

Univerzita Karlova  
Přírodovědecká fakulta



Johana Kešnerová

Geochemická charakteristika magmatických  
hornin ofiolitových komplexů

Geochemical fingerprinting of magmatic rocks in ophiolite  
complexes

BAKALÁŘSKÁ PRÁCE

Vedoucí bakalářské práce: prof. Mgr. Vojtěch Janoušek, Ph.D.  
Studijní program: Geologie  
Studijní obor: Geologie

Praha, 2022

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

V Praze dne 29.08.2022

.....

Chtěla bych poděkovat panu prof. Janouškovi za odborné vedení. Také chci poděkovat mé rodině, která při mě stála a dávala mi potřebný prostor pro studium. Poslední díky patří mým přátelům Alžbětě, Davidovi a Karolíně.

# Abstrakt

Práce přibližuje stavbu ofiolitových komplexů a shrnuje poznatky o horninových prostředích jejich vzniku. Zabývá se ofiolity vzniklými v prostředích ovlivněných i neovlivněných subdukci. Poukazuje na rozdílné typy bazaltů (kontaminované, obohacené, ovlivněné plášťovými chocholy a běžné typy) v blízkosti středoocéánských hřbetů a životní cyklus ofiolitů na suprasubdukční zóně. Nastiňuje přehled geologických jednotek Mongolska, konkrétně Mongolského Altaje a jižního cípu Jezerní zóny, kde se nachází námi zkoumaná oblast Ulan-shandu. Následně využívá zavedené postupy geochemické charakteristiky magmatických hornin ofiolitových komplexů. V první řadě klasifikačních diagramů k přiřazení k horninovým typům, u nás od bazaltů až po ryolity. Dále se zaměřuje na využití poměrů prvků k rozklíčování geodynamických podmínek vzniku. Jak pro rozlišení, zda se jedná o prostředí středoocéánského hřbetu, či suprasubdukční zóny tak i pro detailnější zařazení v rámci suprasubdukční zóny na tholeiity, boninity a vápenato-alkalické bazalty. V našem případě vulkanitů Ulan-shandu s výsledkem fore arcu či back arcu.

## Klíčová slova:

magmatické horniny; ofiolity; geodynamika; horninová geochemie; hlavní prvky; stopové prvky; R

# Abstract

The work provides an overview of the construction of ophiolite complexes and summarizes knowledge about the rock environments of their formation. It deals with ophiolites formed in the environment affected or unaffected by subduction. It points to the different types of basalts (contaminated, enriched, plumes and normal types) near mid-ocean ridges and the life cycle of ophiolites at the suprasubduction zone. It outlines the geological units of Mongolia, specifically the Mongolian Altai and the southern edge of the Lake Zone, where the studied area of Ulan-shand is located. Subsequently it employs standard in conclusion, the geochemical characterization procedures designed for igneous rocks of ophiolite complexes. Firstly, classification diagrams to assign to rock types, in our case spanning from basalts to rhyolites. Secondly, it focuses on the use of trace-element proxies to unravel geodynamic setting. Geochemical methods can distinguish whether it was a mid-ocean ridge environment or a suprasubduction zone, and in the latter case tholeiites, boninites and calc-alkaline basalts within the suprasubduction zone. In our case of the volcanic rocks from Ulan-shand, with the result of a fore arc or back arc.

**Keywords:** igneous rocks; ophiolites; geodynamics; whole-rock geochemistry; major-elements; trace-elements; R language

# Obsah

Úvod	1
<b>1 Ofiolitový komplex</b>	<b>2</b>
1.1 Vývoj názorů na vznik ofiolitu	2
1.2 Struktura	2
1.3 Prostředí vzniku ofiolitu a jejich magmatické asociace	3
1.3.1 Ofiolity neovlivněné subdukcí	4
1.3.2 Ofiolity ovlivněné subdukcí	5
<b>2 Geochemická charakteristika magmatických hornin ofiolitových komplexů</b>	<b>7</b>
2.1 TAS diagram a TAS proxy diagram	7
2.2 Standardizace k N-MORB	7
2.3 Poměry prvků (proxies)	10
<b>3 Metodika</b>	<b>13</b>
3.1 Metodika práce	13
3.2 Prostředí R	13
3.3 Geologické podmínky	13
3.3.1 Geologická charakteristika Mongolska	13
3.3.2 Oblast Ulan-shand	15
<b>4 Výsledky geochemických dat</b>	<b>17</b>
4.1 Výsledky interpretace geochemických dat z Ulan-shandu	17
4.1.1 Total alkali - silica klasifikační diagram (TAS)	17
4.1.2 Graf Nb/Y-Zr/Ti	17
4.1.3 Ternární klasifikační diagram	17
4.1.4 Graf kobalt-thorium	18
4.1.5 Spider plot normalizovaný NMORB (pro imobilní prvky)	18
4.1.6 Spider plot pro REE (normalizovaný chondritem)	18
4.1.7 Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008)	18
4.1.8 La/10-Y/15-Nb/8	19
4.1.9 Diagram Th-Hf-Nb podle Wooda (1979)	19
4.1.10 Ti/V (Pearce, 2008)	19
4.2 Diskuze	24
<b>Závěr</b>	<b>25</b>
<b>Literatura</b>	<b>28</b>
<b>Přílohy</b>	<b>29</b>

# Seznam tabulek

4.1	Hlavní prvky (hm. %)	29
4.2	Stopové prvky (ppm)	30

# Úvod

Původně slovo ofiolit pochází z řeckého kořene slova ophi, což se vykládá jako označení pro hada. Odkazuje se tím na výskyt serpentinitu v sekvenci ofiolitických hornin ([Brogniart, 1827](#)).

Ofiolitové komplexy známe jako fragmenty oceánské kůry, architekturou odpovídající vrstvenému dortu, vyskytující se na kontinentálních deskách. S klasifikací ofiolitů bývá problém, vzhledem k zvětrávání, metamorfóze, erozi a tektonickým pohybům ([Coleman, 1977](#)). I proto je tak nápomocná geochemická analýza a využití nekompatibilních prvků.

V první části této práce krátce představujeme geologická prostředí, kde ofiolit vzniká. Konkrétně jde o prostředí ovlivněné subdukcí (subdukčně iniciační, zaobloukové, prostředí v blízkosti subdukujícího hřbetu) a subdukcí neovlivněné (běžné středooceánské hřbety, středooceánské hřbety ovlivněné plášťovými chocholy, kontinentální rozpad). Jde o nejběžnější prostředí, kde ofiolitový komplex vzniká a která ve své práci rozřadil ([Pearce, 2014](#)). Výskyt jednotlivých typů prostředí v určité době, lze i korelovat s velkými eventy v průběhu geologické historie ([Dilek and Furnes, 2014](#)). Tyto fragmenty oceánské kůry obdukované na zemský povrch, se nacházejí blízko sutur původních oceánů. Je tedy výhodné znát metody, které nám pomohou s představou o původních geotektonických podmínkách. Kromě výhod jednotlivých grafů, zmiňujeme i rizika vyžívání některých diagramů, obsahující např. kompatibilní prvky, což v případě alterovaných hornin není vhodné. Kromě interpretace hlavních a stopových prvků z hornin Ulan Shandu se věnujeme i širšímu přehledu o zkoumaném geologickém prostředí, a to geologickým jednotkám západního Mongolska. Tento přehled nám pomohl v interpretaci výsledků.

# 1. Ofiolitový komplex

## 1.1 Vývoj názorů na vznik ofiolitu

Ofiolitový komplex se skládá z několika vrstev, tvořených horninami oceánské kůry a svrchního pláště. V terénu obvykle nenacházíme souvislé celky, jako je uváděno v idealizovaných řezech v literatuře, ale pouze části těchto komplexů (Pearce, 2014). Několik desítek let bylo poměrně nejasné, v jakém prostředí ofiolit vzniká a z jakých hornin se skládá. To, že by komplex vznikl nasunutím oceánské kůry na kontinentální, nebylo dostatečně ověřené. Změnu však přinesl (Bowen, 1927) se svým krystalizačním schématem, který vyloučil existenci peridotitických magmat v zemské kůře (Coleman, 1977). O přibližně padesát let později však přišly nové geochemické a geofyzikální metody, a s tím i nové informace o oceánské kůře. Díky novým poznatkům z Pacifiku a porovnání s již známými skutečnostmi, byl na Penrose konferenci v roce 1972 projednáván koncept ofiolitu (McCain, 2003). Tam se většina usnesla na architektuře tzv. vrstveného dortu (layered-cake pseudostairigraphy), která je uznávaná většinou autorů doposud. Tu si také představíme v následujících odstavcích (Dilek, 2003).

## 1.2 Struktura

Spodní část ofiolitu obsahuje plagioklasové peridotity svrchního pláště, hlavně ty ochuzené o klinopyroxen. Nejvíce jsou zastoupeny lherzolit, harzburgit a čocky dunitu (Dilek and Furnes, 2014). V lherzolitu se objevuje klinopyroxen převažující nad ortopyroxenem. Harzburgit by měl být o klinopyroxen naprosto ochuzen, případně by podle IUGS měl obsahovat pouze do 5% Ca-pyroxenu. Dunit obsahuje z velké části hlavně olivín a ojediněle



i pyroxeny. Čočky dunitu v ofiolitech jsou charakterizovány vysokým obsahem chrómu a hořčíku (Holub, 2002).

Nadložní vrstvou jsou zvrstvené ultramafické a mafické horniny, odpovídající Mohorovičičově ploše diskontinuity. Následuje zvrstvené gabro s větším podílem olivínu a vložkami troktolitu, anortozitu a werhitu (Dilek and Furnes, 2014). Troktolit s anortozitem jsou složeny z olivínu, bazického plagioklasu a malého množství pyroxenů, zatímco werhit je bohatší na klinopyroxen a olivín. Tyto zvrstvené horniny postupně přecházejí do všesměrně zrnitých, až hrubozrnných gaber s žilami pegmatitických gaber. Postupně do další části ofiolitové sekvence přechází pomocí intruzí paralelní žíly (tzv. sheeted dyke complex), které mohou zabírat až 1,5 km hloubkového rozsahu ofiolitu. Nad nimi se rozlévají polštářové lávy. Tato sekvence odpovídá prostředí středooceánských hřbetů. Také se v této části může nacházet boninit, vysoce hořečnatá hornina podobná andezitu. Běžně bychom jí mohli najít v prostředí forearcu. Poslední vrstvou jsou sedimentární horniny uložené na dně oceánu (Holub, 2002).

### 1.3 Prostředí vzniku ofiolitu a jejich magmatické asociace

Dále se seznámíme s jednotlivými typy prostředí vzniku ofiolitů. Rozdělujeme je do skupin podle toho, zda byly ovlivněné subdukcí či nikoliv. Mezi prostředí vzniku mimo subdukční zónu (Obr. 1.1) řadíme středooceánské hřbety, místa v bezprostřední blízkosti plášťových chocholů (oceánské ostrovy, velké magmatické provincie) a kontinentálního rozpadu/riftingu (Pearce, 2014). Z těch ovlivněných subdukcí (Obr. 1.2) si představíme typy subdukčně iniciační, zaobloukový a typ spjatý se subdukcí středooceánského hřbetu.

### 1.3.1 Ofiolity neovlivněné subdukcí

Společným jmenovatelem těchto komplexů je výskyt bazaltů středoocéánských hřbetů (MORB), jednotlivé typy jsou blíže zobrazeny na Obr. 1.1 (Pearce, 2008).

#### Běžné středoocéánské hřbety

Magmatismus je dominován běžnými bazalty středoocéánských hřbetů (N-MORB). Jejich zdrojem je ochuzený plášť (DMM), kterému schází nekompatibilní prvky kvůli předchozímu tavení (Pearce, 2014; Arndt, 2011). Okrajově zastoupené jsou obohacené MORB bazalty (E-MORB) a krustálně kontaminované MORB (C-MORB). Výsledný ofiolitový komplex zachovává složení tzv. vrstveného dortu (Dilek and Furnes, 2011). N-MORB komplexem byl vyhodnocen např. africký Gabal Gerf (Zimmer et al., 1995).

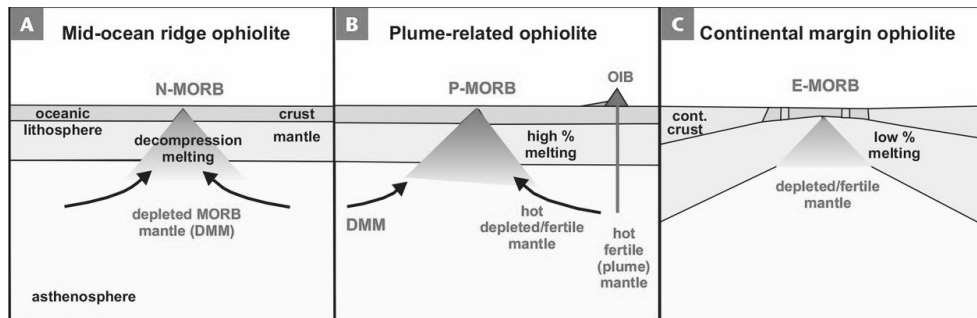
#### Středoocéánské hřbety ovlivněné plášťovými chocholy

Bazalty těchto hřbetů nazýváme MORBy plášťových chocholů (P-MORB). Složením se příliš neodlišují od MORBu v jeho základní podobě (Pearce, 2008). Z jiného hlediska někteří autoři složení připodobňují spíše ke kombinaci N-MORB a bazaltů oceánských ostrovů (OIB) (Dilek and Furnes, 2014). Příklad takového ofiolitu můžeme hledat ve východní Kolumbii (Kerr et al., 1998).

#### Kontinentální rozpad

Jako jediný z typů ofiolitových komplexů neovlivněných subdukcí vzniká v prostředí blízké kontinentální litosféry, konkrétně pod ní. Vmístění přichází po kontinentálním rozpadu v zóně kontaktu oceán – kontinent (zóna OCT) (Dilek and Furnes, 2011). Bazalty mají především obohacené MORB složení, výjimečně C-MORB. Převládající E-MORBy jsou tvořeny v podmínkách, v kterých dochází jen k tavení za nižších teplot (Pearce, 2014). Kontaminované MORBy mají svůj původ v situaci, kdy je zachycena reliktní kontinentální

litosféra. Vzhledem ke zastoupení korových prvků mohou C-MORBy připomínat ofiolity spjaté se subdukcí, proto je vhodné udělat důkladnější analýzy (Pearce, 2008, 2014). Jedním z takových je i Jormua komplex ve Finsku.



**Obrázek 1.1:** Řezy idealizovanými ofiolity, které nejsou ovlivněné subdukcí (A) běžný středoocéánský hřbet; (B) středoocéánský hřbet ovlivněný plášťovým chocholem; (C) kontinentální rozpad. Převzato z (Pearce, 2014).

### 1.3.2 Ofiolity ovlivněné subdukcí

Ofiolity ovlivněné subdukcí jsou spojovány se suprasubdukční zónou (SSZ), a od předchozího typu se liší kromě struktury a litologie především geochemicky, díky charakteristickému nabohacení ve vodě rozpustnými litofilními prvky ze subdukující desky (Pearce et al., 1984). Tato zóna má několik fází životního cyklu. V počátečních stádiích dochází k iniciaci subdukce, tavení ochuzeného pláště a vulkanismu tzv. subdukčně inicializačního typu. Později začíná tavení plášťového klínu modifikovaného subdukčními fluidy a vytvoření magmatického oblouku. Následně dochází ke smrti, a tím pádem ke konci subdukčního vulkanismu. Posledním stupněm může být vzkříšení, což zahrnuje obdukcí nebo vyzvednutí akrečního klínu. Ne každá SSZ dodržuje posloupnost popsanych stádií a některé fáze může vynechat. Jediný stupeň, který není nikdy vynechán, je vzkříšení (Shervais, 2001).

### Subdukčně iniciační typ

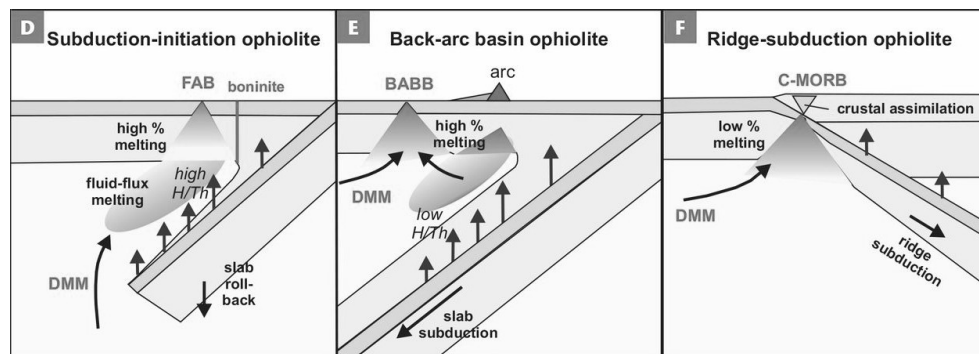
Jeho vznik je spojen s prvními fázemi subdukce. Je snadno odlišitelný od jiných typů díky boninitickým lávám ve svrchních partiích (Pearce, 2014). Ty vznikají v pozdějších fázích tavením harzburgitů (Dilek and Furnes, 2014). Obecně je subdukčně iniciační typ převládající, jedním z jeho zástupců je Omanský Semail ofiolit (Shervais, 2001).

### Zaobloukové ofiolity

Tvoří se za ostrovními oblouky. Rozdíly mezi bazalty tohoto typu prostředí a subdukčně iniciačního (FAB) je ve vzdálenosti od klínu. Bazalty jsou v literatuře popisovány jako zaobloukové (BABB) a mají oproti FAB nižší H/Th a neobsahují boninity (Pearce, 2014). Jedním z nich je například East Sulawesi.

### Prostředí v blízkosti hřbetu

Posledním typem, který (Pearce, 2014) zmiňuje, se nachází přímo v místě subdukce oceánského hřbetu. Může mít až šest magmatických typů, přičemž my si zmíníme hlavní N-MORB a E-MORB. Jedním z takových je i ofiolit Taitao v Chile (Kon et al., 2013).



**Obrázek 1.2:** Řezy prostředími, kde vznikají ofiolitové komplexy ovlivněné subdukcí (D)subdukčně iniciační; (E) zaobloukový; (F) subdukce oceánského hřbetu. Převzato z (Pearce, 2014).

## 2. Geochemická charakteristika magmatických hornin ofiolitových komplexů

Geochemickou charakteristiku používáme nejnověji k čistému rozřazení hornin, ale také pro informaci v jakých prostředích vznikly. Celkově nám tyto metody můžou přiblížit zkoumané prostředí i v souvislosti s jeho geologickou historií.

### 2.1 TAS diagram a TAS proxy diagram

Prvním krokem při charakterizaci chemického složení magmatických hornin je jejich klasifikace. Pokud nejde o boninity, využíváme total alkali-silica (TAS) diagramu (Bas and Streckeis, 1991) (Obr. 2.1 A). Avšak ten často není ideální volbou, vzhledem k mobilitě prvků které jsou na obou osách. Proto (Floyd and Winchester, 1975) nahradili  $SiO_2$  stabilnějšími Zr/Ti a na druhou osu přiřadili Nb/Y. Souřadnice dále upravil (Pearce et al., 1996) (Obr. 2.1 B).

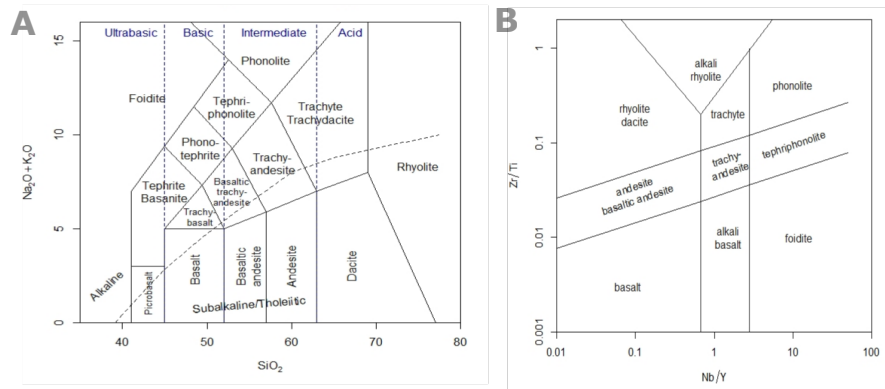
### 2.2 Standardizace k N-MORB

Normalizovaný víceprvkový graf (spiderplot) je jednou z možností rozklíčování tektonických prostředí, případně i typu magmatu. Běžně je používaná normalizace k N-MORB (Pearce, 2014). V průběhu let se měnil počet prvků, které byly zahrnuty na osu x. V původní plné verzi (s. Sun and McDonough, 1989) pracoval i s mobilními prvky (Rb, Ba, K). Ty už se v této době většinou nezahrnují a používá se varianta pro horniny postižené alterací a

## Geochemická charakteristika magmatických hornin ofiolitových komplexů

metamorfózou, obsahující prvky vzácných zemin, společně s nemobilními prvky (HFSE). (Pearce, 2014) pároval prvky s podobnými parametry (např. Ta, Nb) nebo vynechával problematické prvky, jako Eu a Lu. Spiderplot je sice poměrně názorný a jde z něj zjistit mnoho informací, je ovšem doporučováno ho využít v kombinaci s názornějšími petroge-neticky významnými poměry prvků (tzv. proxies) (Pearce, 2014).

# Geochemická charakteristika magmatických hornin ofiolitových komplexů



**Obrázek 2.1:** Klasifikační diagramy

(A) Total Alkali-Silica od (Bas and Streckeisen, 1991) a (B) Nb/Y-Zr/Ti diagram Pearce et al. (1996) modifikováno z (Floyd and Winchester, 1975).

## 2.3 Poměry prvků (proxies)

### Th/Nb

Tento poměr zaznamenává hloubku negativní Nb anomálie na siderplotu a je tak vhodný pro přiřazení buď k ofiolitům SSZ nebo nesubdukčního prostředí. Oba prvky (Th a Nb) mají rozdílné iontové poloměry, tím pádem jsou odděleny během subdukce. Thorium je při subdukci oproti Nb mobilním prvkem. Podle umístění složení hornin magmatických oblouků v grafu nad žlutou linií (Obr. 2.2 A) je zřejmé, že má v těchto prostředích vyšší hodnoty Th/Nb oproti MORB – OIB (Pearce, 2014).

### Ti/Yb

Kombinace těchto dvou prvků je určující pro plášťové chocholy a určuje hloubku tavení (Obr. 2.2 B). Granát do sebe zachytává Yb a je stabilní v peridotitu z podstatně větších hloubek než spinel nebo plagioklas. (Pearce, 2014). Když jsou hodnoty poměru Ti/Yb a Nb/Yb vyšší, jde o bazalty alkalické. V opačném případě jde spíš o MORBy z mělkých hloubek (Pearce, 2008).

### V/Ti

Tento poměr je využíván pro charakteristiku různých typů magmatických suit supra-subdukčních zón. (Obr. 2.2 C)

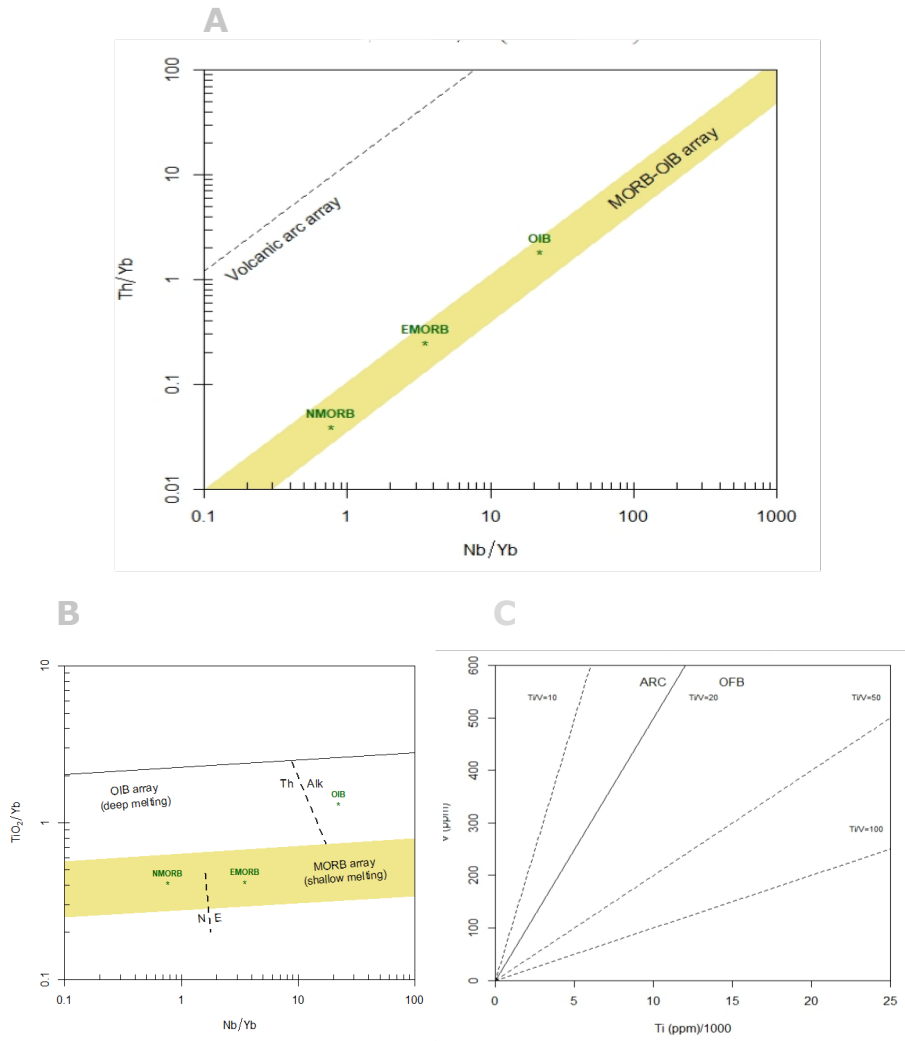
Ti má pouze jeden oxidační stupeň  $Ti^{4+}$  a jeho koncentrace závisí na obsahu vody v magmatu. Vyšší obsah  $H_2O$  znamená vyšší stupeň parciálního tavení a snižuje obsah Ti v magmatu Rollinson (2014). Pokud nedochází k rozsáhlému tavení, Ti zůstává v tavenině ve větším množství (Pearce, 2008). V se může vyskytovat ve třech oxidačních stupních (3+, 4+, 5+), nejvíce oxidovaný V je nejvíce nekompatibilní. Vodou bohatá, oxidovaná



## Geochemická charakteristika magmatických hornin ofiolitových komplexů

subdukční magmata proto mají vyšší V/Ti. Ti a V jsou nemobilní, když dochází k hydrotermální alteraci a metamorfóze středního až vyššího stupně (Rollinson, 2014).

Poměr V/Ti je během alterací nebo metamorfózy poměrně stabilní (Shervais, 1982). Není však moudré sbírat vzorky jako jsou okraje i vnitřní části polštářových láv, mohou podléhat palagonitizaci. Při okrajích může dojít k poklesu ž o 50% (Thompson, 1973).



**Obrázek 2.2:** Grafy geoteknického prostředí

(A) graf Nb/Yb-Th/Yb, rozdělující SSZ a subdukční neovlivněná prostředí; (B) proxies Nb/Yb-Ti/Yb, pro nesubdukční prostředí, (C) graf Ti-V pro SSZ. Převzato od (Shervais, 1982), (Pearce, 2008) a (Pearce, 2014)

## 3. Metodika

### 3.1 Metodika práce

Minimálně 10 kg vzorek svěží horniny byl rozbit a rozdrcen na ocelovém čelistovém drtiči, homogenizován a zkvartován. Ca. 50 g alikvot byl pak semlet v achátovém kulovém mlýně na analytickou jemnost. Analýzy hlavních a stopových prvků byly provedeny pomocí ICP-OES/MS v Act Labs Asia LLC, Ulaanbaatar, Mongolsko (nově Bureau Veritas Minerals). Vzorky byly před tím roztaveny spolu s tavidlem (směs  $\text{LiBO}_2$  s  $\text{Li}_2\text{B}_4\text{O}_7$ ) a rozpuštěny ve zředěné  $\text{HNO}_3$  (balíček 4LITHORES). Pro další metodické detaily a detekční limity, viz <http://actlabs.com>.

### 3.2 Prostředí R

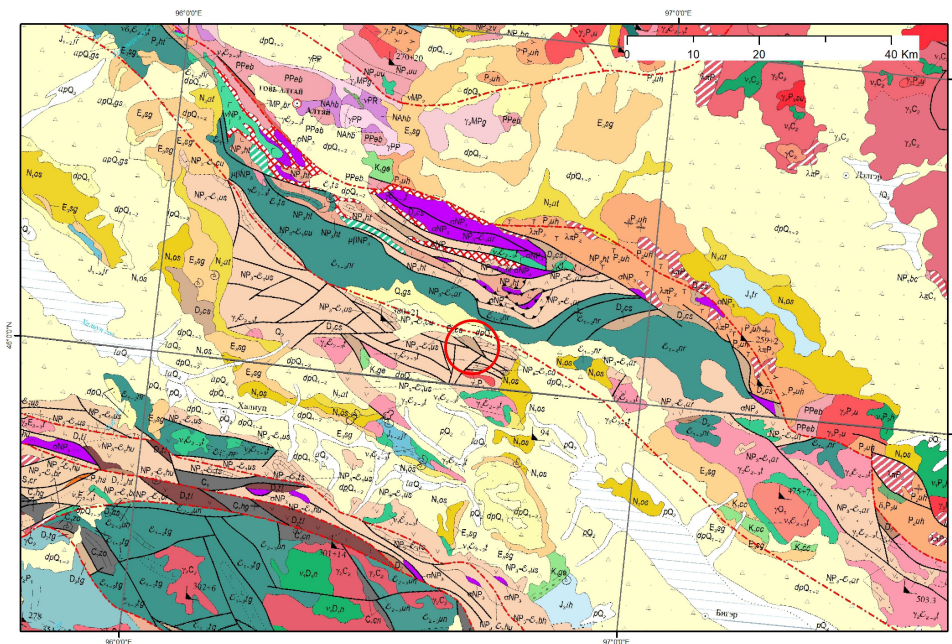
Program R 3.6.0. ([R Core Team, 2020](#)) slouží především jako prostředí pro zpracování dat a jejich statistickou analýzu. Kromě přednastavených funkcí můžeme přidávat nástavbové balíčky (knihovny), které je rozšiřují. Jednou z takových, je i knihovna umožňující zpracovat geochemická data a vynést je do grafů a diagramů - GCDkit ([Janoušek et al., 2016](#)).

### 3.3 Geologické podmínky

#### 3.3.1 Geologická charakteristika Mongolska

Hlavní jednotkou (Obr. 3.1) budující teritorium Mongolska je Centrální asijský orogenní pás (Central Asian Orogenic Belt – CAOB), jeden z největších známých paleozoických akrečních orogénů. Rozdělujeme ho na tři části ([Cai et al., 2015](#)). Mezi ně patří Kaza-

chstánská oroklinální koláž na západě a Mongolská koláž na východě, jež jsou od sebe odděleny Irtyšský zlomem (Windley et al., 2007). Třetí jednotkou je Severočínský kolážový systém na jihu, ten je od zbylých systémů také oddělen několika suturami (Cai et al., 2015).



**Obrázek 3.1:** Geologická mapa s vyznačeným místem odběru studovaných vzorků z oblasti Ulan-shand. Geologická mapa převzata z (Hanžl et al., 2019).

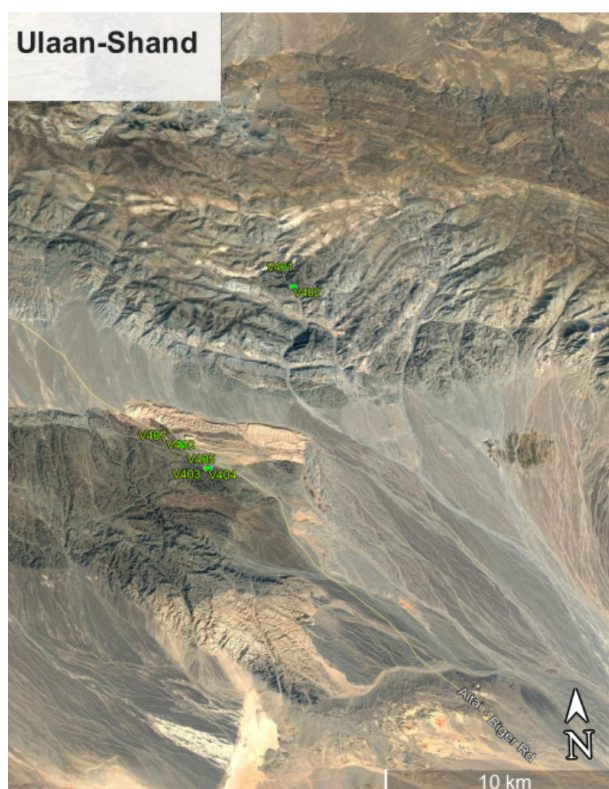
Podjednotky Mongolské koláže rozdělují (Hanžl et al., 2019) na části podle společné litologie a magmatické asociace následovně:

1. Prekambrické části kontinentů a fragmenty ostrovních oblouků,
2. Sedimentární a vulkanické horniny Mongol-ochotského oceánu, přibližně devonského až karbonského stáří,
3. Jezerní zóna obsahující mj. pozdně proterozoické ofiolity a raně paleozoický magmatický oblouk (Jian et al., 2014),
4. Mongolský Altaj: vulkanosedimentární komplex, akreční klín staršího paleozoika, silně magmaticky a metamorfně přepracovaný v mladším paleozoiku,

5. Trans-altajská zóna budovaná oceánskými vulkanickými a vulkanosedimentárními horninami paleozoika.

### 3.3.2 Oblast Ulan-shand

Zkoumané území se nachází na západě Mongolska (Obr. 3.2) a spadá do jižního lemu Jezerní zóny. Přesněji do části vzniklé Kaledonskou orogenezí, jménem Khantaishirská zóna (Dergunov, 2001). Společně s ostatními geologickými strukturami této oblasti má i Khantaishir zhruba ssz. směr. Geograficky se v rámci Khantaishirské zóny Ulanshanská subzóna nachází jižněji, přesněji v horách Ulan-Shandy-Ula. Subzónu můžeme rozdělit podle horninového složení do tří geologických jednotek. Severní část je tvořena bazalty a její vznik zařazujeme k prostředí forearcu. Střední se vyznačuje bazalty s vložkami mramoru a vulkanoklastiky, což odpovídá svahům magmatického oblouku. Poslední, nejj jižnější část sestává z konglomerátů a tufů jeho apikální části (Dergunov, 2001). Bazalty vzniklé v ostrovním oblouku datoval (Kovalenko et al., 2004) na 545 Ma.



**Obrázek 3.2:** Lokalizace studovaných vzorků na satelitním snímku  
Satelitní snímek s místy odběrů vzorků V403, V404, V405, V406, V407, V409 a V410a.

## 4. Výsledky geochemických dat

### 4.1 Výsledky interpretace geochemických dat z Ulan-shandu

#### 4.1.1 Total alkali - silica klasifikační diagram (TAS)

Jedná se o klasifikační diagram na základě  $\text{SiO}_2$  a  $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$  (hm. %), používá se pro klasifikaci vulkanických hornin. V našem případě jde (Obr. 4.1 A) o bazalty/trachybazalty, andezit, dacit, a dacit/ryolit (Bas et al., 1986).

#### 4.1.2 Graf Nb/Y-Zr/Ti

Nahrada za TAS klasifikační diagram (Floyd and Winchester, 1975) upraven (Pearce et al., 1996). Je postaven na základě poměrů Zr/Ti a Nb/Y. Vychází opět především bazalt, (bazaltický) andezit a dacit/ryolit; horniny jsou všechny subalkalické (Obr. 4.1 B).

#### 4.1.3 Ternární klasifikační diagram

Jensen (1976) využívá v diagramu kationtů pro rozlišení subalkalických vulkanických hornin. Hmotnostní % oxidu dělíme molární hmotností oxidu a násobíme počtem kationtů ve vzorci. Prvky byly vybrány hlavně pro stabilitu při nízkém stupni metamorfózy a zastoupení v subalkalických horninách. Pro náš dataset to ukazuje na vápenato-alkalické bazalty, andezit a dacit na hranici s ryolitem. Patrné jsou (Obr. 4.1 C) i mírné přesahy do tholeiitických bazaltů.

#### 4.1.4 Graf kobalt-thorium

Nahrazuje graf  $\text{SiO}_2$  s  $\text{K}_2\text{O}$  (Peccerillo and Taylor, 1976), za  $\text{K}_2\text{O}$  nahradíme Th a Co za  $\text{SiO}_2$  (opět jde o mobilitu K a Si, jako u TAS). Odlišuje bazalty (B), bazaltické andezity a andezity (BA/A), dacity a ryolity (D/R). Nám vychází (Obr. 4.1 D) konzistentně vápenato-alkalická asociace (s normálním obsahem K) (Hastie et al., 2007).

#### 4.1.5 Spider plot normalizovaný NMORB (pro imobilní prvky)

Na ose x jsou prvky seřazeny podle klesající míry nekompatibility při tavení ochuzeného pláště. Vybrány jsou relativně imobilní prvky (Pearce, 2008). Negativní anomálie Nb a Ti ukazují na SSZ prostředí. Různé typy MORB, OIB by měly normalizované křivky mnohem hladší, bez anomálií.

#### 4.1.6 Spider plot pro REE (normalizovaný chondritem)

Vzácné zeminy (rare earth elements – REE) jsou normalizovány vzhledem k průměrnému složení chondritických meteoritů. U magmatických hornin hrají velkou roli minerály, které jsou přímo vázané na různé anomálie. Příkladem může být živec, který se podílí na Europiové (Eu) anomálii (Rollinson, 2014). Náš spiderplot nevykazuje výrazné ochuzení.

#### 4.1.7 Nb/Yb-Th/Yb (Pearce, 2008)

Využívá proxy Nb/Yb a Th/Yb. Vyšší hodnoty Th/ Nb ukazují na ovlivnění korovým materiálem (vznik v magmatickém oblouku nebo kontaminaci kůrou při výstupu magmatu). Graf je podstatný pro zjištění, zda jde o MORB nebo SSZ (Pearce, 2008). Pokud by se hodnoty nacházely v žluté zóně (Obr. 4.3), šlo by o MORB/OIB. Nám hodnoty spadají do SSZ, konkrétně do ostrovního oblouku.



#### 4.1.8 La/10-Y/15-Nb/8

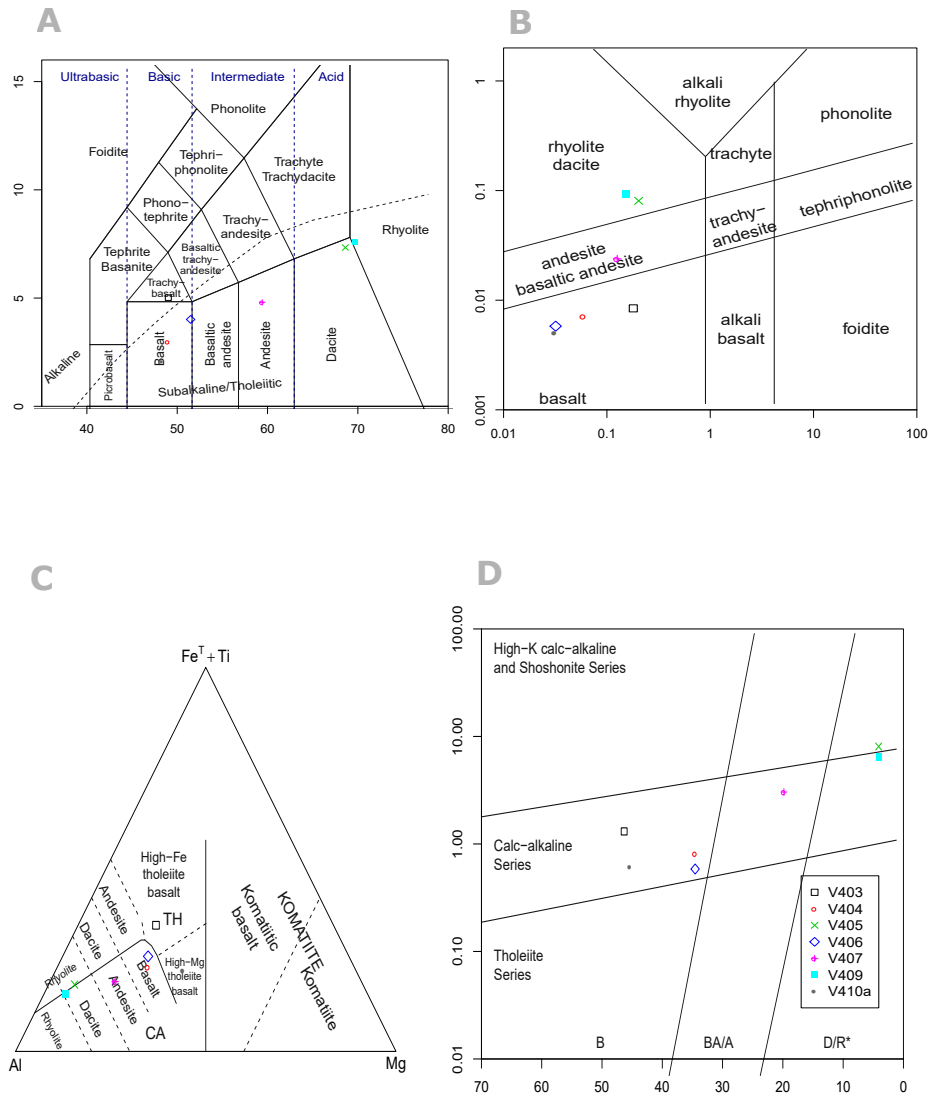
Diagram podle Cabanise a Lecolla (1989) rozlišuje bazalty magmatických oblouků, oceánské a kontinentální. Odlišuje magmata spjatá s kolizí a extenzí (např. riftů), také rozlišuje typ MORBů. La je mobilní v hydrotermálních podmínkách (Rollinson, 2014). Náš dataset (Obr. 4.4 A) vykazuje podmínky magmatického oblouku.

#### 4.1.9 Diagram Th-Hf-Nb podle Wooda (1979)

Diagram vhodný pro rozlišování MORBů, vnitrodeskových a obloukových bazaltů. Využívá nemobilní (HFS) prvky Th, Ta, Hf. Můžeme Ta nahradit Nb/16 a Hf/3 případně nahra-  
zujeme Zr/117 (Wood et al., 1979). Naměřené hodnoty spadají do pole s  $Hf/Th < 3$ , což  
odpovídá vápenatoalkalickým bazaltům vulkanických oblouků (CAB), kdyby byla hodnota  
 $Hf/Th$  vyšší než 3, šlo o IAT (Obr. 4.4 B).

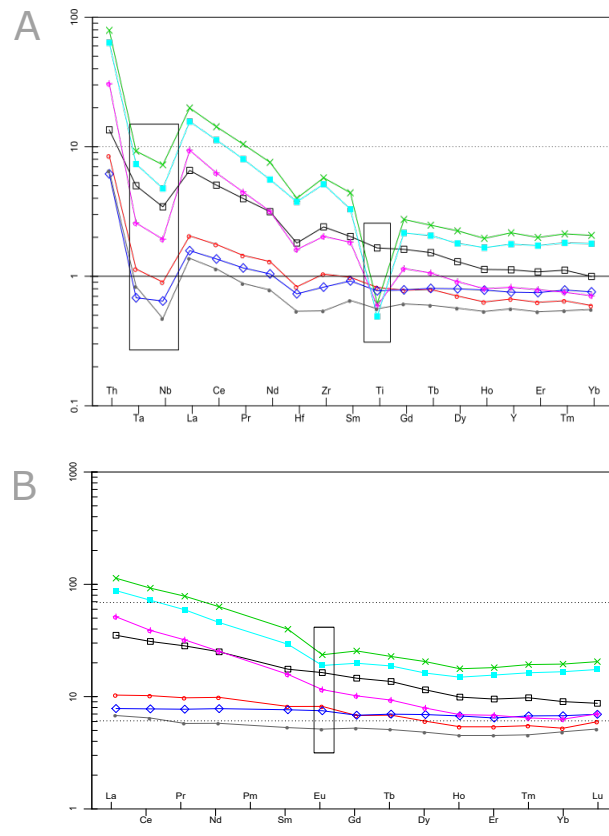
#### 4.1.10 Ti/V (Pearce, 2008)

Slouží k rozdělení SSZ ofiolitů. Ochuzení či obohacení V vůči Ti je funkcí fugacity kyslíku  
v magmatu a jeho zdroji, stupně parciálního tavení a podmínek při frakční krystalizaci  
(Shervais, 1982). Hodnoty mezi 20–50 nám ukazují výsledek backarc bazaltů nebo bazaltů  
forearcových. (Obr. 4.4 C)

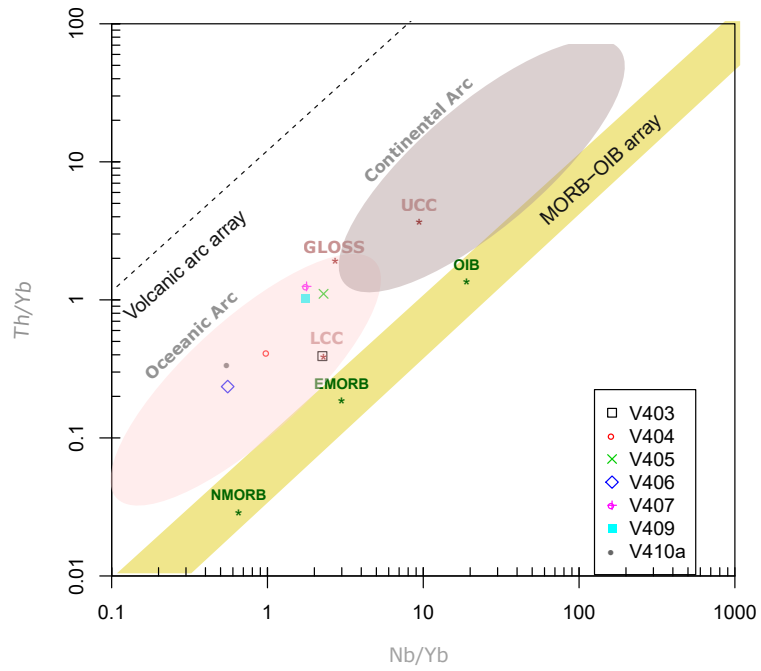


**Obrázek 4.1:** Klasifikační grafy pro studovaný dataset

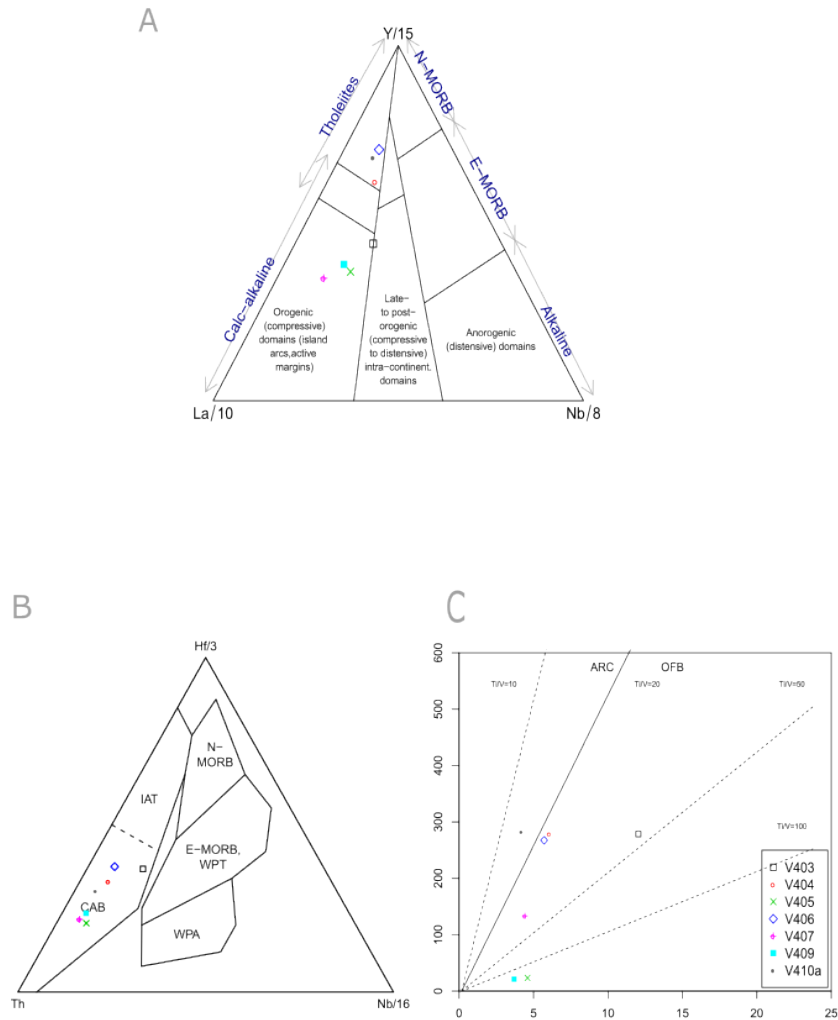
Grafy (A) TAS diagram s výsledky od bazaltů až po ryolity podle (Bas and Streckeisen, 1991); (B) Nb/Y-Zr/Ti diagram s výslednými bazalty, andezity a dacity až ryolity (Pearce et al., 1996); (C) Ternární diagram s vrcholy Al, Mg a Fe+Ti. Poukazující na vápenato-alkalické bazalty až tholeitické bazalty na základě Jensena (1976); (D) potvrzuje vápenato-alkalickou sérii. (Hastie et al., 2007)



**Obrázek 4.2:** (A) Spider plot normalizovaný N-MORB, převzato od (Pearce, 2008); (B) Spider plot normalizovaný REE chondrite Rollinson (2014)



Obrázek 4.3: Graf Nb/Yb-Th/Yb podle Pearce (2008).



**Obrázek 4.4:** Grafy geotektonického prostředí pro studovaný dataset (A) La/10-Y/15-Nb/8 diagram ukazující na kontinentální magmatický oblouk (Cabanis, 1989); (B) Th-Hf/3-Nb/16 s hodnotami ve vápenatoalkalické sérii s vysokým obsahem HF (Wood et al., 1979); (C) Ti-V s výsledky v poli forearcu a backarcu (Rollinson, 2014)

## 4.2 Diskuze

Začátek práce je věnován přehledu prostředí vzniku ofiolitových komplexů, kde se opíráme o kategorizaci podle (Pearce, 2014). Následně je obsah zaměřený na klasifikaci hornin a určení geotektonického prostředí. Celkově jde o horniny s různým obsahem  $\text{SiO}_2$  od bazaltů až po ryolit. Při cílenější analýze jsme zjistili, že jde převážně o vápenatoalkalické vulkanity s normálním obsahem K. To například prokázal graf (Hastie et al., 2007), ale následně jsme zvýšili pozornost, když v Jensenově (1976) grafu vyšly u dvou vzorků (V403, V410a) bazalty tholeitické. Avšak graf podle Jensena (1976) může poskytovat mírně zkreslené výsledky díky akumulaci minerálů bohatých Fe a Mg, které někdy posouvají výsledky až do tholeitického složení a zbytek hodnot zapadal do běžných bazaltů, andezitů a dacitů, ryolitů. Ternárním diagramu Cabanise a Lecolla (1989) ukazuje na vápenatoalkalické až tholeitické složení. S vědomím, že námi studované horniny sice zahrnují bazalty, ale zbytek hornin (Obr. 4.1) je intermediárních až kyselých, jsme odhadovali prostředí odlišné od MORB. Nakonec nám spiderloty normalizované MORB podle (McDonough and s. Sun, 1995) s výraznou negativní Nb anomálií dokázaly, že jde o prostředí ovlivněné subdukcí. Potvrzení těchto poznatků poskytl svým grafem (Wood et al., 1979), kde analýzy padly do pole vápenatoalkalických bazaltů magmatických oblouků (Obr. 4.4 C). Poté jsme postupovali volbou grafu, který upřesnil SSZ prostředí ostrovního oblouku. Konkrétně díky grafu Nb/Yb vs. Th/Yb (Obr. 4.3) (Pearce, 2008). Následná volba na graf V vs. Ti byla jasná, vzhledem k předchozím výsledkům grafů a rozdělení podle (Pearce, 2014) viz. (Kap. 2). Pomocí V/Ti poměrů (Shervais, 1982) jsme zjistili, že se jednalo pravděpodobně o forearc nebo back-arc.

# Závěr

Z poskytnutých dat oblasti západu Mongolska (Ulan Shandu) jsme pomocí klasifikačních diagramů zjistili informace o horninovém složení. Hlavními výstupy bylo rozmanité složení vzorků od vápenato alkalických bazaltů až po ryolity. Geochemická analýza, zvláště pak proxies Th/Yb-Nb/Yb objasnila, že se jedná o suprasubdukční zónu spadající do ostrovního oblouku. Finální rozřazení grafem V/Ti můžeme mluvit o ofiolitových komplexech fore arcu nebo back-arcu.

# Literatura

- Arndt, N. (2011). *MORB*. Springer Berlin Heidelberg.
- Bas, M. J. L., Maitre, R. W. L., Streckeisen, A., and Zanettin, B. (1986). A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 27(3):745–750.
- Bas, M. J. L. and Streckeisen, A. L. (1991). The IUGS systematics of igneous rocks. *Journal of the Geological Society*, 148(5):825–833.
- Bowen, N. L. (1927). The origin of ultrabasic and related rocks. *American Journal of Science*, s5-14(80):89–108.
- Brogniart, A. (1827). "classification et caracteres mineralogique des roches homogenes et heterogens. *FG Levrault, Paris*.
- Cabanis, B. (1989). The La/10-Y/15-Nb/8 diagram-A tool for discriminating volcanic series and evidencing continental-crust magmatic mixtures and/or contamination. *Comptes Rendus de l'Academie des Sciences, ser. 2*, 309(20):2023–2029.
- Cai, K., Sun, M., ming Jahn, B., Xiao, W., Yuan, C., Long, X., Chen, H., and Tumurkhuu, D. (2015). A synthesis of zircon U–Pb ages and Hf isotopic compositions of granitoids from southwest Mongolia: Implications for crustal nature and tectonic evolution of the altai superterrane. *Lithos*, 232:131–142.
- Coleman, R. G. (1977). What is an ophiolite? In *Minerals and Rocks*, pages 1–7. Springer Berlin Heidelberg.
- Dergunov, A. B. (2001). *Tectonics, magmatism, and metallogeny of Mongolia*.
- Dilek, Y. (2003). Ophiolite concept and its evolution. In *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Geological Society of America.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2011). Ophiolite genesis and global tectonics: Geochemical and tectonic fingerprinting of ancient oceanic lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 123(3-4):387–411.
- Dilek, Y. and Furnes, H. (2014). Ophiolites and their origins. *Elements*, 10(2):93–100.
- Floyd, P. and Winchester, J. (1975). Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27(2):211–218.
- Hanžl, P., Lexa, O., Schulmann, K., Aguilar Gil, C., Broussolle, A., Budil, P., Buriánek, D., Anaad, C., Ochir, G., Janousek, V., Javkhlan, O., Jiang, Y., Lehmann, J., Narantsetseg, T., D, O., Peřestý, V., Dorjgochoo, S., and Edited, O. (2019). Igcp -662 project orogenic



- architecture and crustal growth from accretion to collision field guide chandman soum, Gobi-Altai Aimag. pages 1–20.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., and Mitchell, S. F. (2007). Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: Development of the Th – Co discrimination diagram. *Journal of Petrology*, 48(12):2341–2357.
- Holub, F. (2002). *Obecná a magmatická petrologie*. Karolinum, Praha.
- Janoušek, V., Moyen, J.-F., Martin, H., Erban, V., and Farrow, C. (2016). *Geochemical Modelling of Igneous Processes – Principles And Recipes in R Language*. Springer Berlin Heidelberg.
- Jensen, L. (1976). *A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper, volume 66.
- Jian, P., Kröner, A., ming Jahn, B., Windley, B. F., Shi, Y., Zhang, W., Zhang, F., Miao, L., Tomurhuu, D., and Liu, D. (2014). Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt, *Earth-Science Reviews*. 133:62–93.
- Kerr, A. C., Tarney, J., Nivia, A., Marriner, G. F., and Saunders, A. D. (1998). The internal structure of oceanic plateaus: inferences from obducted cretaceous terranes in western colombia and the caribbean. *Tectonophysics*, 292(3-4):173–188.
- Kon, Y., Komiya, T., Anma, R., Hirata, T., Shibuya, T., Yamamoto, S., and Maruyama, S. (2013). Petrogenesis of the ridge subduction-related granitoids from the taitao peninsula, chile triple junction area. *Geochemical Journal*, 47(2):167–183.
- Kovalenko, V., Yarmolyuk, V., Sal nikova, E., Kartashov, P., Kovach, V., Kozakov, I., Kozlovskii, A., Kotov, A., Ponomarchuk, V., Listratova, E., and Yakovleva, S. (2004). The khaldzan-buregtei massif of peralkaline rare-metal igneous rocks: structure, geochronology, and geodynamic setting in the caledonides of western mongolia. *Petrology*, 12(5):412–436.
- McClain, J. D. (2003). Ophiolites and the interpretation of marine geophysical data: How well does the ophiolite model work for the pacific ocean crust? In *Ophiolite concept and the evolution of geological thought*. Geological Society of America.
- McDonough, W. and s. Sun, S. (1995). The composition of the earth. *Chemical Geology*, 120(3-4):223–253.
- Pearce, J. A. (2008). Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for archean oceanic crust. *Lithos*, 100(1-4):14–48.
- Pearce, J. A. (2014). Immobile element fingerprinting of ophiolites. *Elements*, 10(2):101–108.

- Pearce, J. A. et al. (1996). *A user's guide to basalt discrimination diagrams*. Number 79.
- Pearce, J. A., Lippard, S. J., and Roberts, S. (1984). Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. *Geological Society, London, Special Publications*, 16(1):77–94.
- Peccerillo, A. and Taylor, S. R. (1976). Geochemistry of eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58(1):63–81.
- R Core Team (2020). *R: A Language and Environment for Statistical Computing*. R Foundation for Statistical Computing, Vienna, Austria.
- Rollinson, H. R. (2014). *Using Geochemical Data*. Routledge, London.
- s. Sun, S. and McDonough, W. F. (1989). *Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*, volume 42. Geological Society of London.
- Shervais, J. W. (1982). Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and Planetary Science Letters*, 59(1):101–118.
- Shervais, J. W. (2001). Birth, death, and resurrection: The life cycle of suprasubduction zone ophiolites. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2(1).
- Thompson, G. (1973). A geochemical study of the low-temperature interaction of sea-water and oceanic igneous rocks. eos. *Trans. Amer. Geophys. Union*, 54:1015–1019.
- Windley, B. F., Alexeiev, D., Xiao, W., Kroner, A., and Badarch, G. (2007). Tectonic models for accretion of the central asian orogenic belt. *Journal of the Geological Society*, 164(1):31–47.
- Wood, D. A., Joron, J.-L., and Treuil, M. (1979). A re-appraisal of the use of trace elements to classify and discriminate between magma series erupted in different tectonic settings. *Earth and Planetary Science Letters*, 45(2):326–336.
- Zimmer, M., Kröner, A., Jochum, K., Reischmann, T., and Todt, W. (1995). The gabal gerf complex: A precambrian n-MORB ophiolite in the nubian shield, NE africa. *Chemical Geology*, 123(1-4):29–51.

# Přílohy

**Tabulka 4.1:** Hlavní prvky (hm. %)

	V403	V404	V405	V406	V407	V409	V410a
Petrology	basalt	andesite	granite	Cpx cumulate	Cpx cumulate	rhyolite	basalt
SiO <sub>2</sub>	46,40	46,76	66,54	50,69	56,17	67,97	47,70
TiO <sub>2</sub>	2,097	1,041	0,781	0,978	0,750	0,621	0,711
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,44	17,29	14,07	16,50	15,83	14,53	15,69
Fe <sub>2</sub> O <sub>3t</sub>	13,82	9,94	4,28	11,14	6,23	3,62	10,67
MnO	0,169	0,177	0,097	0,281	0,147	0,085	0,197
MgO	5,01	6,00	1,00	5,55	3,30	0,81	9,17
CaO	6,69	10,39	2,82	8,44	6,93	2,36	11,44
Na <sub>2</sub> O	3,68	2,85	5,42	3,73	3,03	5,47	1,79
K <sub>2</sub> O	1,19	0,11	1,89	0,35	1,66	2,16	0,40
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,35	0,11	0,23	0,11	0,28	0,15	0,07
suma	99,15	100,25	100,31	100,87	99,21	100,58	100,06

Tabulka 4.2: Stopové prvky (ppm)

	V403	V404	V405	V406	V407	V409	V410a
Sc	26	38	10	38	17	8	45
Be	1	<1	2	< 1	2	2	< 1
V	276	276	23	265	132	21	280
Cr	<20	210	30	180	140	20	360
Co	46	34	3	34	19	3	45
Ni	40	70	< 20	60	90	< 20	110
Cu	40	100	20	100	60	< 10	120
Zn	130	100	90	90	80	90	80
Ga	23	21	19	18	20	21	17
Ge	2	4	2	3	2	2	2
As	6	15	< 5	< 5	< 5	7	11
Rb	19	2	31	7	28	37	7
Sr	371	173	109	72	427	107	98
Y	31	19	61	21	23	50	16
Zr	178	77	426	61	150	380	40
Nb	8	2	17	2	5	11	1
Mo	< 2	< 2	3	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	2,7	1,6	4,2	1,4	2,4	5,5	1,0
Sn	3,0	2,0	4,0	1,0	2,0	3,0	1,0
Sb	0,4	1,3	0,6	0,4	0,5	0,5	0,4
Cs	0,4	0,3	0,7	0,1	0,5	0,8	0,4
Ba	152,0	30,0	514,0	47,0	431,0	404,0	45,0
La	16,4	5,1	49,8	3,9	23,5	39,1	3,4
Ce	37,9	13,2	107,0	10,2	47,0	84,5	8,5
Pr	5,25	1,91	13,80	1,53	5,90	10,60	1,16
Nd	23,00	9,48	55,30	7,61	23,20	40,70	5,72
Sm	5,33	2,58	11,60	2,42	4,82	8,66	1,71
Eu	1,880	0,974	2,660	0,895	1,350	2,160	0,626
Gd	5,94	2,87	10,10	2,89	4,21	7,95	2,25
Tb	1,02	0,53	1,66	0,54	0,71	1,38	0,40
Dy	5,89	3,20	10,20	3,64	4,13	8,16	2,58
Ho	1,14	0,64	1,98	0,79	0,81	1,68	0,54
Er	3,21	1,87	5,92	2,22	2,34	5,12	1,58

---

	V403	V404	V405	V406	V407	V409	V410a
Tm	0,508	0,295	0,969	0,357	0,343	0,826	0,247
Yb	3,04	1,81	6,31	2,31	2,16	5,44	1,69
Lu	0,453	0,317	1,020	0,366	0,369	0,875	0,275
Hf	3,7	1,7	8,2	1,5	3,3	7,7	1,1
Ta	0,66	0,15	1,22	0,09	0,34	0,97	0,11
W	1,9	1,0	1,4	1,2	1,8	1,6	1,0
Tl	0,25	0,13	0,25	0,1	0,17	0,25	0,09
Pb	7	26	27	5	25	32	14
Th	1,62	1,02	9,50	0,74	3,68	7,63	0,78
U	0,56	0,34	1,82	0,22	1,19	2,46	0,26

---