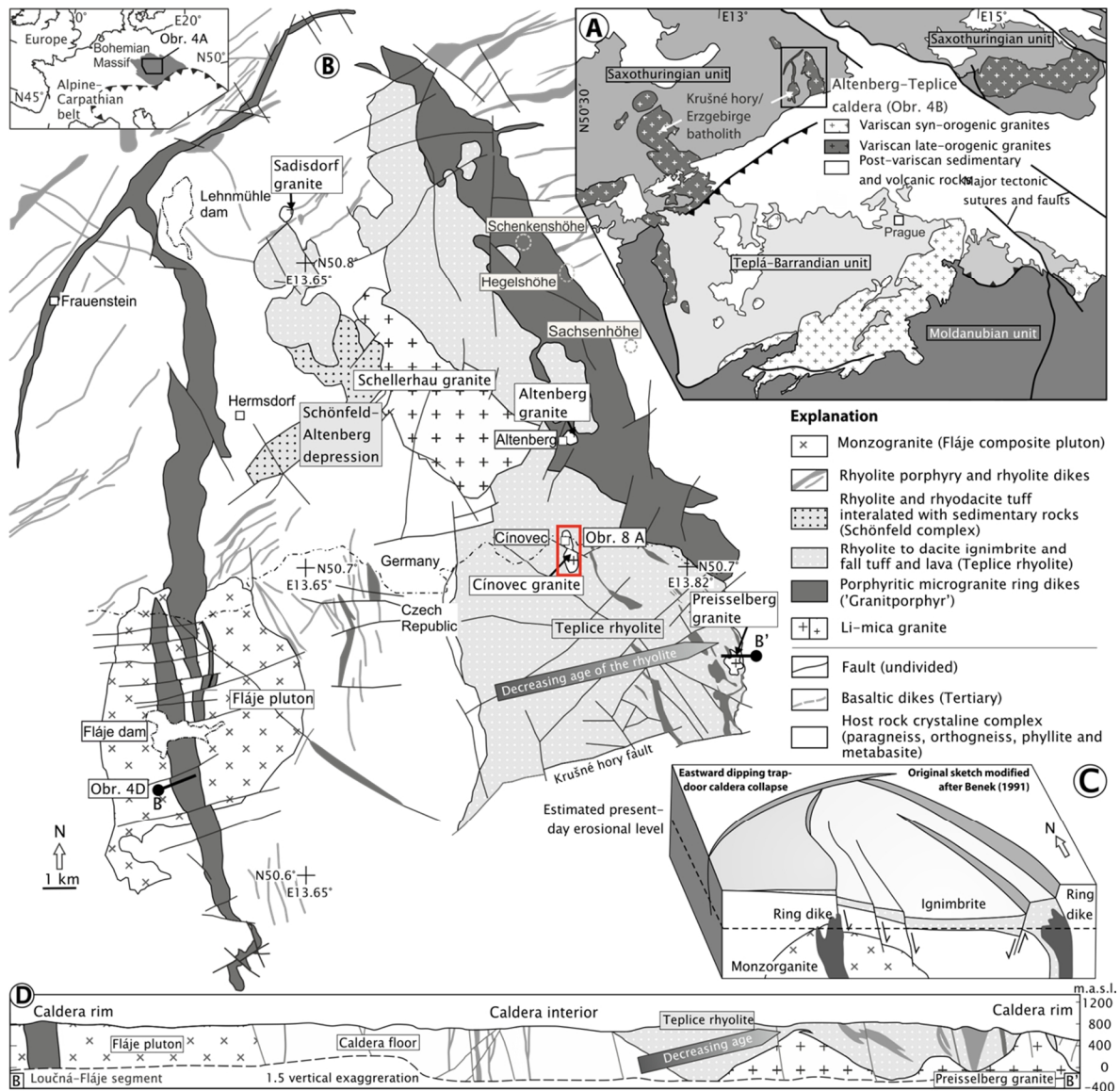


### 3. Altenbersko-teplická kaldera

#### 3.1. Geologie altenbersko-teplické kaldery

Altenbersko-teplická kaldera je součástí mladšího intruzivního komplexu krušnohorského batolitu, v severozápadní části Českého masívu (Obr. 4 A; např. Štemprok et al. 2003). V současném erozním řezu je altenbersko-teplická kaldera protažená ve směru ~SSZ–JJV a má rozměry ~36 × 18 km, jižní část je však zakryta terciárními sedimenty a vulkanity oháreckého riftu (Obr. 4 B; např. Breiter et al., 2001; Mlčoch a Skácelová, 2010). Geometrií kolapsu je kaldera řazena do skupiny „trap-door“ s maximální subsidencí v jihovýchodní části, kde je také uchována největší mocnost intrakalderových vulkanických uloženin (Obr. 4 C; Benek, 1991; Jiránek et al., 1987). Okolní horniny kaldery zahrnují pararulové a ortorulové komplexy s relikty fylitů a metabazaltů (např. Mlčoch a Skácelová, 2010).

V následující sekci jsou prezentovány jednotlivé geologické jednotky altenbersko-teplické kaldery seřazené podle relativního stáří na základě intruzivních vztahů. (1) Nejstarší jednotkou je kompozitní flájský pluton, složený z jemně až hrubozrně biotitických a dvojslídnych monzogranitů (Obr. 4 B; Förster et al., 1999; Štemprok et al., 2003). (2) Vznik samotné kaldery pravděpodobně započal vmístěním ~SV–JZ a ~S–J až ~SSZ–JJV orientovaných ryolitových a mikrogranitových žil (Obr. 4 B; Winter et al., 2008). Uvnitř kaldery jsou odkryty dvě hlavní jednotky vulkanických a vulkano-klastických sedimentů. (3) Přibližně 700 m mocná vulkano-sedimentární sekvence schönfeld-altenberské deprese (~10 × 15 km) se nachází v severně-centrální části vulkanického komplexu (Obr. 4 B; např. Walther et al., 2016). (4) Ve východní třetině altenbersko-teplické kaldery vystupuje teplický ryolit, který tvoří hlavní část výplně kaldery (Obr. 4 B). Tato jednotka obsahuje až ~1,5 km mocnou sekvenci několika různých facií zonálních ryolitových a ryolit-dacitových tufů, ignimbritů, lávových dómů a proudů, místy lokálně proloženými sedimentárními a vulkanoklastickými vrstvami (např. Fiala, 1960; Jiránek et al., 1987; Breiter 1995; Breiter et al., 2001). Relativní stáří teplického ryolitu klesá směrem na východ (Obr. 4 D). Paleontologické datování odpovídá intervalu ~319–310,5 Ma (Jiránek et al., 1987; Opluštil et al., 2016), radiometrické datování bylo stanoveno na ~327 (SHRIMP U–Pb na zirkonech; Hoffmann et al., 2013), 318–312 Ma (Casas-García et al. 2017) a ~314–312 Ma (CA–ID–TIMS U–Pb na zirkonech; Opluštil et al., 2016).



**Obr. 4.** **A** – zjednodušený obrázek tektonických poměrů centrálního a severozápadního Českého masívu (podle Žák et al., 2014). **B** – zjednodušená mapa geologických poměrů altenbersko-teplického vulkanického komplexu. Červeně je označena lokalita odběru vzorků (Obr. 8 A; podle Tomek et al., 2018). Lokalizace zakrytých post-kalderových pňů podle Štemprok (2016). **C** – model „trap-door“ kolapsu altenbersko-teplické kaldery (podle Benek, 1991). **D** – geologický řez oblasti (Jenček, 1989; Schovánek, 2001).

(5) Jižní část kaldery je ohraničena systémem pozdně-kalderových kruhových žil (Obr. 4 B a C), jejichž složení odpovídá porfyrickému mikrogranitu, datovanému ~319 Ma (Pb–Pb evaporace na zirkonech; Romer et al., 2010) a ~312 Ma (LA–ICP–MS, U–Pb na zirkonech, Tomek et al., 2018).

Konečný vývoj altenbersko-teplické kaldery je charakterizován umístěním sub-vulkanických granitových plutonů (A-typ), které dominantně intrudovaly uvnitř kaldery (Obr. 4 B; Eisenreich a Breiter, 1993). Tyto intruze jsou doprovázeny rozsáhlou post-

magmatickou Sn–W–Li mineralizací (např. Webster et al., 2004; Breiter et al., 2012; Štemprok et al., 2014). Datování pozdně-kalderových plutonů a jejich mineralizace bylo stanoveno na 326–320 Ma (U–Pb na kasiteritu; Zhang et al., 2017), ~324–315 Ma (Re–Os na molybdenitu; Romer et al., 2007; Ackerman et al., 2017), ~315–312 Ma (Ar–Ar na Li-slídě; Seifert et al., 2011).

### 3.2. *Post-kalderové intruze*

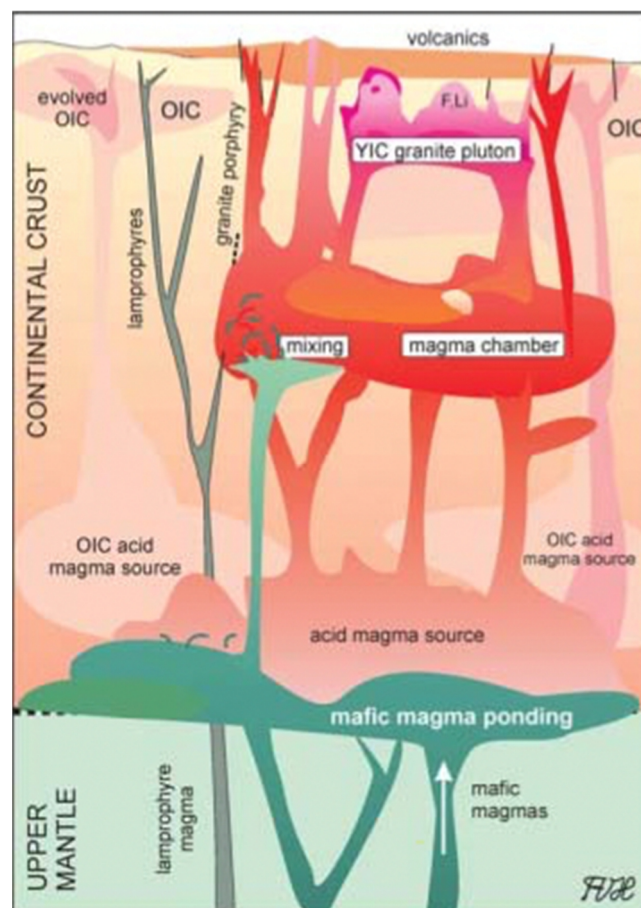
Tělesa post-kalderového vývoje podle Štemproka et al. (2003) pocházejí ze spíše odlišného zdroje magmatu než relativně starší ryolitové ignimbrity a kruhové porfyrické žíly altenbersko-teplické kaldery (Obr. 5). Tato tělesa reprezentují reziduální taveniny pozdního stádia magmatického systému, a jsou obohacena volatilními složkami a inkompatibilními prvky. Jejich už tak komplexní vývoj však byl ještě silně poznamenán hydrotermálními fluidy. Dále můžeme post-kalderové intruze rozdělit na cinvalditické a biotitické granity (např. Štemprok, 2016; Breiter et al., 2017b).

Největším odkrytým plutonem je granitový masiv Schellerhau (~5 × 2,5 km) při severu centrální části kaldery. Patří sem ale i další drobnější granitová tělesa Sadisdorf, Krupka, Preiselberk, Markersbach, Knötl a cínovecký granit (Obr. 4 B). Další podobné intruze nevystupují na povrch (Hegelshöhe, Schenckenshöhe a Sachsenhöhe; Obr. 4 B) a byly objeveny pomocí vrtných prací a dalších průzkumných metod v rámci prospekce ložisek cínu a wolframu (např. Štemprok et al., 2003; Štemprok, 2016).

### 3.3. *Cínovecký granit*

Cínovecký granit na povrch vystupuje na rozloze přibližně 1,4 × 0,3 km a jeho 3D geometrie je ve tvaru kupole (Štemprok, 1965). V šedesátých letech proběhl intenzivní výzkum ložisek nerostných surovin v oblasti Krušných hor, v jehož rámci bylo odvrtno nespočet vrtů, včetně 1596 m hlubokého vrtu CS-1 skrze cínovecký granit. Od té doby byl podroben mnoha různým výzkumům (např. Chlupáčová a Štemprok, 1965; Štemprok, 1965, 2016; Breiter et al., 2017a). Granit byl rozdělen na svrchní a spodní část, v závislosti na textuře, minerálním složení, barvě horniny a složení slídy, a to v hloubce přibližně 750 m. Ve svrchní části se dominantně vyskytují lepidolity a cinvaldity, na rozdíl od spodní části, kde je slída zastoupena lithným annitem. Co se celkového průměrného zastoupení hlavních minerálů týče, ortoklas se pohybuje mezi 20 a 40 % (hodnoty jsou udávány v objemových procentech). Plagioklas je složením převážně albit a je nezonální, zastoupen v množství až ~35 % ve

svrchní části, a 20–25 % ve spodní. Obsah křemene s rozpětím 20–50 % se v hornině díky nerovnoměrné distribuci křemenných vyrostlice a jejich shluků velmi liší. Zastoupení slíd se pohybuje v rozpětí 4–6 % s odchylkou v hloubce mezi 300–350 m, kde jsou slídy zastoupeny méně než 1 % (Štemprok, 2016). Rozdělení cínoveckého granitu pouze na svrchní a horní část je ale velmi obecné, a dá se dále dělit na 5 horninových skupin (Štemprok, 2016, Breiter et al., 2017b). Do ~90 m hloubky se ve vrtu vyskytuje jemnozrný lepidolit-albitický granit se složením albit (38–44 %), křemen (28–35 %), ortoklas (14–21 %), sericit (5–10 %) a na Fe bohatý lepidolit (1,5–2 %). Mezi akcesorické minerály patří např. Tanabohacený kolumbit (Štemprok, 2016). Pod lepidolit-albitickým granitem se nachází středně zrnitý cinvalditický granit. V něm obsažený ortoklas (29–41 %) tvoří allotriomorfní zrna veliká až 5 mm a albit (29–34 %) převážně vyplňuje prostor mezi ortoklasovými a křemennými zrny. Obsahuje řadu akcesorických minerálů, mezi nimiž jsou například zirkon, fluorit, topaz, wolframit, scheelit nebo kasiterit.



**Obr. 5.** Zdroje magmatu pro různé části altenbersko-teplického komplexu. OIC – „Older intrusive complex“; YIC – „Younger intrusive complex“. Převzato ze Štemprok et al. (2003).

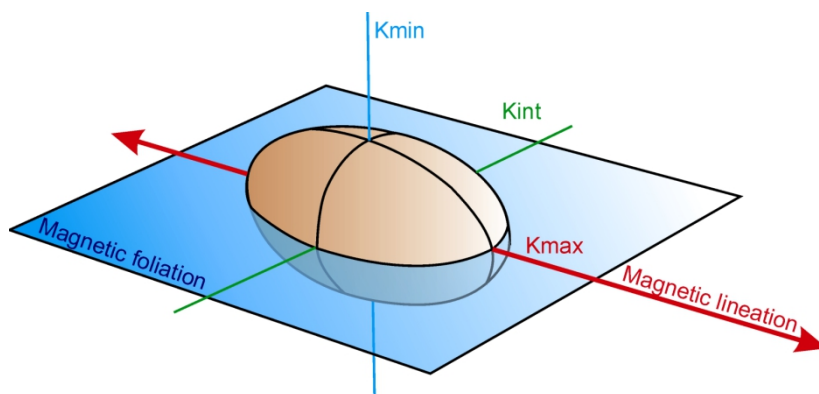
Sekundárními minerály jsou sericit, kaolinit, hematit nebo kalcit. Od hloubky 369 m ve vrtu pokračuje dolů v několika variantách cinvalditický mikrogranit. Ten je tmavě šedý, obsahující křemen (32–40 %), albit (29–37 %), ortoklas (20–27 %) a cinvaldit (4–6 %). Jako sekundární se opět vyskytují sericit, kaolinit, hematit a kalcit (Štemprok, 2016). Středně zrnitý cinvalditický granit a cinvalditický mikrogranit spolu tvoří svrchní patro. Ve spodním patře se nachází hlavně porfyrický mikrogranit (křemen 38 %, albit 23 %, ortoklas 31 %) a středně zrnitý granit (křemen 32–52 %, ortoklas 19–33 %, albit 20–27 %), oba s výrazným obsahem lithného annitu (mikrogranit – ~4 %, středně zrnitý granit – 2–6 %). Od přechodu svrchního a spodního patra se v několika úrovních střídají, od hloubky 1020 m níže však už kontinuálně pokračuje pouze středně zrnitý granit (např. Štemprok, 2016; Johan a Johan, 2012).

Petrogenetický vývoj cínoveckého granitu je podle Štemproka (2016) rozdělen do několika fází. Po počátečním vzniku mikrogranitu do něj sub-horizontálně pronikal středně zrnitý granit. Po utužení a krystalizaci byl cínovecký granit extenzivně hydrotermálně albitizován. Tento proces byl pravděpodobně doprovázen přeměnou lithného annitu na cinvaldit, sahající až do hloubky 730 m. V posledním stadiu cínovecký granit prodělal křehkou frakturací. Podél fraktur došlo k extenzivní greisenizaci, která se odehrála především v prvních 200 metrech.

## 4. Magnetická stavba cínoveckého granitu

### 4.1. Anizotropie magnetické susceptibility – teorie

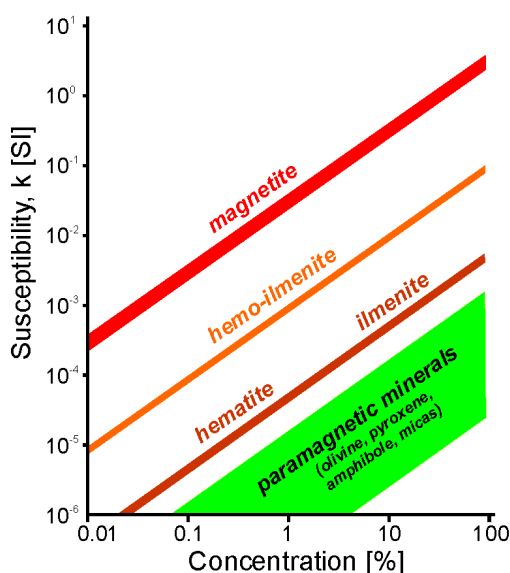
Jedna z přirozených magnetických vlastností hornin je magnetická susceptibilita, jejíž anizotropie se dá měřit metodou anizotropie magmatické susceptibility (AMS; např. Hrouda 1982; Hrouda a Kahan, 1991; Tarling a Hrouda, 1993; Borradaile, 2001; Borradaile a Jackson, 2010). Susceptibilita je schopnost minerálů se v magmatickém poli namagnetizovat. Susceptibilita ( $k$ ) je konstanta úměrnosti a v SI je bezrozměrná. Vypočítává se rovnicí  $k = M/h$ , kde  $M$  [A/m] je velikost magnetizace, a  $h$  [A/m] charakterizuje intenzitu magnetického pole (vytvořeného magnetizací  $M$ ). V trojrozměrném prostoru je anizotropie magnetické susceptibility matematicky vyjádřena jako tenzor druhého řádu, s hlavními složkami  $k_1$  (maximální hlavní susceptibilita),  $k_2$  (střední hlavní susceptibilita) a  $k_3$  (minimální hlavní susceptibilita) na diagonále. Graficky se anizotropie magnetické susceptibility vyjadřuje jako elipsoid (Obr. 6).



**Obr. 6.** Elipsoid magnetické susceptibility s vyznačenou plochou magnetické foliace a orientací magnetické lineace.

Látky se obecně, podle magnetických vlastností, rozdělují na feromagnetické, paramagnetické a diamagnetické. (1) Feromagnetické látky reagují na magnetizaci nejsilněji. Susceptibilita  $k$  se teoreticky pohybuje mezi řády  $10^{-2}$  až  $10^0$ . Magnetické domény zůstávají i po magnetizaci stále uspořádané a vzniká tzv. remanentní magnetizace (zbytková). Pro své feromagnetické látky jsou známy např. hematit, magnetit, pyrotin a další. (2) Látky paramagnetické jsou slabší než látky feromagnetické, ale se svou susceptibilitou se pohybují v řádech  $10^{-4}$  až  $10^{-2}$ . Spolu s diamagnetickými látkami neuchovávají remanentní magnetizaci. Mezi paramagnetické minerály patří např. amfibol, pyroxen, olivín nebo slídy. (3) Diamagnetické látky reagují na magnetické pole slabě a záporně. Susceptibilita je tedy

záporná ( $k < 0$ ), pohybující se řádově  $-10^{-5}$ . Typickými diamagnetickými minerály jsou např. kalcit či křemen. Na obrázku 7 vidíme vliv procentuálního zastoupení některých minerálů na celkovou susceptibilitu. Jedna z metod používaná pro identifikaci magnetického minerálního složení horniny je závislost magnetické susceptibility na teplotě (termomagnetické křivky; kapitola 4.4.).



**Obr. 7.** Závislost celkové susceptibility na koncentraci minerálů v hornině (podle Hrouda and Kahan, 1991; Tarling a Hrouda, 1993).

Důležité veličiny, které anizotropii magnetické susceptibility horniny charakterizují, jsou průměrná magnetická susceptibilita  $k_m$ , stupeň anizotropie  $P$  a  $T$  značící tvar elipsoidu (prolátnost *versus* oblátnost). Vzorce pro výpočet jsou:  $k_m = (k_1 + k_2 + k_3)/3$ ;  $P = k_1/k_3$ , a  $T = 2\ln(k_2/k_3)/\ln(k_1/k_3) - 1$ . Veličina  $k_m$  poukazuje na obsah magnetických minerálů v hornině. Hodnota  $P$  je vždy rovna nebo větší než 1. Rovná-li se  $P = 1$ , magnetická susceptibilita je izotropní. Veličina  $T$  se pohybuje od  $T = -1$  do  $T = 1$ . Pakliže  $T = -1$ , výsledný elipsoid anizotropie je prolátní a  $k_1 > k_2 = k_3$ . Při  $T = 0$ , elipsoid anizotropie není ani prolátní, ani oblátní. Když se  $T = 1$ , je elipsoid anizotropie oblátní a  $k_1 = k_2 > k_3$ . Pro vyjádření orientace magnetické stavby se používají magnetická lineace ( $k_1$ ) a foliace (plocha  $k_1$ - $k_2$ ;  $k_3 =$  pól foliace; Obr. 6). Stupeň magnetické lineace (parametr  $L$ ) je vyjádřen  $L = k_1/k_2$  a stupeň magnetické foliace ( $F$ ) se vypočítá  $F = k_2/k_3$  (např. Hrouda, 1982; Hrouda a Kahan, 1991; Borradaile, 2001; Borradaile a Jackson, 2010).

Pro další práci je důležité vyznačit rozdělení magnetické anizotropie na dva typy. Prvním typem je tvarová anizotropie a druhým krystalografická anizotropie. Tvarová anizotropie se vztahuje na kubické feromagnetické minerály (např. magnetit), a odpovídá

tvaru zrna minerálu. Na rozdíl od ní se krystalografická anizotropie vztahuje hlavně na paramagnetické minerály a ostatní feromagnetické minerály, kde jednotlivé krystalografické osy jsou paralelní nebo sub-paralelní k hlavním osám magnetické susceptibility (např. Hrouda a Kahan, 1991; Borradaile a Jackson, 2010).

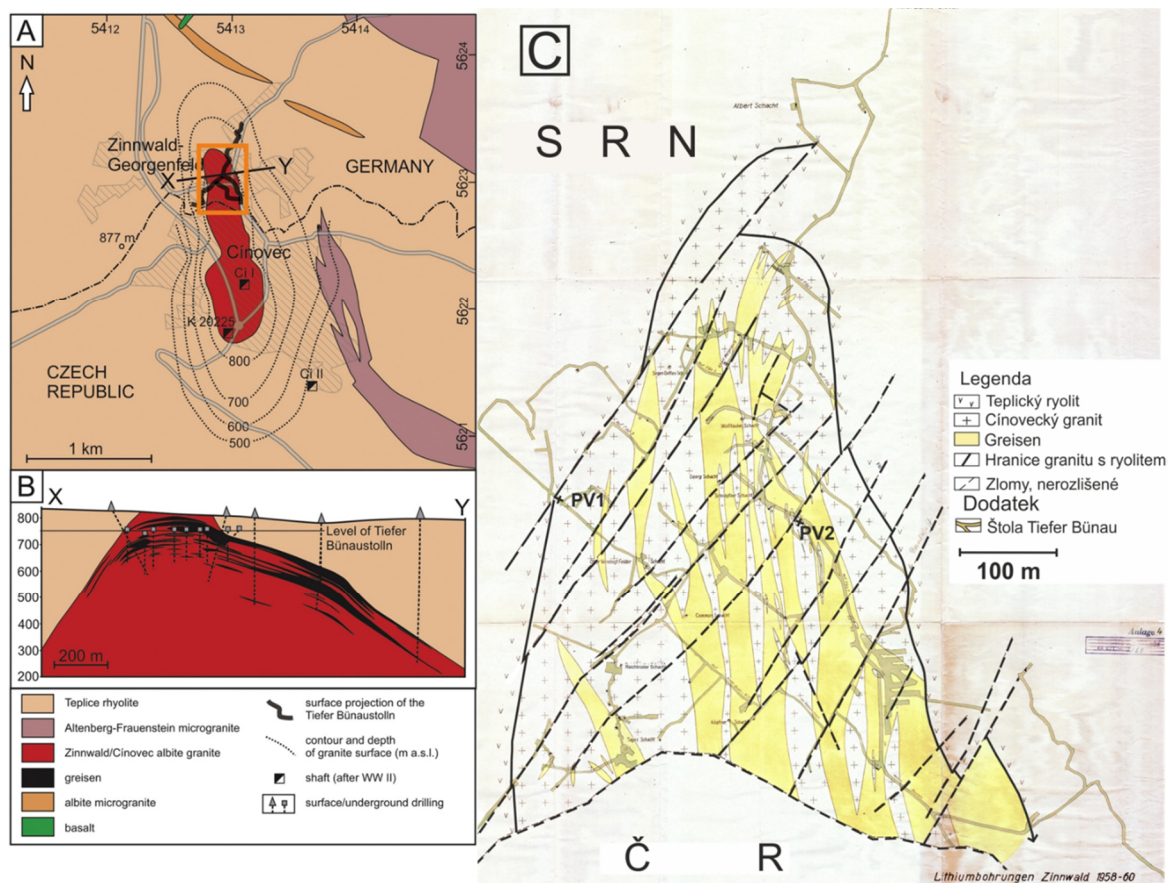
#### *4.2. Metodika*

V této práci byla pro zjištění záznamu mechanismu intruze cínoveckého granitu použita právě metoda anizotropie magnetické susceptibility. Na dvou lokalitách byly odebrány orientované bloky horniny (PV1 a PV2; Obr. 8), ze kterých byly vyvrtány válečky o průměru 2,54 cm a výšce 2,10 cm. Takovýchto válečků bylo odvrtáno 17 ze vzorku z lokality PV1 a 5 ze vzorku z lokality PV2. Data magnetické susceptibility byla změřena na kappamůstku MFK-1A, který je vybaven 3D rotátorem. Z odebraných vzorků z lokalit PV1 a PV2 bylo dále odebráno menší množství hornin, které se rozdrtilo na prach (zvláště pro obě lokality), na kterém se posléze v argonové inertní atmosféře zjistila závislost susceptibility na teplotě. Ta byla změřena pomocí připojených jednotek CSL a CS-4 a spolu s měřením samotné anizotropie na kappamůstku v Laboratoři magnetismu hornin na Ústavu geologie a paleontologie, Přírodovědecké fakulty, Univerzity Karlovy. Dále byla data zpracována a vypočítána v programu ANISOFT 4.2 (Chadima a Jelínek, 2008).

#### *4.3. Lokalita, odběr vzorků a popis hornin*

Orientované vzorky odebrané pro tuto práci pochází ze štoly Tiefer Büнау v Německé části cínoveckého granitu, a to zhruba v hloubce 78 m. Vzorek PV1 byl odebrán ~2,8 m od západního kontaktu s ryolitem jako jeden větší blok kamene (~15 × 15 × 20 cm; Obr. 8). Vzorek PV2 byl odebrán asi 100 m na západ od střední osy S–J. Kvůli poměrné frakturaci horniny se zde odebraly tři menší kusy horniny, které byly díky své velikosti náročnější na odvrtání válečků pro měření. Procházením štol a pozorováním na místě byla zjištěna častá greisenizace a alterace granitu i v oblastech mapovaných jako čistý granit (Obr. 8 C, 9 a 10). Na fotkách pořízených z polarizačního mikroskopu (Obr. 11) je vidět běžné složení granitu ve štole. Většinu horniny tvoří ortoklas (~40 %), plagioklas (~30 %), křemen (~20 %), a v menší míře slídy (převážně světlé slídy, méně biotit a cinvaldit; ~6 %). Ze snímku z mikroskopu je dále patrná alterace granitu, stejně tak sekundární sericitizace a kaolinizace.

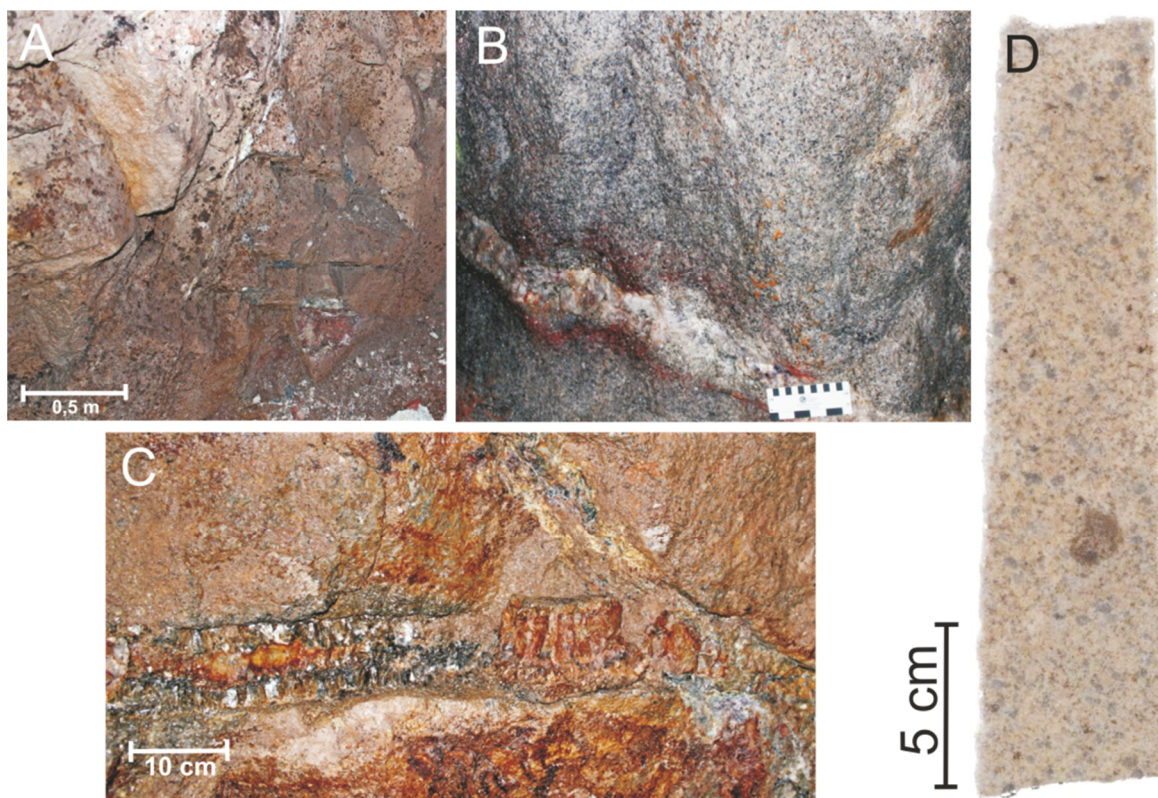




**Obr. 8.** **A** – Cínovecký granit na hranici ČR a SRN. Oranžový rámeček značí polohu Obr. 8 C. **B** – Průřez cínoveckým granitem. Podle Baumann et al. (2000) a Müller et al. (2018). **C** – Půdorys štoly Tiefer Bünau na německé části cínoveckého granitu. Mapa upravena podle Bolduan a Lächelt (1960), a lokality odběru vzorků. Křížky vyznačují polohu odebraných vzorků.

#### 4.4. Zdroj signálu anisotropie magnetické susceptibilitivity

Zdroj signálu AMS je zobrazen na termomagnetických křivkách (Obr. 12). U obou vzorků pozorujeme při narůstající teplotě (červená křivka) hyperbolický pokles susceptibilitivity, u PV1 méně nápadný, který vykazuje podle Curie-Weissova zákona dominanci paramagnetických minerálů (biotit, sekundární chlorit a sericit). Vyznačená Curieova teplota, značící přechod feromagnetických vlastností na paramagnetické u minerálů jako je hematit a magnetit ( $T_C$ , na křivce v inflexním bodu), je 574 °C při zahřívání a 566 °C při chlazení. Na křivce chlazení je viditelný nápadný Hopkinsonův pík při 555 °C, a patrný je rovněž Verweyův přechod při -153 °C. Tyto vlastnosti křivky chlazení značí obsah titanomagnetitu a dalších oxidů železa. Jelikož křivka zahřívání vzorku PV1 neodpovídá křivce chlazení, je zřejmé, že se oxidy železa vytvořily při zahřívání vzorku. Ve vzorku PV2 změna křivky v



**Obr. 9.** Makroskopické fotky ze štoly Tiefer Bünau. **A** – granit v blízkosti kontaktu. **B** – puklina v greisenu vyhojená dominantě křemenem. **C** – puklina v granitu vyplněná cínvaliditem, kasiteritem, wolframitem a křemenem. **D** – vzorek cínoveckého granitu.

Curieově teplotě velmi nepatrná při 530 °C. Vzorek PV2 vykazuje stejné vlastnosti i při chlazení (modrá křivka), křivka je tedy reverzibilní a žádné oxidy železa se nevytvořili.

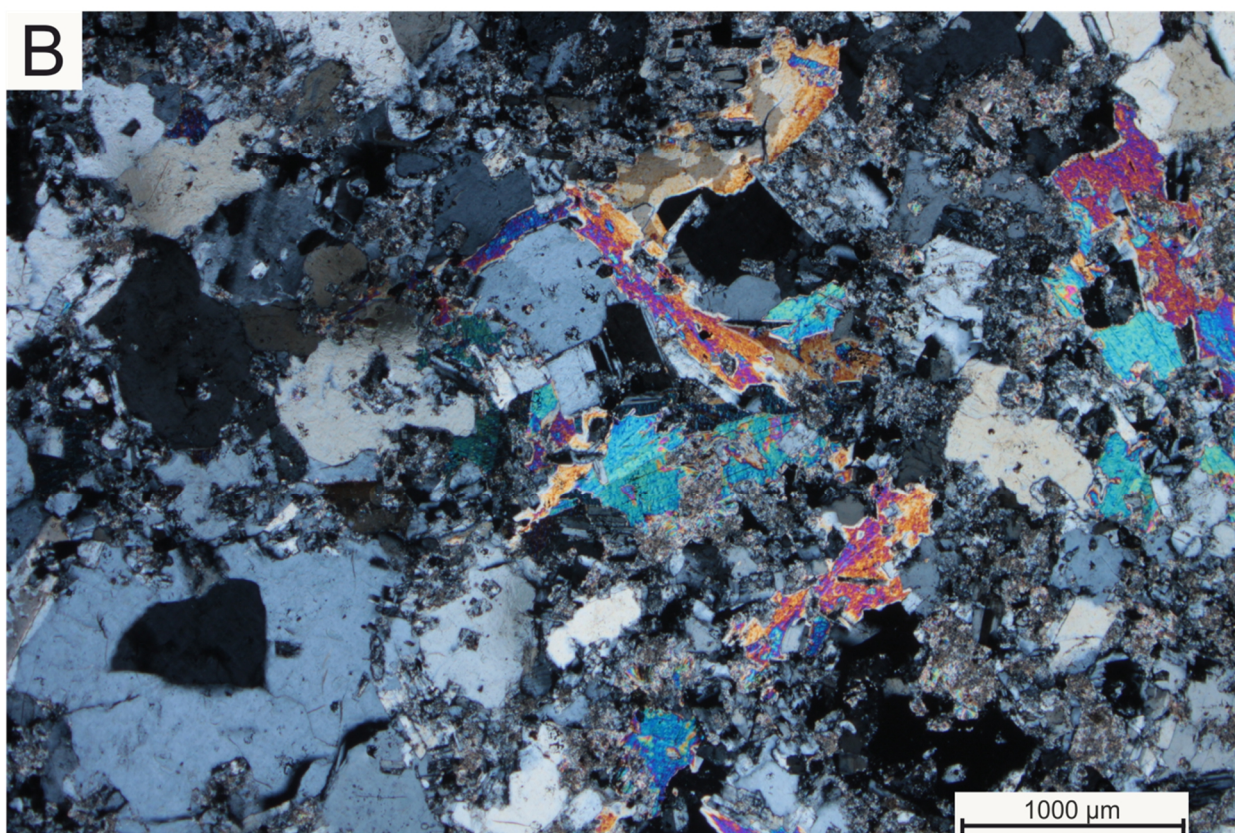
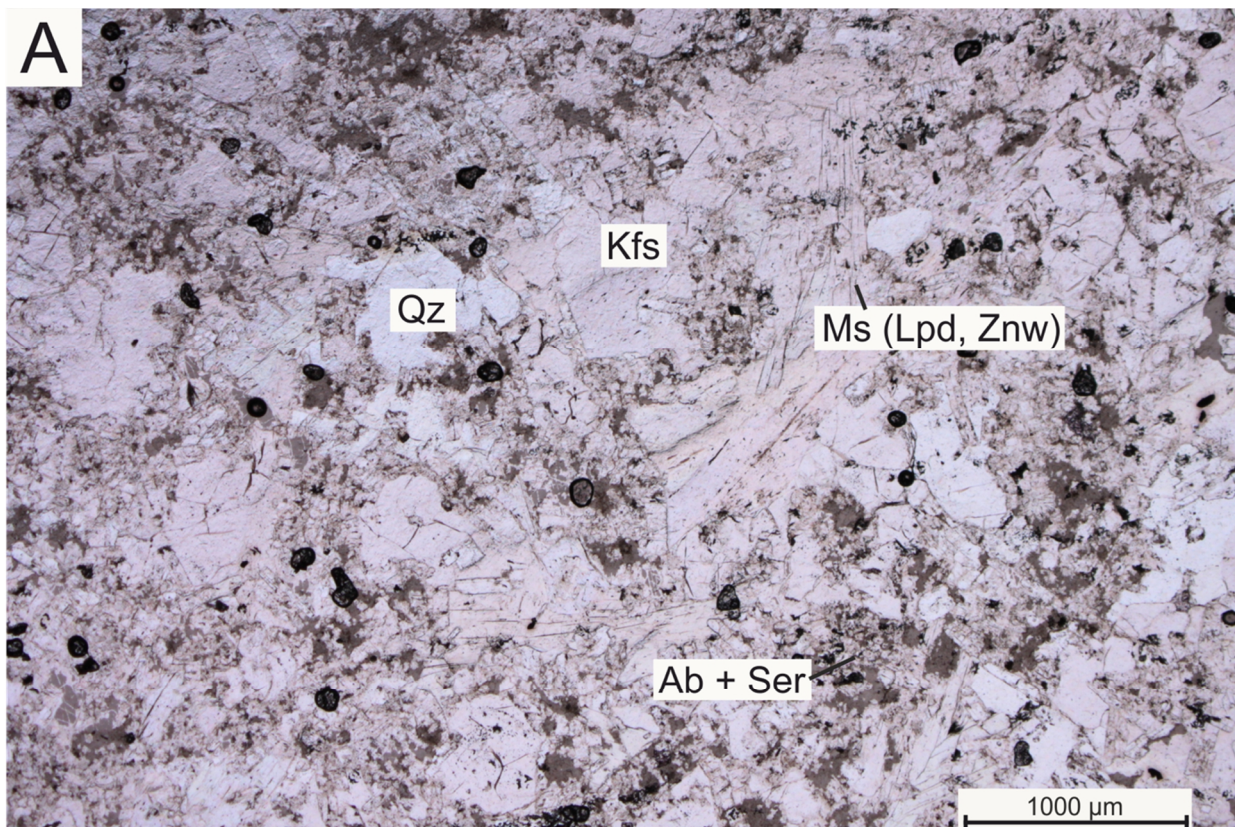
#### 4.5. Parametry AMS a magnetická stavba

Na obrázku 13 vidíme výsledky měření AMS vzorků z lokalit PV1 a PV2. K oběma měřením je přidán i stereogram znázorňující orientaci puklin v místě odběru vzorku. U vzorku PV1 je červenou barvou vyznačena orientace 2,8 m vzdáleného kontaktu s ryolitem. Ve všech stereogramech je použita plochojevná projekce zobrazování na spodní polokouli. Průměrné hodnoty z obou lokalit byly změřeny a spočítány jako  $k_m = 4,41 \times 10^{-5}$ ,  $P = 1,012$  a  $T = 0,130$  (Obr. 13).

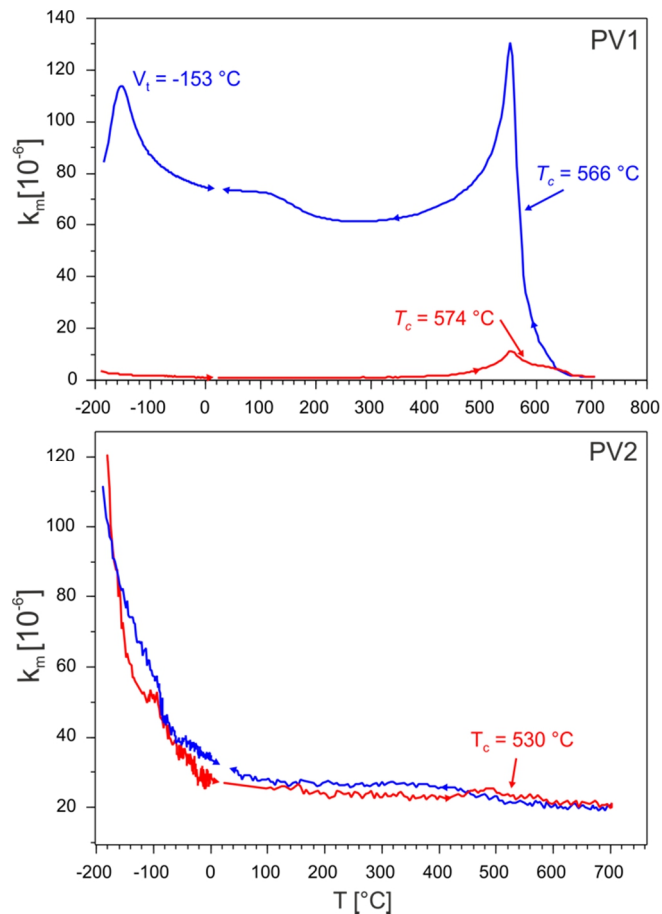
Změřené jednotlivé válečky z lokality PV1 jsou relativně dobře shluklé okolo průměrné orientace. Měření PV2 vykazuje hůře shluklé orientace  $k_1$ , zatímco  $k_3$  jednotlivých válečků jsou poměrně neuspořádaná. Průměrný stupeň anizotropie se u PV1 rovná 1,009 (0,9 % anizotropie) a u PV2 1,021 (2,1 % anizotropie). Tvar elipsoidu AMS vzorku z PV1 s hodnotou 0,169 odpovídá oblátnějšímu charakteru. Pro PV2 se průměrná hodnota tvarového parametru rovná přesně nule, a elipsoid má tedy neutrální tvar.



**Obr. 10.** Složená fotografie ze štoly Tiefen Bürau. Černými čarami jsou oddělené alterované, do červena zbarvené části granitu.

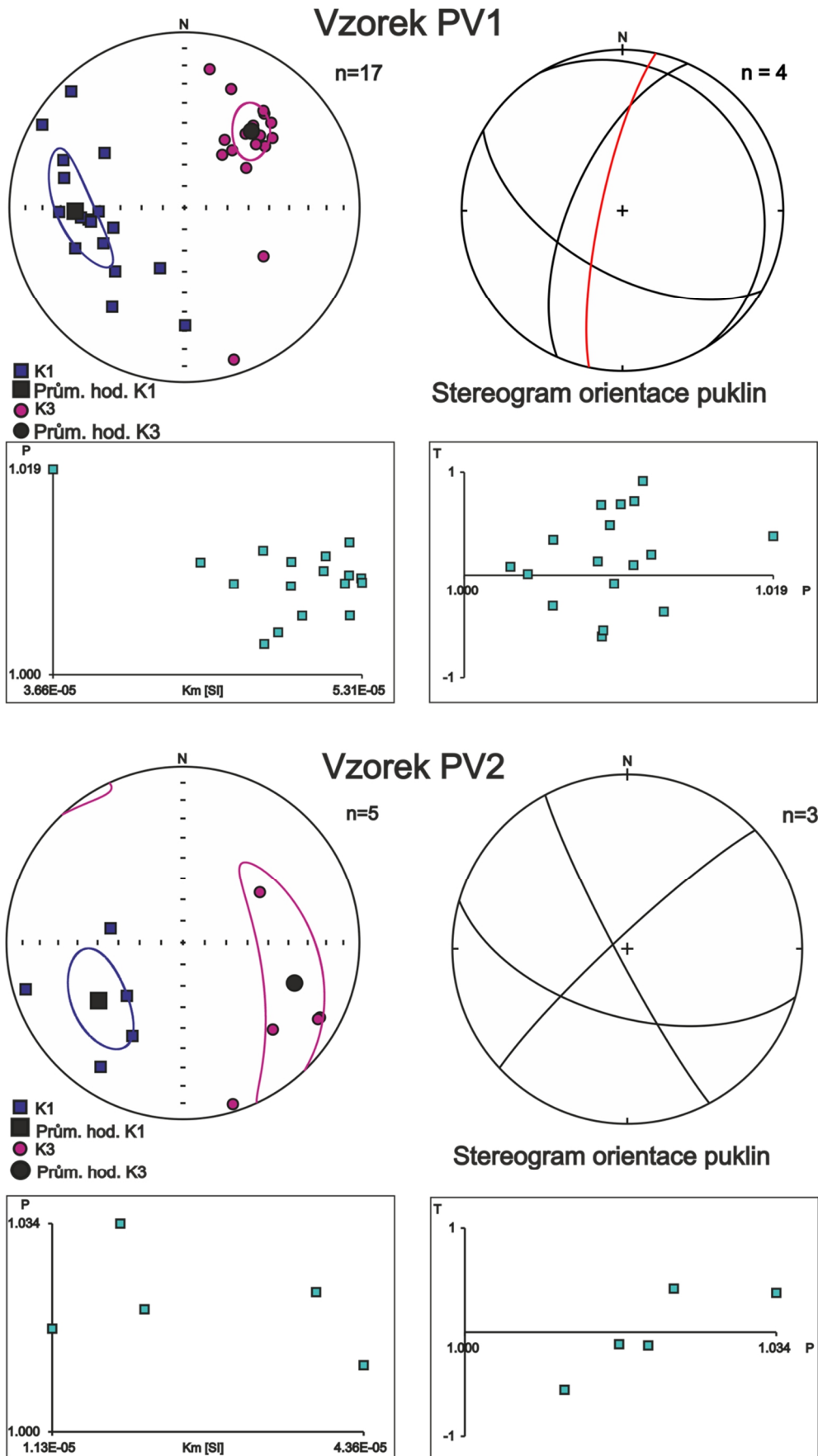


**Obr. 11.** Fotografie mikroskopických vzorků. **A** – normální zobrazení. **B** – zobrazení přes zkřížené nikoly. Foto Petr Vitouš.



**Obr. 12.** Termometrické křivky závislosti průměrné susceptibility na teplotě.

Průměrná magnetická foliace vzorku PV1 je  $221^\circ/48^\circ$ , magnetická lineace má orientaci  $268^\circ/38^\circ$ . Velmi podobnou orientaci k magnetické foliaci má jedna z ploch puklinového systému –  $234^\circ/57^\circ$  (Obr. 13). Orientace kontaktu cínoveckého granitu a teplického ryolitu na lokalitě PV1 ( $274^\circ/85^\circ$ ) je diskordantní k průběhu magnetické foliace. Naměřená průměrná orientace magnetické foliace ( $290^\circ/57^\circ$ ) a lineace ( $235^\circ/42^\circ$ ) na lokalitě PV2 není ani zdánlivě shodná s žádnou z naměřených orientací puklin v okolí (Obr. 13).



**Obr. 13.** Výsledky měření AMS. V příloze je tabulka naměřených dat. Červený velký oblouk značí orientaci blízkého kontaktu cínoveckého granitu a teplického rylitu.

## 5. Diskuze a závěry

Cínovecký granit představuje jednu z mnoha post-kolapsových intruzí altenbersko-teplické trap-door kaldery. Po hlavních vulkanických událostech spojených s kolapsem kaldery, byl nadále podložní magmatický systém zásoben novým magmatem, které intrudovalo mělce pod povrchem v podobě resurgentních těles, mezi která patří i kupole cínoveckého granitu (Obr. 4 a 8).

Při odběru vzorků bylo podstatné odebrat vzorky ze strukturně odlišných lokalit. Protože lokalita PV1 se nachází blízko západního kontaktu, rozhodl jsem se pro odebrání druhého vzorku ze středu cínoveckého granitu. Tento požadavek se nakonec ukázal být náročný. Granit je silně greisenizovaný, frakturovaný a často i alterovaný, a tudíž výběr správné lokality nebyl snadný. Podle půdorysu štoly (Obr. 8) jsem vybral místo odpovídající granitu, avšak už při odebírání vzorků se hornina více drobila a obsahovala množství jílových minerálů. Vzorek PV1 byl odebrán úspěšně, o dobré velikosti na vyvrtání dostatečného množství vzorků, a jeho výsledky naznačují možnou spojitost mezi jedním z puklinových systémů v granitu a orientací magnetické foliace.

Z měření závislosti magnetické susceptibility na teplotě je zřejmé, že hornina neobsahuje primárně feromagnetické látky, které by nesly záznam susceptibility. Ten je naopak uchován dominantně v paramagnetických minerálech jako je biotit, chlorit či sericit ( $k_m$  v řádu  $10^{-5}$ ). Díky dobrému množství válečků se podařilo v lokalitě PV1 relativně dobře změřit AMS. Nicméně nízká hodnota  $P$  napovídají, že hornina má téměř izotropní charakter, nicméně orientace hlavních susceptibilit jednotlivých válečků jsou dobře shluknuté. Podobné parametry (např. velmi nízký stupeň anizotropie 2.1%) vykazuje i lokalita PV2. Ta však kvůli malému počtu válečků, které navíc mají větší elipsy spolehlivosti, není statisticky věrohodná.

Interpretace mechanických procesů vmístění cínoveckého granitu v hloubce štoly Tiefer Büнау metodou AMS není vhodné z následujících důvodů. Hornina prošla několika stupni přeměn, jako jsou greisenizace a hydrotermální alterace. Tyto post-magmatické přeměny velmi pravděpodobně vyvolaly rekrystalizaci původních magnetických minerálů, a tudíž pravděpodobně nezaznamenávají původní procesy vmístění cínoveckého granitu. Kromě toho, že rozsah greisenizace granitu zasahuje i mimo mapované greisenizované domény (Obr. 8), je cínovecký granit postižen rozsáhlou frakturací, což znemožnilo odběr dalších vzorků pro analýzu AMS.

## Literatura

- Ackerman, L., Haluzová, E., Creaser, R.A., et al., 2017, Temporal evolution of mineralization events in the Bohemian Massif inferred from the Re–Os geochronology of molybdenite: *Mineralium Deposita*, 52, 651–662.
- Acocella, V., 2006, Caldera types: how end-members relate to evolutionary stages of collapse: *Geophysical Research Letters*, 33, L18314, doi:10.1029/2006GL027434
- Acocella, V., 2007, Understanding caldera structure and development: an overview of analogue models compared to natural calderas: *Earth-Science Reviews*, 85, 125–160.
- Acocella, V., Rossetti, F., 2002, The role of extensional tectonics at different crustal levels on granite ascent and emplacement: an example from Tuscany (Italy): *Tectonophysics*, 354, 71–83.
- Acocella, V., Cifelli, F., Funicello, R., 2001, The control of overburden thickness on resurgent domes: insights from analogue models: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 137–153.
- Acocella, V., Korme, T., Salvini, F., Funicello, R., 2003, Elliptic calderas in the Ethiopian Rift: control of pre-existing structures: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 119, 189–203.
- Acocella, V., Funicello, R., Marotta, E., et al., 2004, The role of extensional structures on experimental calderas and resurgence: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 129, 199–217.
- Anderson, E. M., 1937, The dynamics of the formation of cone-sheets, ring-dykes, and caldron-subsidences: *Proceedings of the Royal Society of Edinburgh*, 56, 128–157.
- Barnett, Z. A., Gudmundsson, A., 2014, Numerical modelling of dykes deflected into sills to form a magma chamber: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 281, 1–11.
- Baumann, L., Kuschka, E., Seifert, T., 2000, *Ore deposits of the Erzgebirge*, Enke im Thieme-Verlag, Stuttgart.
- Benek, R., 1991, Aspects of volume calculation of paleovolcanic eruptive products – the example of the Teplice rhyolite (east Germany): *Zeitschrift für Geologische Wissenschaften*, 19, 379–389.
- Bolduan, H., Lächelt, A., 1960, Bericht der Staatlichen Geologischen Kommission der DDR über die Ergebnisse der Erkundungsarbeiten 1954/55 und 1958/60 mit Bohrungen auf Lithium in Zinnwald (Erzgebirge). Geologischer Dienst Freiberg, Geologisches Archiv, Landesamt für Umwelt, Landwirtschaft und Geologie.
- Borradaile, G. J., 2001, Magnetic fabrics and petrofabrics: their orientation distributions and anisotropies: *Journal of Structural Geology*, 23, 1581–1596.
- Borradaile, G. J., Jackson, M., 2010, Structural geology, petrofabrics and magnetic fabrics (AMS, AARM, AIRM): *Journal of Structural Geology* 32, 1519–1551.
- Breiter, K., 1995, Geology and geochemistry of the Bohemian part of the Teplice rhyolite and adjacent post-rhyolite granites: *Terra Nostra*, 7, 20–24.
- Breiter, K., Novák, J. K., Chlupáčová, M., 2001, Chemical evolution of volcanic rocks in the Altenberg–Teplice caldera (eastern Krušné hory Mts., Czech Republic, Germany): *Geolines*, 13, 17–22.
- Breiter, K., Svojtka, M., Ackerman, L., a Švecová, K., 2012, Trace element composition of quartz from the Variscan Altenberg–Teplice caldera (Krušné hory/Erzgebirge Mts, Czech Republic/Germany): insights into the volcano-plutonic complex evolution: *Chemical Geology*, 326–327, 36–50.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Dosbaba, M., 2017a, Quartz chemistry – a step to understanding magmatic-hydrothermal processes in ore-bearing granites: Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe: *Ore Geology Reviews*, 90, 25–35.
- Breiter, K., Ďurišová, J., Hrstka, T., et al., 2017b, Assessment of magmatic vs. metasomatic processes in rare-metal granites: a case study of the Cínovec/Zinnwald Sn-W-Li deposit, Central Europe: *Lithos*, 293, 198–217.
- Casas-García, R., Rapprich, V., Breitzkreuz, C., et al., 2017, Volcanic evolution and new timing constraints on the Late Variscan Teplice Rhyolite (Altenberg–Teplice Caldera), Germany-Czech Republic: *GeoBremen 2017*, 113.
- Cashman, K. V., Giordano, G., 2014, Calderas and magma reservoirs: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 288, 28–45.
- Cole, J. W., Milner, D. M., Spinks, K. D., 2005, Calderas and caldera structures: a review: *Earth-Science Reviews*, 69, 1–26.
- Correa-Gomes, L. C., Souza Filho, C. R., Martins, C. J. F. N., Oliveira, E. P., 2001, Development of symmetrical and asymmetrical fabrics in sheet-like igneous bodies: the role of magma flow and wall-rock displacements in theoretical and natural cases: *Journal of Structural Geology*, 23, 1415–1428.
- Cruden, A. R., 1998, On the emplacement of tabular granites: *Journal of the Geological Society*, 155, 853–862.
- Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., 2001, Growth of plutons by floor subsidence: implications for rates of emplacement, intrusion spacing and melt-extraction mechanisms: *Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy*, 26, 303–315.



- Cruden, A. R., McCaffrey, K. J. W., Bungler, A. P., 2017, Geometric scaling of tabular igneous intrusions: Implications for emplacement and growth, 1–28.
- Eisenreich, M., Breiter, K., 1993, Krupka, deposit of Sn-W-Mo ores in the eastern Krušné hory Mts.: Bulletin of the Czech Geological Survey, 68, 15–22.
- Emeleus, C. H., Wadsworth, W. J., Smith, N. J., 1985, The early igneous and tectonic history of the Rhum Tertiary Volcanic Centre: Geological Magazine, 122, 451–457.
- Fiala, F., 1960, Teplický křemenný porfyr mezi Krupkou, Cínovcem, Dubím a Mikulovem a horniny přidružené: Sborník Ústředního ústavu geologického, 26, 445–494.
- Förster, H. J., Tischendorf, G., Trumbull, R. B., Gottesmann, B., 1999, Late-collisional granites in the Variscan Erzgebirge, Germany: Journal of Petrology, 40, 1613–1645.
- Fridrich, C. J., Mahood, G. A., 1984, Reverse zoning in the resurgent intrusions of the Grizzly Peak cauldron, Sawatch Range, Colorado: Geological Society of America Bulletin, 95, 779–787.
- Geshi, N., Shimano, T., Chiba, T., Nakada, S., 2002, Caldera collapse during the 2000 eruption of Miyakejima Volcano, Japan: Bulletin of Volcanology, 64, 55–68.
- Geyer, A., Marti, J., 2008, The new worldwide collapse caldera database (CCDB): a tool for studying and understanding caldera processes: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 175, 334–354.
- Gudmundsson, A., 2011, How local stresses control magma-chamber ruptures, dyke injections, and eruptions in composite volcanoes: Earth-Science reviews, 79, 1–31.
- Gudmundsson, M.T., Jónsdóttir, K., Hooper, A., et al., 2016, Gradual caldera collapse at Bárðarbunga volcano, Iceland, regulated by lateral magma outflow: Science, 353, 1–24.
- Hoffmann, U., Breiter, K., Breiter, K., et al., 2013, Carboniferous-Permian volcanic evolution in Central Europe-U/Pb ages of volcanic rocks in Saxony (Germany) and northern Bohemia (Czech Republic): International Journal of Earth Sciences, 102, 73–99.
- Hrouda, F., 1982, Magnetic anisotropy of rocks and its application in geology and geophysics: Surveys in Geophysics, 5, 37–82.
- Hrouda, F., Kahan, S., 1991, The magnetic fabric relationship between sedimentary and basement nappes in the High Tatra Mountains, N. Slovakia: Journal of Structural Geology, 13, 431–432.
- Chadima, M., Jelínek, V., 2008, Anisoft 4.2.–Anisotropy data browser. Contributions to Geophysics and Geodesy, 38, 38–41.
- Chesner, C. A., 2012, The Toba caldera complex: Quaternary International, 258, 5–18.
- Chlupáčová, M., a Štemprok, M., 1965, Distribution of densities of granitic rocks in the Cínovec Massif: Věstník Ústředního ústavu geologického, 40, 1–17.
- Christiansen, R. L., 2001, The Quaternary and Pliocene Yellowstone plateau volcanic field of Wyoming, Idaho, and Montana: US Geological Survey Professional Paper, 729-G, 1–145.
- Jenček, V. 1989, Geologická mapa Československa 1:25.000, list 02-314, Litvínov. Česká geologická služba, Praha.
- Jiránek, J., Kříbek, B., Mlčoch, B., et al., 1987, Complex geological evaluation of the Teplice Rhyolite: Unpublished report, Česká geologická služba, Praha, 114.
- Johan, Z., Strnad, L., Johan, V., 2012, Evolution of the Cínovec (Zinnwald) granite cupola, Czech Republic: composition of feldspars and micas, a clue to the origin of W, Sn mineralization: Canadian Mineralogist, 50, 1131–1148.
- Kavanagh, J. L., Menand, T., Sparks, R. S. J., 2006, An experimental investigation of sill formation and propagation in layered elastic media: Earth and Planetary Science Letters, 245, 799–813.
- Kennedy, B., Stix, J., Vallance, J. W., et al., 2004, Controls on caldera structure: Results from analogue sandbox modeling: Geological Society of America Bulletin, 116, 515–524.
- Kennedy, B., Wilcock, J., Stix, J., 2012, Caldera resurgence during magma replenishment and rejuvenation at Valles and Lake City calderas: Bulletin of Volcanology, 74, 1833–1847.
- Kennedy, B. M., Holohan, E. P., Stix, J., et al., 2018, Magma plumbing beneath collapse caldera volcanic systems: Earth-Science Reviews, 177, 404–424.
- Lexa, J., Štohl, J., Konečný, V., 1999, The Banská Štiavnica ore district: relationship between metallogenetic processes and the geological evolution of a stratovolcano: Mineralium Deposita, 34, 639–654.
- Lipman, P. W., 1976, Caldera-collapse breccias in the western San Juan Mountains, Colorado: Geological Society of America Bulletin, 87, 1397–1410.
- Lipman, P. W., 1997, Subsidence of ash-flow calderas: relation to caldera size and magma-chamber geometry: Bulletin of Volcanology, 59, 198–218.
- Lipman, P. W., Dungan, M. A., Brown, L. L., Deino, A., 1996, Recurrent eruption and subsidence at the Platoro caldera complex, southeastern San Juan volcanic field, Colorado: new tales from old tuffs: Geological Society of America Bulletin, 108, 1039–1055.
- Mason, B. G., Pyle D. M., Oppenheimer C., 2004, The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth: Bulletin of Volcanology, 66, 735–748.

- Martí, J., Geyer, A., Folch, A., 2009, A genetic classification of collapse calderas based on field studies, and analogue and theoretical modelling. *Volcanology: the Legacy of GPL Walker*. IAVCEI, Geological Society of London, 249–266, ISBN 978-1-86239-624-1.
- Marsh, B. D., 1984, On the mechanics of caldera resurgence: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89, 8245–8251.
- Menand, T., 2008, The mechanics and dynamics of sills in layered elastic rocks and their implications for the growth of laccoliths and other igneous complexes: *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 93–99.
- Miller, C. F., Wark, D. A., 2008, Supervolcanoes and their explosive supereruptions: *Elements*, 4, 11–16.
- Mlčoch, B., Skácelová, Z., 2010, Geometry of the Altenberg-Teplice Caldera revealed by the borehole and seismic data in its Czech part: *Journal of Geosciences*, 55, 217–229.
- Müller, A., Breiter, K., Seltmann, R., Pécskay, Z., 2005, Quartz and feldspar zoning in the eastern Erzgebirge volcano-plutonic complex (Germany, Czech Republic): evidence of multiple magma mixing. *Lithos*, 80, 201–227.
- Newhall, C. G., Self, S., 1982, The volcanic explosivity index (VEI) an estimate of explosive magnitude for historical volcanism: *Journal of Geophysical Research: Oceans*, 87, 1231–1238.
- Opluštil, S., Schmitz, M., Cleal, C. J., Martinek, K., 2016, A review of the Middle-Late Pennsylvanian west European regional substages and floral biozones, and their correlation to the Geological Time Scale based on new U-Pb ages: *Earth-Science Reviews*, 154, 301–335.
- Orsi, G., De Vita, S., Di Vito, M., 1996, The restless, resurgent Campi Flegrei nested caldera (Italy): constraints on its evolution and configuration: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 74, 179–214.
- Orsi, G., Civetta, L., Del Gaudio, C., et al., 1999, Short-term ground deformations and seismicity in the nested Campi Flegrei caldera (Italy): an example of active block-resurgence in a densely populated area: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 415–451.
- Paterson, S. R., Fowler Jr, T. K., Schmidt, K. L., et al., 1998, Interpreting magmatic fabric patterns in plutons: *Lithos*, 44, 53–82.
- Paterson, S. R., Ardill, K., Vernon, R., Žák, J., 2018, A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes: *Journal of Structural Geology*, in review.
- Pinotti, L. P., D'Eramo, F. J., Weinberg, R. F., et al., 2016, Contrasting magmatic structures between small plutons and batholiths emplaced at shallow crustal level (Sierras de Córdoba, Argentina): *Journal of Structural Geology*, 92, 46–58.
- Pyle, D. M., 2015, Sizes of volcanic eruptions: *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, 257–264, ISBN 978-0-12-385938-9.
- Romer, R. L., Thomas, R., Stein, H. J., Rhede, D., 2007, Dating multiply overprinted Sn-mineralized granites – examples from the Erzgebirge, Germany: *Mineralium Deposita*, 42, 337–359.
- Romer, R. L., Förster, H. J., Štemprok, M., 2010, Age constraints for the late-Variscan magmatism in the Altenberg–Teplice Caldera (Eastern Erzgebirge/Krušné hory): *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen, Journal of Mineralogy and Geochemistry* 187, 289–305.
- Schirnack, C., van den Bogaard, P., Schmincke, H. U., 1999, Cone sheet formation and intrusive growth of an oceanic island—the Miocene Tejeda complex on Gran Canaria (Canary Islands): *Geology*, 27, 207–210.
- Schovánek, P., 2001, *Geologická mapa České republiky 1:25.000, list 02-321* Dubí: Česká geologická služba, Praha.
- Seifert, T., Atanasova, P., Gutzmer, J., Pfänder, J., 2011, Mineralogy, geochemistry and age of greisen mineralization in the Li–Rb–Cs–Sn–W deposit Zinnwald, Erzgebirge, Germany: *Mineralogical Magazine*, 75 (Suppl), 1833.
- Simkin, T., Howard, K. A., 1970, Caldera collapse in the Galapagos Islands, 1968: the largest known collapse since 1912 followed a flank eruption and explosive volcanism within the caldera: *Science*, 169, 429–437.
- Simkin, T., Fiske, R. S., 1983, *Krakatau 1883: The volcanic eruption and its effects*. Smithsonian Institution Press, Washington, DC, 464 str.
- Smith, R. L., Bailey, R. A., Ross, C. S., 1961, Structural evolution of the Valles caldera, New Mexico, and its bearing on the emplacement of ring dikes: *United States Geological Survey Professional Paper*, 366, 81.
- de Silva, S. L., Mucek, A. E., Gregg, P. M., Pratomo, I., 2015, Resurgent Toba - field, chronologic, and model constraints on time scales and mechanisms of resurgence at large calderas: *Frontiers in Earth Science*, 3, 1–17, doi:10.3389/feart.2015.00025

- de Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., et al., 2011, Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs. *Tectonophysics*, 500, 20-33.
- Stix, J., Kennedy, B., Hannington, M., et al., 2003, Caldera-forming processes and the origin of submarine volcanogenic massive sulfide deposits: *Geology*, 31, 375–378.
- Steven, T.A., Lipman, P.W., 1976, *Calderas of the San Juan Volcanic Field, Southwestern Colorado*: US Geological Survey Professional Paper, 958, 1–35.
- Suzuki-Kamata, K., Kamata, H., Bacon, C. R., 1993, Evolution of the caldera-forming eruption at Crater Lake, Oregon, indicated by component analysis of lithic fragments: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98, 14059–14074.
- Štemprok, M., 1965, Petrography and the vertical extent of mineralization in the Cínovec granite cupola: *Sborník Geologických Věd*, 5, 7–106.
- Štemprok, M., 2016, Drill hole CS-1 penetrating the Cínovec/Zinnwald granite cupola (Czech Republic): an A-type granite with important hydrothermal mineralization: *Journal of Geosciences*, 61, 395–423.
- Štemprok, M., Holub, F. V., Novák, J. K., 2003, Multiple magmatic pulses of the Eastern Volcano-Plutonic Complex, Krušné hory/Erzgebirge batholith, and their phosphorus contents: *Bulletin of Geosciences*, 78, 277–296.
- Štemprok, M., Dolejš, D., Holub, F.V., 2014, Late Variscan calc-alkaline lamprophyres in the Krupka ore district, eastern Krušné hory/Erzgebirge: their relationship to Sn-W mineralization: *Journal of Geosciences*, 59, 41–68.
- Tarling, D., Hrouda, F., 1993, *Magnetic anisotropy of rock*, Springer Science and Business Media, 221.
- Tibaldi, A., 2015, Structure of volcano plumbing systems: a review of multi-parametric effects: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 298, 85–135.
- Timmreck, C., Graf, H. F., Lorenz, S. J., et al., 2010, Aerosol size confines climate response to volcanic super-eruptions: *Geophysical Research Letters*, 37, 1–5.
- Tomek, F., Žák, J., Chadima, M., 2014, Magma flow paths and strain patterns in magma chambers growing by floor subsidence: a model based on magnetic fabric study of shallow-level plutons in the Štiavnica volcano–plutonic complex, Western Carpathians: *Bulletin of Volcanology*, 76, 873.
- Tomek F., Žák J., Svojtka M., et al., 2018, Emplacement dynamics of syn-collapse ring dikes: an example from the Altenberg-Teplice caldera, Bohemian Massif: *Geological Society of America Bulletin*, v tisku.
- Walker, G. P. L., 1988, Three Hawaiian calderas: an origin through loading by shallow intrusions?: *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B12), 14773–14784.
- Walther, D., Breitzkreuz, C., Rapprich, V., et al., 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.
- Webster, J., Thomas, R., Förster, H. J., et al., 2004, Geochemical evolution of halogen-enriched granite magmas and mineralizing fluids of the Zinnwald tin-tungsten mining district, Erzgebirge, Germany: *Mineralium Deposita*, 39, 452–472.
- Willcock, M. A. W., Cas, R. A. F., 2014, Primary welding and crystallization textures preserved in the intra-caldera ignimbrites of the Permian Ora Formation, northern Italy: implications for deposit thermal state and cooling history: *Bulletin of Volcanology*, 76, 819.
- Williams, H., 1941, *Calderas and their origin*: Bulletin of the Department of Geological Sciences, 25, University of California Press, Berkeley, CA, 239–346.
- Williams, H., 1942, *Geology of the Crater Lake National Park, Oregon*: Carnegie Institution Publication, Washington, 540.
- Williams, H. McBirney, A. R. 1979. *Volcanology*, Freeman, Cooper & Co., San Francisco, CA, 397.
- Winter, C., Breitzkreuz, C., Lapp, M., 2008, Textural analysis of a Late Palaeozoic coherent-pyroclastic rhyolitic dyke system near Burkensdorf (Erzgebirge, Saxony, Germany), in Thomson, K., and Petford, N., eds., *Structure and Emplacement of High-Level Magmatic Systems*: Geological Society, London, Special Publications, 302, 199–221.
- Yew, C. H., 1997. *Mechanics of Hydraulic Fracturing*, 2nd edition: Gulf Publishing, Houston T, 244.
- Zhang, R., Lehmann, B., Seltmann, R., et al., 2017, Cassiterite U-Pb geochronology constrains magmatic-hydrothermal evolution in complex evolved granite systems: The classic Erzgebirge tin province (Saxony and Bohemia): *Geology*, 45, 1095–1098.
- Žák, J., Verner, K., Janoušek, V., et al., 2014, A plate-kinematic model for the assembly of the Bohemian Massif constrained by structural relationships around granitoid plutons: *Geological Society London, Special Publications*, 405, 169–196

## Příloha

Name	Km	P	T	K1dec	K1inc	K3dec	K3inc
PV2-B1	1,13E-05	1,017	-0,115	254	8	163	5
PV2-B2	1,84E-05	1,034	0,378	209	40	57	47
PV2-C1	2,09E-05	1,020	-0,127	281	56	134	30
PV1-D3	3,66E-05	1,019	0,380	246	48	40	39
PV2-A1	3,87E-05	1,023	0,419	227	54	119	13
PV2-A2	4,36E-05	1,011	-0,553	214	17	120	13
PV1-A1	4,44E-05	1,010	0,099	216	30	36	60
PV1-D2	4,62E-05	1,008	0,683	202	59	39	30
PV1-C3	4,78E-05	1,012	0,201	267	49	40	30
PV1-B1	4,78E-05	1,003	0,083	227	45	40	45
PV1-C2	4,86E-05	1,004	0,011	263	44	53	42
PV1-F2	4,93E-05	1,008	0,135	284	30	49	45
PV1-F1	4,93E-05	1,011	0,720	180	33	31	53
PV1-A2	4,99E-05	1,005	-0,301	250	34	57	56
PV1-B3	5,10E-05	1,010	0,689	254	55	46	31
PV1-A3	5,11E-05	1,011	0,915	300	7	40	55
PV1-D1	5,21E-05	1,009	-0,601	316	8	52	36
PV1-B2	5,24E-05	1,009	-0,082	268	29	10	21
PV1-E1	5,24E-05	1,012	-0,359	291	27	46	40
PV1-C1	5,24E-05	1,006	0,345	304	44	122	46
PV1-E2	5,30E-05	1,009	0,487	265	40	22	28
PV1-F3	5,31E-05	1,009	-0,541	262	45	162	9

Příloha 1. Naměřené hodnoty AMS z lokalit PV1 (17 válečků) a PV2 (5 válečků).