

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
Ústav geologie a paleontologie

Studijní program: Geologie
Studijní obor: Praktická geobiologie



Patrícia Birošáková

Supervulkanické erupce: kalderová erupce vulkánu Toba jako příklad

Supervolcanic eruptions: the caldera eruption of Toba volcano as an example

Bakalářská práce

Vedoucí práce: RNDr. Václav Kachlík, CSc.

Praha, 2024

Prohlášení

Prohlašuji, že jsem bakalářskou práci vypracovala samostatně s vyznačením všech použitých pramenů a spoluautorství. Tato práce ani její podstatná část nebyla použita k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze dne

.....

Poděkování

Tímto bych ráda poděkovala svému školiteli doc. RNDr. Václavu Kachlíkovi, CSc., za vedení práce.

Abstrakt

Bakalářská práce na téma „Supervulkanické erupce: kalderová erupce vulkánu Toba jako příklad shrnuje poznatky o erupcích, které představovaly v minulosti a představují i dnes hrozbu pro život na Zemi. Jako supervulkány se označují sopky, které mají velké magmatické krby hluboko pod povrchem Země a alespoň jednou v minulosti u nich došlo k erupci, během které se na zemský povrch dostalo více než 1000 km³ sopečného materiálu.

Primární problém explozivních super-pliniovských erupcí představují pyroklastické horniny, které mohou pokrýt rozsáhlá území a způsobit značné ekologické škody nebo ztráty na lidských životech. Dalším problémem jsou sopečné plyny, které se uvolňují během vulkanické aktivity a jsou tvořeny směsí jedovatých plynů (oxidy síry, fluorovodík, oxid uhelnatý, methan a další). Sopečná zemětřesení doprovázející vulkanickou činnost mohou také představovat riziko pokud je sopka například v obydlené oblasti. U velkých magmatických provincií představují primární riziko hlavně rozsáhlé lávové proudy.

Nebezpečné bývají i sekundární projevy erupcí, jako jsou tsunami, povodně a narušení stability svahů. Všechny tyto procesy spojené s erupcemi mohou narušit ekonomickou a ekologickou rovnováhu společnosti.

Na naší planetě je asi 20 supervulkánů, v této práci je detailněji popsána geologie a dopady kalderové erupce vulkánu Toba, největší známé erupce z období svrchního pleistocénu.

Klíčová slova: supervulkány; kalderové erupce; vulkanologie; desková tektonika; tavení pláště; tavení felsické kůry; environmentální dopady velkých erupcí

English abstract

The bachelor's thesis on the topic "Supervolcanic eruptions: the caldera eruption of the Toba volcano as an example" summarizes knowledge about eruptions that represented in the past and still represent a threat to life on Earth. Supervolcanoes are volcanoes that have large magma chambers deep below the Earth's surface and have erupted at least once in the past and during this eruption more than 1000 km³ of volcanic material reached the Earth's surface.

The primary problem with explosive super-Plinian eruptions is the pyroclastic rocks that can cover large areas and cause significant ecological damage or loss of human life. Another problem is volcanic gases, which are released during volcanic activity and are made up of a mixture of poisonous gases (sulphur oxides, hydrogen fluoride, carbon monoxide, methane and others). Volcanic earthquakes accompanying volcanic activity can also pose a risk if the volcano is, for example, in a populated area. Extensive lava flows are the primary risk for large igneous provinces.

Secondary manifestations of eruptions, such as tsunamis, floods and disturbance of slope stability, are also dangerous. All these processes associated with eruptions can disrupt the economic and ecological balance of society.

There are about 20 supervolcanoes on our planet, in this work the geology and effects of the caldera eruption of the Toba volcano, the largest known eruption from the Upper Pleistocene period, are described in more detail.

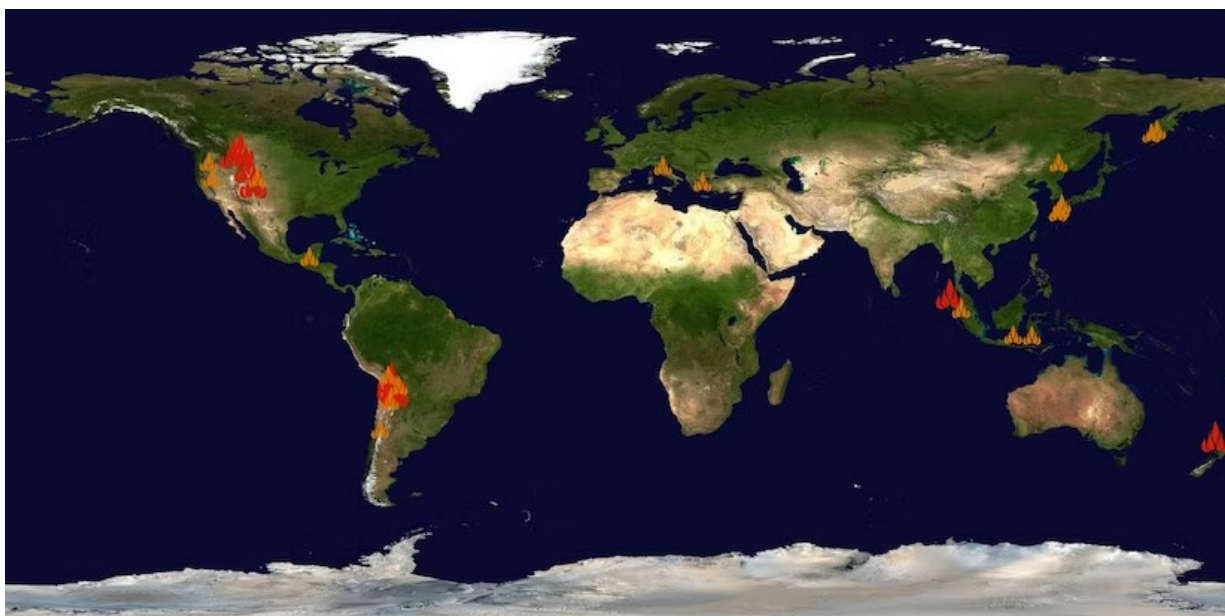
Key words: supervolcanoes; caldera eruptions; volcanology; plate tectonics; melting of the earth mantle; melting of silicic continental crust; environmental impact of large eruptions

Obsah

Prohlášení	2
Poděkování	3
Abstrakt	4
English abstract	5
1. Charakteristika supervulkánů	1
2. Proč studujeme supervulkány	4
3. Geotektonická prostředí v nichž dochází k supererupcím	6
4. Typy sopek produkující supererupce	12
4a. Toba jako příklad kalderové supererupce	17
4b Dopady kalderové erupce vulkánu Toba na vývoj člověka a životní prostředí.....	22
5 Diskuze a závěry	24
Použitá literatura	26

1. Charakteristika supervulkánů

Supervulkány jsou sopky, které mohou za největší a nejničivější zaznamenané erupce (Obr. 1.). Konkrétně se jedná o erupce, u kterých je index vulkanické explozivivity (VEI = *volcanic explosivity index*; Newhall & Self, 1982) 8 a výš, to odpovídá více než 1000 km³ materiálu vyvrženého během jediné erupce (Miller & Wark, 2008). V období od ordoviku do pleistocénu je takovýchto erupcí zaznamenáno celkem 47 (Mason et al., 2004). K těmto erupcím dochází poměrně zřídka, přibližně jedna událost každých 100 000 až 200 000 let (Self, 2006).



Obr. 1. Mapa zaznamenaných supererupcí, u červeně vyznačených erupcí je index vulkanické aktivity 8 a výš (<https://www.inverse.com/article/34115-what-is-a-supervolcano-eruption-history-map>, 2017).

Zařazení vulkánu na seznam supervulkánů je obtížné, podle Miller & Wark, 2008 se jedná o ty, které během erupce vyvrhnou více než 1000 km³ materiálu, řada autorů ale mezi ně řadí i vulkány s mnohem menším množstvím vyvrženého materiálu, například Self, 2006 rozděluje erupce na základě množství uvolněného magmatu, za supererupce označuje ty, během kterých dojde k uvolnění více než 450 km³ magmatu.

Název	Geografie	Stáří	Množství materiálu (km³)	Geotektonické prostředí
La Caldera Garita	Colorado, USA	28 000 000	5 000	Rio Grande rift
Toba	Sumatra, Indonésie	74 000	2 800	subdukční zóna
Pacana Caldera	Chile	4 000 000	2 500	subdukční zóna
Taupo	Nový Zéland	26 000	1170	vnitrooblouková riftová zóna
Long Valley Caldera	Kalifornie, USA	760 000	750	extenzní kolaps čela orogenu Sierra Nevada
Cerro Galan	Catamarca, Argentina	2 200 000	2000	subdukční zóna
Atitlán	Guatemala	84 000	~ 1220	subdukční zóna

Snake River Plain	USA	6 500 000	1 500	LIPs
-------------------	-----	-----------	-------	------

Tab. 1. Přehled několika známých supererupcí, včetně jejich geologických charakteristik (geografie, stáří, množství materiálu vyvrženého během erupce, tektonické prostředí). Zdroj informací: Mason et al., 2004; Sheth, 2007; Lipman, 2000; Lowenstern et al., 2006; Wilson, 2008; Miller & Wark, 2008, Bailey et al., 1976).

2. Proč studujeme supervulkány

Erupce supervulkánů jsou díky velkému rozsahu zasaženého území a mladším erozním procesům hůře prozkoumány, pro lidskou populaci a její majetek, ale představují zjevné nebezpečí (Parfitt & Wilson, 2008). Během erupce se do atmosféry dostává velké množství sopečného popela a sirných aerosolů, které mohou mít negativní dopady na životní prostředí i lidskou populaci. Popel generovaný během erupce může po kolapsu erupčního sloupu tvořit proudy pyroklastického materiálu (pyroclastic density current; Sigurdsson et al., 2015) nebo zůstává v atmosféře a je rozptýlen do vzdálenosti několika tisíc kilometrů čtverečních (Sigurdsson et al., 1999). Pyroklastické proudy představují velké nebezpečí pro vše živé na zemi, je to žhavá směs plynů a pyroklastického materiálu, tvořící mračno pohybující se rychlostí minimálně 100 m/s do vzdálenosti desítek kilometrů od vulkánu (Parfitt & Wilson, 2008).

Sopečné plyny (SO_2 a H_2S) a prach, které se do atmosféry dostanou během erupce zde zůstávají několik let, to vede k ovlivnění klimatu na zemi. Chemickou reakcí mezi plynem a vodní parou vzniká kyselina sírová a její vyplachování způsobuje kyselé deště. Drobné prachové částice v atmosféře blokují pronikání slunečních paprsků a dochází k ochlazení (Parfitt & Wilson, 2008). Pokles teploty u menších erupcí je o několik desetin stupně Celsia (např. Hansen et al., 1992). K nárustu koncentrace došlo například po výbuchu vulkánu Mount Pinatubo v roce 1991 (VEI 6; Newhall et al., 2018), globálně tehdy došlo k ochlazení o zhruba $0,4^\circ\text{C}$ (Kremser et al., 2016). Klimatické podmínky se do normálního stavu vrací za 1-3 roky (Cole-Dai, 2010). U větších erupcí, jako byla erupce vulkánu Toba, je ochlazení značně větší a do původního stavu se vrátí za desítky let (Jones et al., 2005).

Velké nebezpečí představují lahary, je to směs vody a sopečného materiálu stékající po svazích vulkánu vysokou rychlostí. Jsou vysoce destruktivní díky obsahu úlomků hornin a nejnebezpečnější je nemožnost předvídání jejich vzniku. Při výbuchu může dojít ke zhroucení

vulkánu a vytvoření laviny úlomků, která proudí po svahu vysokou rychlostí díky gravitaci, na rozdíl od laharů ale není nasycená vodou, jedná se pouze o úlomky horniny, destruktivní síla a nebezpečí je ve srovnání s lahary stejně velké (Sigurdsson et al., 1999).

Vulkanické erupce představují nebezpečí i vznikem druhotných katastrof, jako jsou tsunami. V roce 1883, během erupce vulkánu Krakatoa v Indonésii, se proudy pyroklastického materiálu dostaly do moře a vyvolaly vlnu tsunami, které mělo za následek 36 000 obětí (Maeno & Imamura, 2011).

V budoucnu je v případě kalderových erupcí, při kterých během kolapsu dochází k uvolnění největšího množství pyroklastického materiálu, důležité sledovat děje, které jim předcházejí, ale protože k nim nedochází tak často, víme o nich velmi málo a předpověď nemusí být včasná (Sigurdsson et al., 1999).

3. Geotektonická prostředí v nichž dochází k supererupcím

Supererupce jsou vázány zjednodušeně na oblasti riftingu, subdukční zóny a horké skvrny (Schmidt et al., 2015). V řadě případů to však jsou kombinace výše uvedených mechanismů. V řadě případů podíly jednotlivých dějů je obtížné od sebe odlišit. Každá sopečná erupce je odlišná, její charakter určují přesné chemické a fyzikální vlastnosti magmatu (Zare Shahneh, 2019).

Mohou mít buď charakter rozsáhlých výlevů, které sahají stoky kilometrů od místa erupce tzv. velké magmatické provincie (LIP = *Large Igneous Provinces*; Coffin & Eldholm, 1992) nebo erupcí velkých vulkanických center, produkující pyroklastické materiály, které se ukládají, jako ignimbrity nebo produkty sopečného spadu (Parfitt & Wilson, 2008).

Vulkanismus spjatý s LIPs

Velké magmatické provincie vznikají v místě akumulace velkého množství magmatu v magmatických krbech v různých hloubkách zemské kůry. Velké objemy lávy jsou produkovány v krátkých epizodách a pokrývají plochu větší než 50 000 km². Mohou se vyskytovat na kontinentech, na kontinentálních pasivních okrajích, v oceánských pánvích nebo být součástí podmořských hřbetů a hor (Obr. 2.; Coffin & Eldholm, 1992).

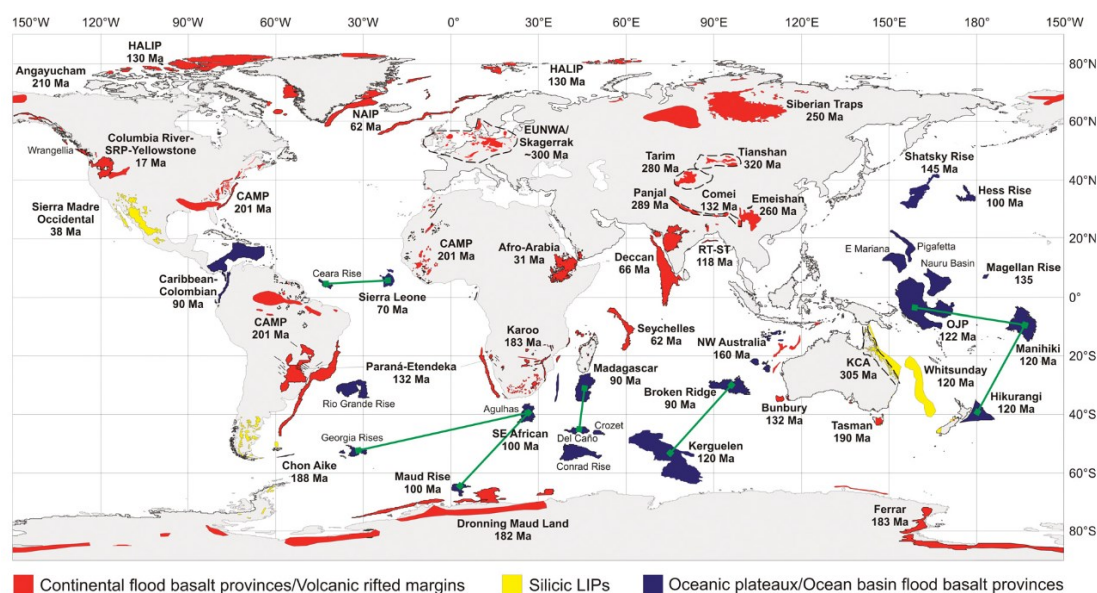
LIPs můžeme rozdělit podle obsahu SiO₂ na mafické a felsické. Provincie tvořené mafickými lávami (obsah SiO₂ méně než 56 hm. %; Bryan & Ernst, 2008) zahrnují bazalt, pikrobazalt a jejich alkalické ekvivalenty (Sheth, 2007). Tvoří rozsáhlá lávová platá na kontinentech a v oceánech. V LIPs bazaltického složení se díky heterogenitě zdroje v některých geotektonických prostředích mohou v malém množství vyskytovat i ryolitová magmata případně jejich pyroklastické ekvivalenty (Bryan & Ernst, 2008).

Mezi kontinentální provincie bazaltického složení patří nejlépe prozkoumaná provincie Columbia River v Severní Americe, dekanské trapy v Indii, sibiřské trapy v Rusku, Paraná-Etendeka v Jižní

Americe a na západě Afriky, provincie Emeishan v Číně a mnoho dalších. Oceánské provincie mohou být v podobě platóbazaltů např. Ontong Java v Tichém oceánu, Island nebo Shatsky Rise v Tichém oceánu (Sheth, 2007).

Existují také provincie tvořené téměř stejným objemem bazaltových a ryolitových láv, mezi které patří terciární Snake River Plain v západních Spojených státech (Jordan, 2005) a paleoproterozoická provincie Dongargarh ve střední Indii (Sensarma, 2007).

Felsické provincie (obsah SiO_2 více než 65 hm. %; Bryan & Ernst, 2008) jsou výhradně kontinentální a mohou být tvořeny kyselými (felsickými) vulkanickými horninami (ryolit, dacit, trachyt) nebo subvulkanickými plutonickými horninami granitoidového složení (žula, granodiorit, tonalit, trondhjemit). Provincií s dominancí felsických láv a pyroklastik je Whitsunday u pobřeží Austrálie and Sierra Madre Occidental v Mexiku a jihozápadních Spojených státech. Granitoidová provincie je například Chon Aike v Patagonii (Sheth, 2007). Felsické provincie bývají přímo spojeny s provinciemi bazaltickými, nepokrývají ale tak rozsáhlá území. Vulkanická aktivita je spíše explozivního charakteru s velkými objemy ignimbritů (Bryan et al., 2000).

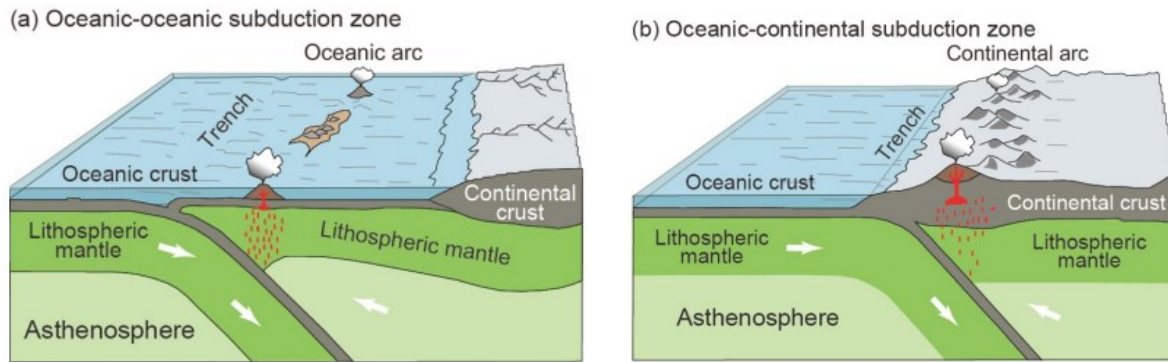


Obr. 2. Globální distribuce velkých magmatických provincií. Převzato z Bryan & Ferrari (2013).

Vulkanismus v oblasti subdukce

Erupce supervulkánů na subdukčních zónách mají velmi výbušný charakter, je to díky magmatu s vysokým obsahem těžkých látek a hlavně vody, které se uvolňují z litosféry během její subdukce do oblasti zemského pláště, zde dochází k tavení subdukované litosféry a k její dehydrataci, zejména vodou bohatých sedimentů, to vede k uvolňování fluid, které způsobují metasomatózu pláště (Y. F. Zheng, 2019). Podle geometrie subdukčních zón lze rozlišit dva základní typy (Obr. 3.): a) ploché subdukce pod aktivní kontinentální okraj (chilský typ) a strmě ukloněné subdukce pod oceánské ostrovní oblouky (západopacifický nebo mariánský typ). Pro subdukční zóny je charakteristická Wadati-Benioffova zóna, zóna zvýšené seismické aktivity, zemětřesení se zde vyskytují až do hloubek ~700 km (Schellart, 2023). Jako chilský typ se označuje subdukce oceánské desky pod kontinentální litosféru pod nízkým úhlem, dochází ke kontaktu horní a spodní desky, na kontaktní zóně dochází k silným zemětřesením. U mariánského typu subdukuje oceánská deska pod litosféru oceánskou pod vysokým úhlem a desky jsou spolu v kontaktu jen minimálně nebo vůbec. U tohoto typu subdukce vznikají zaobloukové pánve s nízkým reliéfem. Subdukce se může vyvíjet a měnit z jednoho typu na druhý, ze začátku je subdukce pod nízkým úhlem, je zde kontaktní zóna mezi horní a spodní deskou, postupem času deska subdukuje hlouběji do pláště a kontaktní zóna se zmenšuje (Uyeda & Kanamori, 1979). Možnými faktory ovlivňujícími způsob subdukce jsou stáří subdukované desky a typ litosféry. Kontinentální litosféra je díky svému složení příliš lehká na to, aby byla subdukována hluboko a ve velkém objemu, oceánská litosféra má naopak vysokou hustotu a díky tomu snáz subdukuje do velkých hloubek (Molnar & Atwater, 1978).

Z hlediska chemického složení jsou supervulkanická magmata kyselá nebo intermediální s vysokým obsahem SiO_2 , horninové složení odpovídá dacitu nebo ryolitu (Miller & Wark, 2008).



Obr. 3. Schématické diagramy pro subdukční zónu a) oceánská deska subdukuje pod oceánskou litosféru, b) oceánská deska subdukuje pod kontinentální litosféru. Převzato z Zheng et al. (2022).

U erupcí nedochází k pomalému tečení lávy po svazích, ale k výbuchům horkých plynů a popela do výšek až 50 km (Sigurdsson et al., 1999). Po výbuchu se materiál ze sopky začne mísit s okolním vzduchem, ten se vlivem tepla začne rozšiřovat a tvoří se typický květákový vzhled erupčního sloupu (“*cauliflower cloud*”, Parfitt & Wilson, 2008, Obr. 4.). Na materiál u okraje erupčního sloupu nepůsobí dostatečně velký tlak, vytvoří se mračno popela to je unášeno větrem. Postupně dochází k vypadávání popela do okolí vulkánu, ty nejmenší částice mohou být v atmosféře unášeny dny až týdny a dostat se do velkých vzdáleností (Parfitt & Wilson, 2008).



Obr. 4. Erupční sloup vytvořený během erupce vulkánu Puyehue ve vulkanickém komplexu Puyehue-Cordon Caulle v Chile 5. června 2011 (<https://www.theatlantic.com/photo/2011/06/chailes-puyehue-volcano-erupts/100081/>, 2011).

V případě, že dojde ke kolapsu erupčního sloupce, důvodů může být několik např. ochlazením, snížením turbulence nebo při další dílčí erupci, vytvoří se pyroklastické proudy, ty se horizontálně šíří a dochází k zasypávání zemského povrchu v okolí sopky. Po erupci dochází ke kolapsu kaldery, začne se propadat strop magmatického krbu, dojde k rozlámání nadložních vrstev na megabloky, ty se sesunou do vyprázdněného krbu a jsou zasypány typickou horninovou asociací supererupcí vysokoteplotními ignimbrity převážně ryolitového až dacitového složení ("ignimbrite" Marshall, 1935, Obr. 5.), doprovázené koignimbritovými napadávkami (Branney & Acocella, 2015). Kolem místa výbuchu se usazují hrubší pyroklasty, se zvětšující se vzdáleností od tohoto místa jejich zrnitost klesá až do popelové zrnitostní frakce. Ignimbrity jsou pyroklastické horniny, které vznikají spečením sopečného materiálu z pyroklastických proudů (Walker, 1983). Mohou pokrývat rozsáhlá území i více než 20 000 km², obsahují různě velké částice, od sopečného popela (velikost menší než 2 mm, Dufek & Manga, 2008) až po centimetrové úlomky pemzy (Wilson, 2008).



Obr. 5. Foto - Eutaxitický ignimbrit pod Cerro Saraguasca, Jinotega, Nikaragua. In: Fotoarchiv České geologické služby [online databáze]. Praha, Česká geologická služba (<http://www.geology.cz/foto/29872>).

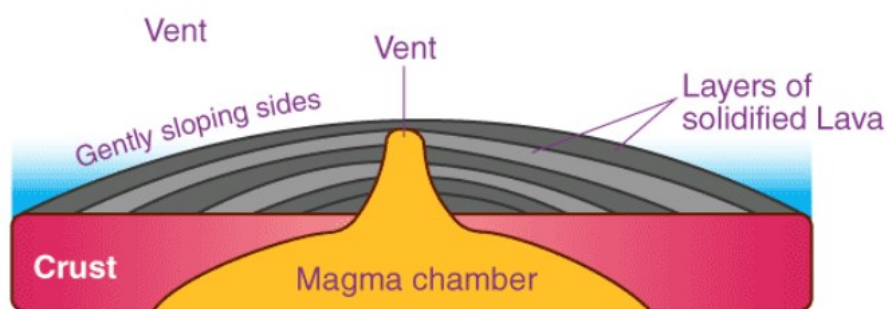
Vulkanismus divergentních deskových rozhraní

Divergentní rozhraní jsou oblasti, kde dochází k rozšiřování zemské kůry (oceánské nebo kontinentální). K vulkanické aktivitě v oblastech riftingu dojde tehdy, když se litosféra roztáhne a ztenčí, čímž umožní astenosférickému plášti vystoupat do oblastí s nižším tlakem, kde se začne tavit. Oblasti riftingu spojené s výlevy bazaltů o objemu milionů km³ se vytvořily nad místy tepelných anomálií v plášti, kde neobvykle horký plášť zvedá litosféru a ta se ztenčuje, při dekompresi se plášť i spodní kůra taví a magma se v podobě lávy dostává na povrch. V severní části Atlantského oceánu během rozpadu kontinentů došlo k výlevům bazaltů o objemu 5-10 milionu km³ (White & Mckenzie, 1989). Kontinentální riftová zóna se může postupem času vyvinout v oceánskou riftovou zónu díky neustálému rozpínání a ztenčování, k tomu ale nemusí dojít vždy (LaFemina, 2015). Příkladem kontinentálního riftu je Východoafrický rift (Chorowicz, 2005).

4. Typy sopek produkující supererupce

Způsob jakým se magma dostává na povrch závisí na poměru pevných částí (krystalů) a taveniny v částečně roztavené hornině v plášti. Magma s obsahem krystalů 0-50 obj. % se na povrch dostává v podobě pomalých výlevů lávy, při větším objemu krystalů je magma více viskózní a vzniká eruptivní magma (Wilson, 2008).

Erupce málo viskózní bazaltové lávy vytváří štítové sopky, ty jsou tvořeny vrstvami lávy z jednotlivých velmi častých erupcí, příkladem štítové sopky je Mount Kilauea na Havaji (Schwindinger & Anderson, 1989). Pro štítové sopky je charakteristická jedna centrální přírodní dráha magmatu (Obr. 6) a rozsáhlé lávové proudy.



Obr. 6. Schéma štítové sopky. (<https://byjus.com/physics/shield-volcano/>).

U LIPs bazaltického složení jsou často zdrojem erupce trhlinové sopky, pukliny a zlomy na zemském povrchu související s oblastmi riftingu, jimiž vystupuje magma ve formě rozsáhlých lávových proudů. Nejznámější trhlinový systém je Laki na Islandu (Thordarson et al., 1996).

Dalším typem sopky jsou stratovulkány. Jedná se o vysoké kuželovité vulkány tvořené vrstvami tefry (z explozivní erupce) a lávových proudů (z efuzivní erupce). Erupce jsou zásobovány jednou centrální přírodní dráhou, díky tomu vzniká jejich téměř souměrný kónický tvar. Typickým stratovulkánem jsou Fudži (Japonsko, Obr. 7.) a Ključevskaja (Rusko) (Sigurdsson et al., 1999).



Obr. 7. Stratovulkán Fudži v Japonsku. (<https://gogonihon.com/en/blog/history-of-mount-fuji/>, 2023).

Pro supererupce jsou charakteristické kaldery, vulkanotektonické struktury u kterých dojde k poklesu terénu do částečně vyprázdněného magmatického krbu (Branney & Acocella, 2015). Kolaps může být ovlivněn již existujícími zlomovými strukturami, konečný tvar kaldery je závislý také na morfologii magmatického krbu (Cole et al., 2005). Velikost kaldery závisí zejména na velikosti magmatického krbu a litologii. Bazaltové kaldery vznikají během efuzivních erupcí v průměru tedy bývají menší např. 5 km široká kaldera na ostrově Fernandina, Galapágy (Branney & Acocella, 2015). U explozivních erupcí supervulkánů se mohou vytvořit kaldery o průměru až 100 km, příkladem takové kaldery je Toba (Miller & Wark, 2008).

Vývojová stádia kalder

Pre-kalderová fáze

Dlouho před tím, než se zformuje velký pluton, probíhá menší vulkanická aktivita, která vytvoří několik menších tvarů sopečných těles. Formování velkého plutonu může trvat několik desítek tisíc let, ale následná erupce může nastat ve velmi krátké době (např. Toba, Sumatra). Před erupcí se díky hromadění magmatu v rezervoáru v horní části zemské kůry může zemský povrch zvednout o desítky až stovky metrů. Velikost vyzdvižené oblasti závisí na velikosti a tvaru magmatického rezervoáru. Dalším signálem blížící se erupce může být zvýšená hydrotermální a seismická aktivita a freatické erupce. Samotných spouštěčů erupce může být

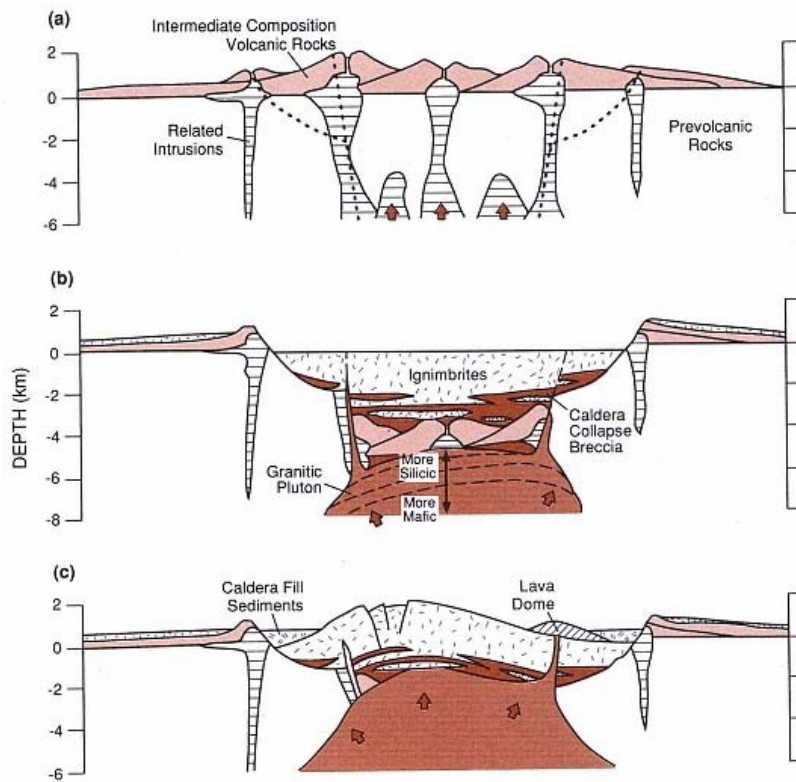
několik, např. gravitační nestabilita, segregace taveniny nebo porušení struktury vnější událostí. Za nejvýznamnější spouštěč se považuje zahřátí magmatu novou intruzí bazaltického složení (Branney & Acocella, 2015).

Fáze vzniku kaldery

Při výbuchu dochází k vyvržení několika km³ magmatu. Pro tyto erupce je charakteristický vysoký erupční sloupec, je to velmi horká směs plynů, popela a pemzy, která může dosáhnout výšky až 50 km. Postupně dochází ke kolapsu erupčního sloupce, důvodů může být několik např. ochlazením, snížením turbulence nebo při další dílčí erupci. Materiál se začne horizontálně šířit a dochází k zasypávání zemského povrchu v okolí sopky. Po erupci se postupně začne propadat strop magmatického krbu, dojde k rozlámání nadložních vrstev na megabloky, ty se sesunou do vyprázdněného krbu a jsou zasypány ignimbrity (Branney & Acocella, 2015).

Post-kolapsový magmatismus

V nově vzniklé kaldeře dochází k velmi dynamické sedimentaci a to hlavně díky strmým okrajům způsobeným propadem po skončení erupce. Velmi častá je hydrotermální aktivita a mineralizace, která by se dala využít pro potřeby člověka (Branney & Acocella, 2015).



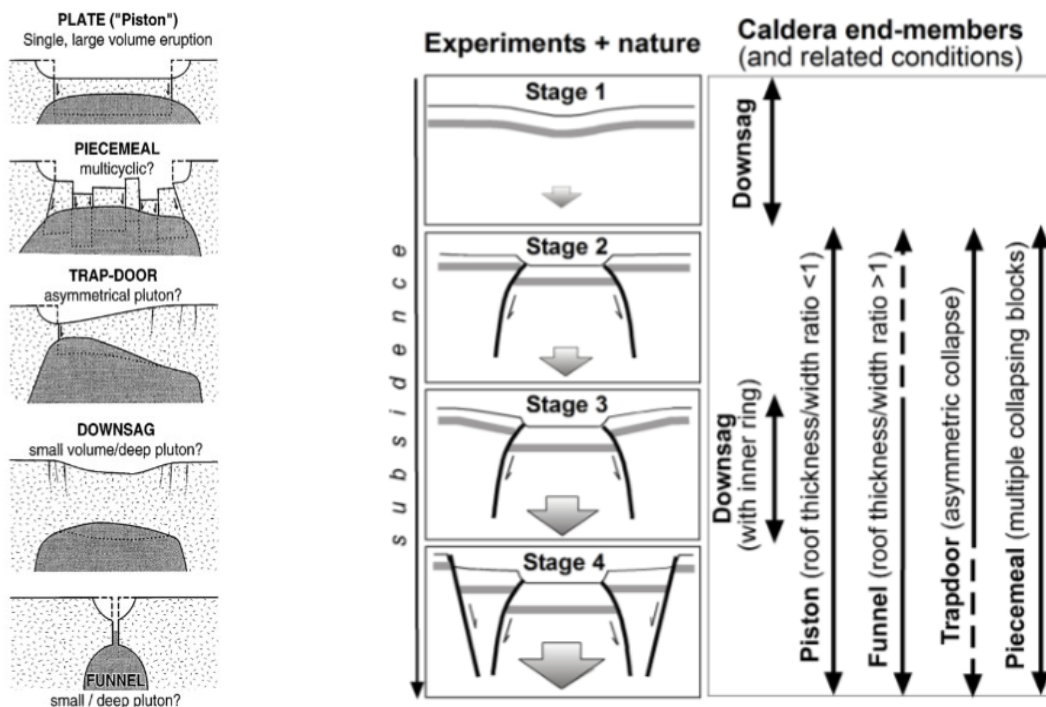
Obr. 8. Vývoj kaldery. (a) Vulkanismus před kolapsem. Několik menších vulkánů s menšími plutony se postupně spojují a vytvoří velký pluton, který zvětšuje svůj objem, dokud nedojde k výbuchu. (b) Kaldera bezprostředně po výbuchu a kolapsu. (c) Obnova kaldery, dochází k vyzdvižení kalderových usazenin. Převzato z Wohletz & Heiken (1992).

Klasifikace kalder

Mechanismus vzniku kalder není přesně popsán, existuje proto několik klasifikací kalder podle různých parametrů. Jednu klasifikaci podle typu koncových členů, které se mezi sebou liší geometrií, charakterem erupce a vývojovým charakterem navrhl Lipman (1997). Podle terénních dat rozlišil pět typů subsidence kalderového dna: piston, piecemeal, trap-door, downsag a funnel (Obr. 9.). Jako „piston“ nebo také „plate“ se označují kaldery, u kterých poklesává symetricky centrální blok ohraničený kruhovým zlomem. U typu „piecemeal“ se dno rozláme do několika menších bloků a ty se následně pohybují samostatně. Typ „trap-door“ se vyznačuje tím, že dochází k asymetrickému poklesu na jedné straně kaldery. Kalderové dno u

typu „downsag“ nepoklesne až do magmatického krbu, ale vytvoří širokou depresi s ukloněnými okraji. U „funnel“ kaldery dojde k sesunutí vlivem gravitace a vznikne úzká, hluboká prohlubeň.

Nedostatkem této klasifikace je, že nepostihuje typy kalder, které mají smíšené charakteristiky dvou nebo i více typů (Acocella, 2006).



Obr. 9. Obrázek vlevo - Již zavedené koncové členy podle Lipman (1997). Obrázek vpravo - Evoluce geometrie přírodních kalder shrnutá do 4 fází. Klasické koncové členy kaldery podle Lipman (1997) a související podmínky jejich vzniku, zejména významné poměry mocností nadloží vůči šířce kaldery. Převzato z Acocella (2006).

Kaldery dělené na základě stylu erupce a složení magmatu na typových lokalitách definovali Williams a McBirney (1979), jsou to: typ Krakatau (Indonésie), vzniklý po kolapsu vrcholů velkých kompozitních sopek po explozivní erupci z jedné nebo více přívodních drah nebo v

některých případech z obloukovitých trhlin na bocích. Objem materiálu vyvrženého během erupce je obvykle mnohem menší než 100 km³. Typ Hawaii vzniká po kolapsu štítové sopky, u které dojde k odvedení magmatu při erupcích na bocích vulkánu. Typ Masaya (Nikaragua) se vytváří u subsidence typu „piecemeal“ u nízkých štítových vulkánů. Typ Valles (Nové Mexiko, USA) kolaps podél obloukovitých zlomů v důsledku vyvržení pyroklastického materiálu o objemu více než 100 km³. Typ Katmai (Aljaška, USA) vzniká, když u kaldery dojde k odvedení magmatu z centrálního magmatického krbu, které začne zásobovat erupce jiného vulkánu. Typ Galapágy (Tichý oceán) se vytváří po odvedení magmatu při erupcích z obvodových trhlin v blízkosti vrcholu vulkánu. U typu Atitlán (Guatemala) dojde k poklesu díky erupcím ze sopek poblíž okraje kaldery nebo z blízkých puklin.

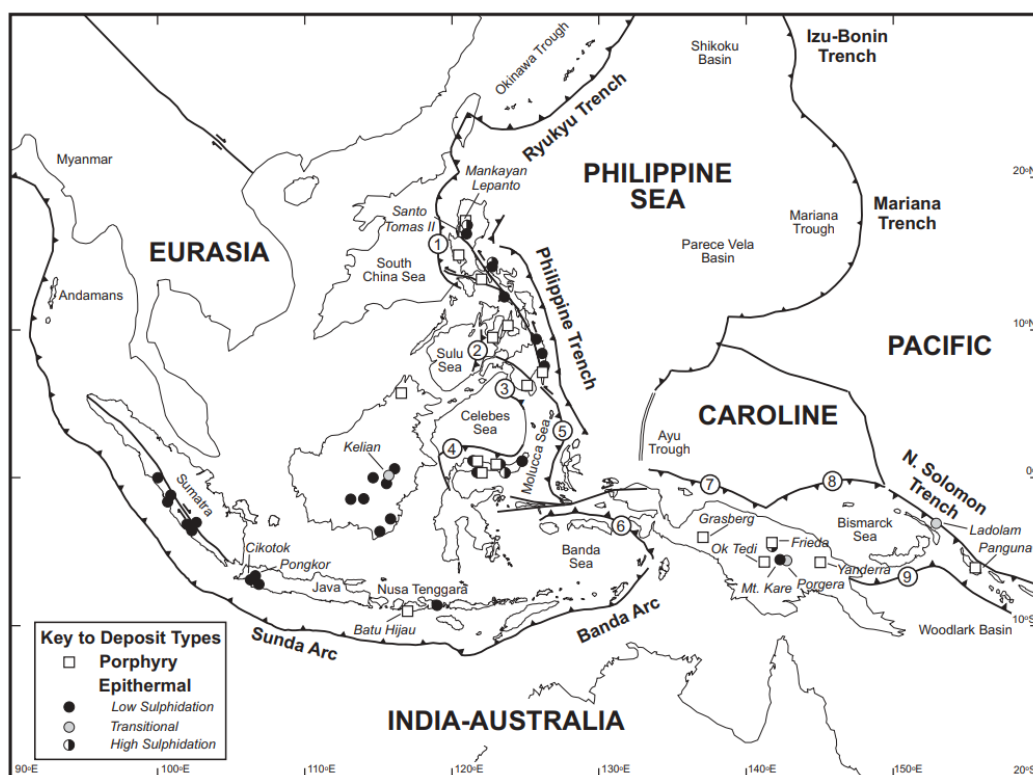
4a. Toba jako příklad kalderové supererupce

Geologie okolí supervulkánu Toba

Ostrov Sumatra a Borneo obsahují většinu nejstarších hornin v celé Indonésii, avšak nejstarší horniny datované do období siluru jsou známy pouze z vrtů, jedná se o granity z oblasti střední Sumatry. Nejstarší spolehlivě datované horniny jsou sedimenty z období karbonu a vulkanické horniny permského stáří. Z období mesozoika je izotopovým datováním zjištěno několik epizod granitického kyselého magmatismu, u kterých se předpokládá, že k nim došlo na aktivním kontinentálním okraji andského typu (Hall, 2009). Horniny kenozoického stáří pokrývají většinu Indonésie, jedná se většinou o produkty vulkanické činnosti, která je z tohoto období omezena podél zlomu Semangko (Maryono et al., 2014).

Supervulkán Toba je vulkano-tektonická deprese ležící v pohoří Barisan v severní části ostrova Sumatra v Indonésii. Ostrov Sumatra je součástí sundského vulkanického ostrovního oblouku (Obr. 10.) a tektonické procesy jsou v této oblasti ovlivněny třemi tektonickými strukturami. Podél tohoto ostrovního oblouku se nachází velké množství aktivních vulkánů, k vulkanické

aktivitě v této oblasti dochází díky subdukující indo-australské desce, která se vlivem vysokých teplot a tlaků v plášti taví, unikající plyny a voda interagují s okolím a dochází k částečnému natavení plášťového klínu, tato tavenina poté stoupá vertikálně vzhůru a hromadí se pod zemským povrchem, odkud se na zemský povrch se dostává při sopečném výbuchu (Stern, 2002). Celá oblast nad subdukční zónou je náchylná k zemětřesení. Hypocentra zemětřesení zde bývají v hloubce až 670 km (Widiyantoro et al., 2011).



Obr. 10. Poloha sundského vulkanického oblouku na rozhraní subdukující indoaustralské a euroasijské desky. Převzato z MacPherson & Hall (2002).

Nejzřetelnější tektonická struktura je Sundský příkop v oblasti subdukce indo-australské desky pod desku euroasijskou. Subdukce v této oblasti začala před ~160 Ma u ostrova Flores a je ukloněná k severu (Widiyantoro & van Der Hilst, 1996).

Ve vnitrozemí po celé délce ostrova probíhá další zlomová zóna, pravostranný horizontální zlom Semangko (např. Fitch, 1972.; Jarrard, 1986). Třetí je 600 km dlouhý zlom Mentawai,, který je rovnoběžný se zlomem Semangko a oblastí subdukce a leží mezi nimi. Oba zlomy zde vznikly pravděpodobně díky probíhající subdukci, protože v oblastech šikmé konvergence jako je tato dochází často k deformaci kolmo ve směru extenze litosférické desky (Mukti et al., 2012).

Gologie kaldery Toba

Nejstarší podloží vulkánu Toba je tvořeno zelenými břidlicemi, šedými vápenci a vápnitými prachovci a jsou pravděpodobně z období konce karbonu až začátku permu.

Z triasu jsou zde polohy tence vrstvených pískovců a prachovců, metamorfované horniny jsou zastoupeny šedými a černými břidlicemi.

Oblast kaldery se nachází na jižním okraji kenozoické zaobloukové sedimentární pánve, ale většinu hornin tohoto stáří tvoří vulkanické a vulkanoklastické horniny. Ze sedimentárních hornin zde najdeme křemenné slepence a pískovce, jemnější arkózové pískovce a vápnité slínovce. Nejmladší horniny z období holocénu vznikaly ve fluviálním nebo lakustrinním prostředí (Aldiss & Ghazali, 1984).

Historické erupce

Vulkano-tektonická deprese supervulkánu Toba vznikla při několika explozích v pleistocénu. V současné době má kaldera Toba rozměry 100 x 30 km a je zaplavena vodou, se svojí rozlohou je to největší kaldera vzniklá v mladším historickém období.

Nejstarší známá erupce vulkánu Toba se odehrála před 1,2 miliony lety pravděpodobně v severní části kaldery (*Haranggoal Dacit Tuff*, Nishimura et al., 1977), během ní došlo k vyvržení 35 km³ materiálu dacitového složení. Tato erupce zjevně nebyla pliniovského typu,

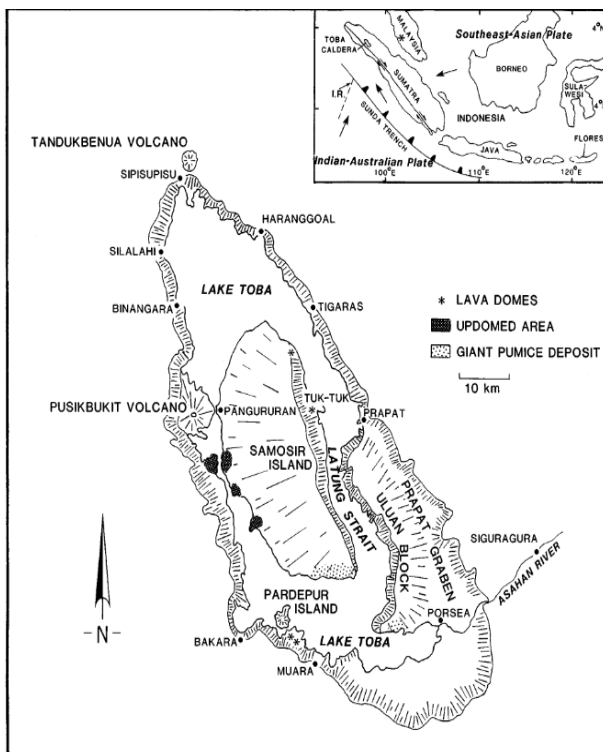
důvodem mohlo být nedostatečné nahromadění magmatu nebo nemožnost diferenciaci magmatického krbu, protože tato erupce proběhla za vysokých teplot (866°C).

Další erupce, druhá největší, proběhla před 840 tisíci lety v jižní části kaldery a vyvrženo bylo 500 km³ materiálu andezit-ryolitového složení, teplota byla výrazně nižší okolo 704-750°C (*Oldest Toba tuff*, Diehl et al., 1987).

K obnově vulkanické činnosti v severní části kaldery došlo před 500 tisíci lety, kdy erupce vyprodukovala 60 km³ dacitového pyroklastického materiálu o teplotě 743-751°C (*Middle Toba tuff*, Chesner et al., 1991).

Nejmladší a největší erupce proběhla před 74 tisíci lety, během této erupce bylo vyprodukováno 2 800 km³ pyroklastického materiálu, složení odpovídá ryodacitu až ryolitu, teplota materiálu se pohybovala od 701-780°C (Chesner, 1998).

Vulkanická aktivita všech tří mladší erupcí probíhala podél zlomů a puklin na zemském povrchu, nebyla tedy pouze jedna přírodní dráha jako v případě nejstarší erupce.



Obr. 11. Tektonické struktury ostrova Sumatra s umístěním supervulkánu Toba. Převzato z Chesner, (1998).

Petrologie a mineralogie

Základní hmota *Haranggoal Dacit Tuff* je tmavě hnědá a obsahuje minerály plagioklas, ortopyroxen, klinopyroxen, magnetit a ilmenit, dále obsahuje polohy sklovitých úlomků ve zploštělých fiamme. Akcesorickými minerály jsou apatit a zirkon.

U třech mladších erupcí jsou dominantními minerály křemen, plagioklas, sanidin, biotit a amfibol. Křemen zde běžně vytváří krystaly dlouhé až 2 cm. Vedlejšími nebo akcesorickými minerály těchto tří jednotek jsou magnetit, allanit, zirkon, fayalit a ilmenit. Ortopyroxen je zastoupen ve všech třech jednotkách, nejhojnější je u Middle Toba tuff, v dalších dvou jednotkách tvoří méně podstatnou část (Chesner, 1998).

Zdroje magmatu

Po posledním výbuchu před 74 000 lety zde vznikla deprese o velikosti 2500 km², její tvar byl ovlivněn zlomy, které v této oblasti byly už před výbuchem, pro porovnání můžeme uvést kaldery Krakatoa a Tambora, které jsou menší než 50 km².

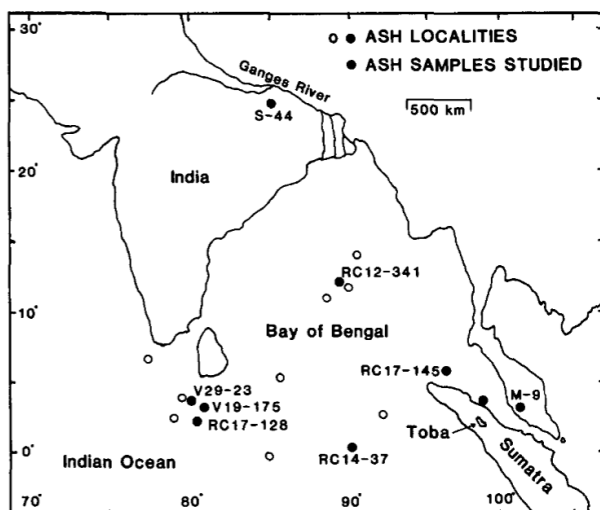
V hloubce ~150 km se taví subdukovaná deska, ta transportuje anomální množství přehřátých těkavých látek do pláště, těkavé látky stoupající vzhůru způsobují částečné tavení hornin pláště, ty poté stoupají vzhůru a hromadí se v hloubkách 30-50 km, kde tvoří rezervoár bazaltového magmatu o rozloze ~50,000 km³. Teplo z rezervoáru se uvolňuje, dosahuje střední až svrchní zemské kůry, kde způsobuje její tavení, to vede k vytvoření magmatického krbu mělko pod zemským povrchem. K erupci dochází v případě, kdy se v magmatickém krbu nahromadí kritické množství magmatu, dochází k dekompresi, což podporuje další tavení, z magmatu se uvolňují plyny, které zvyšují tlak v krbu a přírodních drahách a urychlují výstup magmatu na povrch. Nahromadění dostatečného množství magmatu ve svrchní kůře trvá stovky tisíc let, proto je mezi jednotlivými supererupcemi dlouhé období klidu (Koulakov et al., 2016).

4b Dopady kalderové erupce vulkánu Toba na vývoj člověka a životní prostředí

Erupce vulkánu Toba na Sumatře před 74 tisíci lety byla největší známá sopečná erupce za posledních 2,5 milionů let. Index vulkanické explozivity (VEI; Newhall & Self, 1982) je u této erupce odhadován na číslo 8 (Ge & Gao, 2020). Tato erupce je často předmětem diskuze právě díky své velikosti, odhady množství vyprodukovaného magmatu během erupce se pohybují mezi 2500–3000 km³ (např. Aldiss & Ghazali, 1984; Rose & Chesner, 1987; Zielinski et al., 1996).

Během erupce se do atmosféry dostalo přibližně 10¹⁶ g aerosolu H₂SO₄ a prachu, díky jejich malé velikosti se tyto částice rychle roznesou po celé Zemi a účinky tohoto aerosolu v atmosféře vyvolávají změny v klimatickém systému, předpokládá se, že v případě erupce Toby množství aerosolu způsobilo globální ochlazení o 3-5° C (Rampino & Ambrose, 2000).

Popel vytvořený během této erupce pokryl rozsáhlé území o rozloze nejméně 4 000 000 km². Na několika lokalitách v Malajsii byl popsán popelový horizont o tloušťce až 90 cm. Nejvzdálenější vzorek popela z této erupce byl odebrán na území Indie, vzdálený od místa erupce 3100 km (Obr. 12). Je známo, že na dně Indického oceánu je uložena asi deseti centimetrová vrstva popela z této erupce (Rose & Chesner, 1987).



Obr. 12. Mapa umístění kaldery Toba a lokality vzorků popela. Převzato z Rose & Chesner, 1987.

Dopady na flóru

Život flóry na Zemi ovlivnily nejpravděpodobněji nízké teploty a snížené množství srážek. Dle výzkumu Martina Williamse prováděném v Bengálském zálivu došlo v Indii ke změně vegetace, před erupcí zde byl les, který se po erupci změnil na otevřenější lesy a pastviny (Williams et al., 2009).

Erupce měla také dopad na vegetaci na severu Sumatry, po erupci došlo ke zničení borových lesů obklopujících kalderu (Van der Kaars et al., 2012).

Dopady na člověka

Na základě paleontologických důkazů a genetické struktury existujících lidských populací prošla populace moderního člověka v období pleistocénu nejméně jedním efektem hrdla láhve (*bottleneck*), ochlazení způsobené erupcí Toby by mohlo být důvodem proč k němu došlo. Vulkanická zima mohla geograficky izolovat populace do tropických refugií, snížit jejich počet a vytvořit tak genetickou izolaci (Ambrose, 1998).

5 Diskuze a závěry

Cílem této práce bylo zhodnotit dosavadní znalosti o supervulkanických erupcích. V současné literatuře je jim věnována značná pozornost právě díky jejich velikosti. Rozpoznání supererupce je problematické, sopečná činnost je různorodá a proto neexistuje žádná přímá klasifikace. Za supererupce se obecně považují ty, u kterých byla v minulosti zaznamenána erupce tak velkých rozměrů, že to zásadně ovlivnilo život na zemi. K takto rozsáhlým erupcím dochází nepravidelně a vzácně přibližně každých 50 000 let. V řadě případů supervulkán vzniká kombinací několika geotektonických mechanismů, které se od sebe obtížně odlišují, jsou vázány na místa, kde dochází ke zvýšené produkci magmatu, zjednodušeně na oblasti riftingu, subdukční zóny a horké skvrny.

Rozpoznávání supervulkánů komplikuje řada faktorů, hlavně opakované erupce, u kterých je nejasně stanovené stáří dílčích erupcí, nemusí se jednat o jednu rozsáhlou erupci ale o více časově oddělených menších erupcí. Důležitou roli v rozlišení velikosti erupce hraje také eroze, je schopna rozrušit a transportovat vulkanické horniny a my nejsme schopni určit jejich původní množství.

Diskutované často bývají velké magmatické provincie, jelikož se jedná o erupce trvající několik milionů let, zda je tedy zařadit mezi supererupce jenom na základě vyprodukování velkého množství magmatu nebo ne, protože toto množství magmatu se na zemský povrch nedostane najednou, jako například u kalderových erupcí ale postupně.

V budoucnu je potřeba zaměřit se na detekci doprovodné známky blížící se sopečné supererupce, k tomu je ale potřeba:

- dokonalé poznání stavby vulkánu
- stanovení objemu magmatu

- sledování zemětřesné aktivity - zvýšená seismická aktivita může indikovat pohyb magmatu
- deformace povrchu, které mohou naznačovat například hromadění magmatu pod povrchem
- monitorování sopečných plynů, jejich zvýšená produkce nebo změna chemismu můžou znamenat stoupaní magmatu k povrchu

Použitá literatura

- Acocella, V. (2006). Caldera types: How end-member relate to evolutionary stages of collapse. *Geophysical Research Letters*, 33(18), L18314. <https://doi.org/10.1029/2006GL027434>
- Aldiss, D. T., & Ghazali, S. A. (1984). The regional geology and evolution of the Toba volcano-tectonic depression, Indonesia. *Journal of the Geological Society*, 141(3), 487–500. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.3.0487>
- Ambrose, S. H. (1998). Late Pleistocene human population bottlenecks, volcanic winter, and differentiation of modern humans. *Journal of Human Evolution*, 34(6), 623–651.
- Bailey, R. A., Dalrymple, G. B., & Lanphere, M. A. (1976). Volcanism, structure, and geochronology of Long Valley Caldera, Mono County, California. *Journal of Geophysical Research*, 81(5), 725–744.
- Branney, M., & Acocella, V. (2015). Calderas. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second, pp. 299–315). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00016-x>
- Bryan, S. E., & Ernst, R. E. (2008). Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews*, 86(1–4), 175–202. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.08.008>
- Bryan, S. E., Ewart, A., Stephens, C. J., Parianos, J., & Downes, P. J. (2000). The Whitsunday Volcanic Province, Central Queensland, Australia: lithological and stratigraphic investigations of a silicic-dominated large igneous province. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 99(1–4), 55–78. www.elsevier.nl/locate/jvolgeores
- Bryan, S. E., & Ferrari, L. (2013). Large igneous provinces and silicic large igneous provinces: Progress in our understanding over the last 25 years. *Bulletin of the Geological Society of America*, 125(7–8), 1053–1078. <https://doi.org/10.1130/B30820.1>
- Chesner, C. A. (1998). Petrogenesis of the Toba Tuffs, Sumatra, Indonesia. *Journal of Petrology*, 39(3), 397–438.
- Chesner, C. A., Rose, W. I., Deino, A. L., Drake, R., & Westgate, J. A. (1991). Eruptive history of Earth's largest Quaternary caldera (Toba, Indonesia) clarified. *Geology*, 19(3), 200–203. <http://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/19/3/200/3512210/i0091-7613-19-3-200.pdf>
- Chorowicz, J. (2005). The East African rift system. *Journal of African Earth Sciences*, 43(1–3), 379–410. <https://doi.org/10.1016/j.jafrearsci.2005.07.019>
- Coffin, M. F., & Eldholm, O. (1992). Volcanism and continental break-up: a global compilation of large igneous provinces. *Geological Society, London, Special Publications*, 68(1), 17–30. <http://sp.lyellcollection.org/>
- Cole, J. W., Milner, D. M., & Spinks, K. D. (2005). Calderas and caldera structures: a review. *Earth-Science Reviews*, 69(1–2), 1–26. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.06.004>
- Cole-Dai, J. (2010). Volcanoes and climate. In *WIREs Climate Change* (Vol. 1, Issue 6, pp. 824–839). Wiley-Blackwell. <https://doi.org/10.1002/wcc.76>

- Diehl, J. F., Onstott, T. C., Chesner, C. A., & Knight, M. D. (1987). No short reversals of Brunhes age recorded in the Toba tuffs, north Sumatra, Indonesia. *Geophysical Research Letters*, 14(7), 753-756.
- Dufek, J., & Manga, M. (2008). In situ production of ash in pyroclastic flows. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 113(B9). <https://doi.org/10.1029/2007JB005555>
- Fitch, T. J. (1972). Plate convergence, transcurrent faults, and internal deformation adjacent to southeast Asia and the western Pacific. *Journal of Geophysical Research*, 77(23), 4432–4460.
- Ge, Y., & Gao, X. (2020). Understanding the overestimated impact of the Toba volcanic super-eruption on global environments and ancient hominins. *Quaternary International*, 559, 24–33. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2020.06.021>
- Hall, R. (2009). Indonesia, geology. In R. G. Gillespie & D. Clague (Eds.), *Encyclopedia of Islands* (Second, pp. 454–460). University of California Press.
- Hansen, J., Lacic, A., Ruedy, R., & Sato, M. (1992). Potential climate impact of Mount Pinatubo eruption. *Geophysical Research Letters*, 19(2), 215–218. <https://doi.org/10.1029/91GL02788>
- Jarrard, R. D. (1986). Terrane motion by strike-slip faulting of forearc slivers. *Geology*, 14(9), 780–783. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1986\)14<780:TMBSFO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1986)14<780:TMBSFO>2.0.CO;2)
- Jones, G. S., Gregory, J. M., Stott, P. A., Tett, S. F. B., & Thorpe, R. B. (2005). An AOGCM simulation of the climate response to a volcanic super-eruption. *Climate Dynamics*, 25(7–8), 725–738. <https://doi.org/10.1007/s00382-005-0066-8>
- Jordan, B. T. (2005). Age-progressive volcanism of the Oregon High Lava Plains: Overview and evaluation of tectonic models. In G. R. Foulger, J. H. Natland, D. C. , Presnall, & D. L. Anderson (Eds.), *Plates, plumes and paradigms* (Vol. 388, pp. 503–515). Special papers-Geological Society of America.
- Koulakov, I., Kasatkina, E., Shapiro, N. M., Jaupart, C., Vasilevsky, A., El Khrepy, S., Al-Arifi, N., & Smirnov, S. (2016). The feeder system of the Toba supervolcano from the slab to the shallow reservoir. *Nature Communications*, 7(1). <https://doi.org/10.1038/ncomms12228>
- Kremser, S., Thomason, L. W., von Hobe, M., Hermann, M., Deshler, T., Timmreck, C., Toohey, M., Stenke, A., Schwarz, J. P., Weigel, R., Fueglistaler, S., Prata, F. J., Vernier, J. P., Schlager, H., Barnes, J. E., Antuña-Marrero, J. C., Fairlie, D., Palm, M., Mahieu, E., ... Meland, B. (2016). Stratospheric aerosol—Observations, processes, and impact on climate. In *Reviews of Geophysics* (Vol. 54, Issue 2, pp. 278–335). Blackwell Publishing Ltd. <https://doi.org/10.1002/2015RG000511>
- LaFemina, P. C. (2015). Plate Tectonics and Volcanism. In H. Sigurdsson, B. Houghton, S. McNutt, H. Rymer, & J. Stix (Eds.), *The Encyclopedia of Volcanoes* (Second, pp. 65–92). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-12-385938-9.00003-1>
- 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. (2000). Central San Juan caldera cluster: regional volcanic framework. In Philip M. Bethke & Richard L. Hay (Eds.), *Ancient Lake Creede: its volcano-tectonic setting,*

- history of sedimentation, and relation to mineralization in the Creede mining district (Vol. 346, pp. 9–69). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2346-9.9>
- Lowenstern, J. B., Smith, R. B., & Hill, D. P. (2006). Monitoring super-volcanoes: geophysical and geochemical signals at Yellowstone and other large caldera systems. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2055–2072. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1813>
- MacPherson, C. G., & Hall, R. (2002). Timing and tectonic controls in the evolving orogen of SE Asia and the western Pacific and some implications for ore generation. *Geological Society, London, Special Publications*, 204(1), 49–67. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2002.204.01.04>
- Maeno, F., & Imamura, F. (2011). Tsunami generation by a rapid entrance of pyroclastic flow into the sea during the 1883 Krakatau eruption, Indonesia. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B9). <https://doi.org/10.1029/2011JB008253>
- Maryono, A., Natawidjaja, D. H., van Leeuwen, T. M., Harrison, R. L., & Santoso, B. (2014). Sumatra, an emerging world-class magmatic gold belt. In N. I. Basuki & A. Z. Dahlius (Eds.), *Proceedings of Sundaland Resources 2014 MGEI Annual Convention* (pp. 89–101). Ikatan Ahli Geologi Indonesia (IAGI). <https://www.researchgate.net/publication/273137527>
- Mason, B. G., Pyle, D. M., & Oppenheimer, C. (2004). The size and frequency of the largest explosive eruptions on Earth. *Bulletin of Volcanology*, 66(8), 735–748. <https://doi.org/10.1007/s00445-004-0355-9>
- Marshall, P. (1935). Acid rocks of the Taupo-Rotorua volcanic district. *Transactions of the Royal Society of New Zealand*, 64, 323–366.
- Miller, C. F., & Wark, D. A. (2008). Supervolcanoes and their explosive supereruptions. *Elements*, 4(1), 11–15. <https://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.4.1.11>
- Molnar, P., & Atwater, T. (1978). Interarc spreading and Cordilleran tectonics as alternates related to the age of subducted oceanic lithosphere. *Earth and Planetary Science Letters*, 41(3), 330–340.
- Mukti, M. M. R., Singh, S. C., Deighton, I., Hananto, N. D., Moeremans, R., & Permana, H. (2012). Structural evolution of backthrusting in the Mentawai Fault Zone, offshore Sumatran forearc. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 13(12). <https://doi.org/10.1029/2012GC004199>
- 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(C2), 1231–1238. <https://doi.org/10.1029/jc087ic02p01231>
- Newhall, C., Self, S., & Robock, A. (2018). Anticipating future Volcanic Explosivity Index (VEI) 7 eruptions and their chilling impacts. *Geosphere*, 14(2), 572–603. <https://doi.org/10.1130/GES01513.1>
- Nishimura S, Abe E, Yokoyama T, Wirasantosa S, Dharma A, (1977) Danau Toba-The outline of Lake Toba, North Sumatra, Indonesia. *Paleolimnology Lake Biwa Japan Pleistocene*, 5, 313–33.
- Parfitt, E. A., & Wilson, L. (2008). *Fundamentals of physical volcanology* (First). Blackwell Publishing.

- Rampino, M. R., & Ambrose, S. H. (2000). Volcanic winter in the Garden of Eden: the Toba supereruption and the late Pleistocene human population crash. In F. W. McCoy & G. Heiken (Eds.), *Volcanic hazards and disasters in human antiquity* (Vol. 345, pp. 71–82). Geological Society of America. <https://doi.org/10.1130/0-8137-2345-0.71>
- Rose, W. I., & Chesner, C. A. (1987). Dispersal of ash in the great Toba eruption, 75 ka. *Geology*, 15(10), 913–917. http://pubs.geoscienceworld.org/gsa/geology/article-pdf/15/10/913/3509123/i0091-7613-15-10-913.pdf?casa_token=HGqIq_O2TmEAAAAA:CTLaE2RkLZ3Y651HSF_0aSX7C_Q2PdAaaGLBrvCRChRMxatMjpA7V
- Schellart, W. P. (2023). Subduction Zones: A Short Review. In J. C. Duarte (Ed.), *Dynamics of plate tectonics and mantle convection* (pp. 321–355). Elsevier. <https://doi.org/10.1016/b978-0-323-85733-8.00009-3>
- Schmidt, A., Fristad, K., & Elkins-Tanton, L. (Eds.). (2015). *Volcanism and global environmental change* (pp. 324). Cambridge University Press.
- Schwindinger, K. R., & Anderson, A. T. (1989). Synneusis of Kilauea Iki olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 103(2), 187–198.
- Self, S. (2006). The effects and consequences of very large explosive volcanic eruptions. *Philosophical Transactions of the Royal Society A: Mathematical, Physical and Engineering Sciences*, 364(1845), 2073–2097. <https://doi.org/10.1098/rsta.2006.1814>
- Sensarma, S. (2007). A bimodal large igneous province and the plume debate: The Paleoproterozoic Dongargarh Group, central India. In G. R. Foulger & D. M. Jurdy (Eds.), *Plates, plumes and planetary processes* (Vol. 430, pp. 831–839). Geological Society of America. [https://doi.org/10.1130/2007.2430\(38\)](https://doi.org/10.1130/2007.2430(38))
- Sheth, H. C. (2007). “Large Igneous Provinces (LIPs)”: Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth-Science Reviews*, 85(3–4), 117–124. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2007.07.005>
- Sigurdsson, H., Houghton, B., Rymer, H., Stix, J., & McNutt, S. R. (1999). *Encyclopedia of volcanoes* (H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix, & S. R. McNutt, Eds.; First). Academic press.
- Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., & Stix, J. (Eds.). (2015). *The encyclopedia of volcanoes* (Second, pp. 1456). Elsevier.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 3-1-3–38. <https://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Thordarson, T., Self, S., Oskarsson, N., & Hulsebosch, T. (1996). Sulfur, chlorine, and fluorine degassing and atmospheric loading by the 1783–1784 AD Laki (Skaftár Fires) eruption in Iceland. *Bulletin of Volcanology*, 58, 205–225.
- Uyeda, S., & Kanamori, H. (1979). Back-arc opening and the mode of subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 84(B3), 1049–1061. <https://doi.org/10.1029/jb084ib03p01049>
- van der Kaars, S., Williams, M. A. J., Bassinot, F., Guichard, F., Moreno, E., Dewilde, F., & Cook, E. J. (2012). The influence of the ~73 ka Toba super-eruption on the ecosystems of northern Sumatra as recorded in marine core BAR94-25. *Quaternary International*, 258, 45–53. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2011.09.006>

- Walker, G. P. (1983). Ignimbrite types and ignimbrite problems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 17(1–4), 65–88.
- White, R. S., & McKenzie, D. P. (1989). Volcanism at Rifts. 261(1), 62–71. <https://doi.org/10.2307/24987320>
- Widiyantoro, S., Pesicek, J. D., & Thurber, C. H. (2011). Subducting slab structure below the eastern Sunda arc inferred from non-linear seismic tomographic imaging. In R. Hall, M. A. Cottam, & M. E. J. Wilson (Eds.), *The SE Asian gateway: history and tectonics of the Australia–Asia collision*. (Vol. 355, pp. 139–155). Geological Society, London, Special Publications, <https://doi.org/10.1144/SP355.7>
- Widiyantoro, S., & van Der Hilst, R. (1996). Structure and evolution of lithospheric slab beneath the Sunda arc, Indonesia. *Science*, 271(5255), 1566–1570.
- Williams, H., & McBirney, A. R. (1979). *Volcanology* (pp. 398) Freeman, Cooper, San Francisco.
- Williams, M. A. J., Ambrose, S. H., van der Kaars, S., Ruehlemann, C., Chattopadhyaya, U., Pal, J., & Chauhan, P. R. (2009). Environmental impact of the 73 ka Toba super-eruption in South Asia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 284(3–4), 295–314. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2009.10.009>
- Wilson, C. J. N. (2008). Supereruptions and supervolcanoes: processes and products. *Elements*, 4(1), 29–34. <https://doi.org/10.2113/GSELEMENTS.4.1.29>
- Wohletz, K., & Heiken, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy* (Vol. 432). Berkeley: University of California Press.
- Zare Shahneh, A. (2019). More frequent flight in the ash polluted sky using electrostatic filter. *International Journal of Aeronautics and Aerospace Engineering*, 1(1), 27–35. <https://doi.org/10.18689/ijae-1000105>
- Zheng, Y., Chen, Y., Chen, R., & Dai, L. (2022). Tectonic evolution of convergent plate margins and its geological effects. *Science China Earth Sciences*, 65(7), 1247–1276. <https://doi.org/10.1007/s11430-022-9947-6>
- Zheng, Y. F. (2019). Subduction zone geochemistry. *Geoscience Frontiers*, 10(4), 1223–1254. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>
- Zielinski, G. A., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Whitlow, S., Twickler, M. S., & Taylor, K. (1996). Potential atmospheric impact of the Toba mega-eruption ~71,000 years ago. *Geophysical Research Letters*, 23(8), 837–840. <https://doi.org/10.1029/96GL00706>

Webové stránky

Alan Taylor, The Atlantic [online]. Datum publikování 06.06.2011 [cit. 2024-01-12]. Dostupné z <https://www.theatlantic.com/photo/2011/06/chiles-puyehue-volcano-erupts/100081/>

BYJU'S [online]. Datum publikování 29.10.2018 [cit. 2023-09-10]. Dostupné z <https://byjus.com/physics/shield-volcano/>

Go! Go! Nihon Staff . Go! Go! Nihon [online]. Datum publikování 10.08.2023 [cit. 2023-09-08]. Dostupné z <https://gogonihon.com/en/blog/history-of-mount-fuji/>

Jacqueline Ronson, Inverse [online]. Datum publikování 13.07.2017 [cit. 2022-06-08]. Dostupné z <https://www.inverse.com/article/34115-what-is-a-supervolcano-eruption-history-map>

ŽÁČEK, V. (2003): Foto - Eutaxitický ignimbrit pod Cerro Saraguasca, Jinotega, Nikaragua. Fotoarchiv České geologické služby [online databáze]. Praha, Česká geologická služba [cit. 2023-11-30]. Dostupné z <https://fotoarchiv.geology.cz/cz/foto/29872/>